

Neue Befunde zur Verbreitung und chronostratigraphischen Gliederung holozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Argentinien) – Zeugnisse holozäner Meeresspiegelveränderungen

Gerhard SCHELLMANN¹ & Ulrich RADTKE²

Abstract

Geomorphologic and chronostratigraphic investigations in various coastal localities along the Mid and South Patagonian Atlantic coast, from Bahía Vera (44° S) in the north to San Julián (49° S) in the south, substantiate a rich sequence of Holocene beach ridge systems and littoral and valley mouth terraces. Their formation ages were determined with numerous ¹⁴C-datings on embedded articulated mollusc shells. The modern surface elevation of the various littoral forms above the current high tide water level (hTw) depends, on the one hand, on the respective formation environment: whether it was a surf protected low-energy, or a surf exposed high-energy, or a fluvio-littoral environment. On the other hand, it is the result of a) a temporally limited, mainly during the Holocene, perhaps also the Late Glacial hydro-isostatic uplifting of the coast on the magnitude of ca. 0.3 – 0.4 mm/a, and b) at least two eustatic sea level drops since the Middle Holocene transgression maximum, which happened between 6200 – 6000 ¹⁴C BP and between 2600 – 2400 ¹⁴C BP.

All in all, the early Holocene sea level rise reached the modern coastline at approximately 8100 ¹⁴C-years ago, the highest absolute sea level along the Patagonian Atlantic coast was reached at least 6900 ¹⁴C years ago and lasted from 6900 to ca. 6200 ¹⁴C BP. Sea-level was approx. 2 to at the most 3 m above the current high tide water level. The relative fall of the sea level since then is additionally increased due to the slow hydro-isostatic uplifting of the coast. Consequently, beach ridge formations along the Patagonian Atlantic coast, which developed during the early Middle Holocene transgression maximum in surf exposed coastal positions, have unusually extreme elevations of up to 10 m above the current high tide water level. Even the surfaces of early Middle Holocene littoral forms, which developed as valley mouth terraces or littoral terraces in surf protected coastal positions, have elevations of 5 to 6.5 m above

¹ Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, gerhard.schellmann@uni-bamberg.de

² Geographisches Institut, Universität zu Köln, D-50923 Köln

modern high tide water level.

In a wider regional context large similarities can be seen in the general course of the relative Hooocene sea level development along the Argentinian and Patagonian Atlantic coast. The early Holocene sea level rise, the early Middle Holocene transgression maximum with a sea level that was several metres higher than today's level and a general drop in the sea level since then are such similarities. Whether this sea-level decline was continual or with two or more discrete drops, is not known in many coastal areas due to the lack of corresponding detailed geomorphologic and chronostratigraphic detail surveys and thus suggests the need for further investigations.

1. Einleitung

Meeresspiegelveränderungen und dadurch ausgelöste Verschiebungen der Küstenlinien sind ein prägendes Element des quartären Eiszeitalters. Die Küstenbewohner auf unserer Erde leben sicherlich seit der Landnahme ihres dortigen Siedlungsraumes in dem Bewusstsein, dass Meeresspiegel und Strandlinien über Zeiträume von Generationen betrachtet keine stabilen Größen sind, sondern dass es Zeiten gibt, in denen sich das Meer bzw. die Küstenlinie landeinwärts bewegt oder auch meerwärts verschiebt. Meeresspiegelschwankungen und Strandverschiebungen stellen insofern nicht eine „Erfindung“ aktueller Diskussionen über potentielle Folgen einer globalen Klimaerwärmung dar. In den Geowissenschaften sind sie schon immer ein wichtiger Untersuchungsgegenstand gewesen. Nach KELLETAT (1998: 12) behandelten etwa ein Viertel aller Beiträge, die zwischen 1987 und 1997 von deutschen Geowissenschaftlern publiziert wurden, pleistozäne und holozäne Küstenformen sowie Meeresspiegelveränderungen und neotektonische Bewegungen im Küstenraum.

Neben der reinen Messung von Strandverschiebungen wird fast immer auch die Frage nach den Ursachen solcher Vorgänge gestellt. Dabei werden vor allem glazial- und thermo-eustatische Veränderungen der absoluten Lage des Meeresspiegels, glazial- und hydro-isostatische („glazio-hydro-isostatische“) Bewegungen des Landes, epirogene oder bruchtektonische Verstellungen der Küstenzone oder auch lokale Phänomene wie Sedimentkompaktion, sedimentärer Küstenvorbau oder Küstenerosion als potentielle Ursachen diskutiert. Da die Rekonstruktion des Anteils eustatischer, vor allem glazial- und thermo-eustatischer Veränderungen des Meeresspiegels besonders schwierig ist, gibt es bis heute keine allgemein anerkannte eustatische, also „absolute“ Paläo-Meeresspiegelkurve, weder für das Holozän, noch für die älteren

pleistozänen Warmzeiten. Einen globalen, durchaus noch nicht veralteten Überblick geben die Lehrbücher von PIRAZZOLI (1991; ders. 1996) oder KELLETAT (1999). Obwohl seitdem zahlreiche weitere regionale Küstenstudien vorliegen, fehlen immer noch chronostratigraphisch gut abgesicherte Regionalstudien aus verschiedenen Küstenräumen der Erde. Erst aus der Zusammenschau solcher regionalen Meeresspiegelkurven wird es möglich sein, eine eustatische Meeresspiegelkurve für die Vergangenheit zu rekonstruieren und damit Informationen über bedeutende Klimaeinschnitte in der jüngeren Erdgeschichte zu erhalten.

Wichtig sind geomorphologische und geochronologische Regionalstudien zudem, weil sie die Datenbasis und das Korrekturmaß für glazio-hydro-isostatische Modelle bilden. Ziel solcher Modelle ist es, Ursache und Ausmaß vergangener Meeresspiegelveränderungen an den Küsten der Erde im regionalen Maßstab zu erfassen, um damit zukünftige Veränderungen besser quantifizieren zu können. Für die patagonische Atlantikküste liegen solche Modellberechnungen für den Zeitraum seit dem letzten Hochglazial u. a. von MILNE et al. (2005), PELTIER (2002), GUILDERSON et al. (2000), ROSTAMI et al. (2000) sowie CLARK & BLOOM (1979) vor.

Aber unabhängig davon, was letztendlich die Ursache von Meeresspiegelbewegungen ist, sobald der globale Meeresspiegel steigt oder fällt, das Land sich hebt bzw. senkt, die Küste und die dort ablaufenden litoralen Prozesse werden sich ebenso wie die Küstenbewohner entsprechend darauf einstellen. Die regional unterschiedliche Anfälligkeit der argentinischen Atlantikküste für Folgewirkungen eines aktuell und wahrscheinlich auch zukünftig steigenden Meeresspiegels, ausgelöst durch einen anthropogen verstärkten Treibhauseffekt, beschreiben u.a. KOKOT et al. (2004), LANFREDI et al. (1998) sowie SCHNACK (1993). Während in kurzen Betrachtungszeiträumen von einigen Jahren und wenigen Jahrzehnten vor allem lokal wechselnde Phänomene der Küstenerosion oder Sedimentanlandung wichtig für konkrete Maßnahmen des Küstenschutzes sind, ist bei der Planung mittel- und langfristig ausgerichteter Maßnahmen des Küstenschutzes eine Abschätzung der zu erwartenden örtlichen Meeresspiegel- und Tideveränderungen nicht unerheblich. Letztere unterliegen vielen Einflussfaktoren, wobei vor allem lokal und regional wirksame und sehr langsam ablaufende isostatische, epirogene, bruchtektonische oder sediment-kompaktive Vorgänge eustatische Meeresspiegelbewegungen modifizieren, d.h. diese entweder verstärken oder abschwächen. Die Interpretation dieses zukünftigen lokalen und regionalen Zusammenspiels von Land und Meer ist daher erst durch die Rekonstruktion dieser Vorgänge, wie sie in der jüngeren geologischen Vergangenheit stattgefunden

haben, möglich. Gehobene oder überflutete litorale Formen und Ablagerungen sind dabei wichtige Zeugnisse und Archive von Paläomeeresspiegelbewegungen.

Die Bedeutung der patagonischen Atlantikküste für die Quantifizierung von Paläomeeresspiegelveränderungen liegt u.a. darin, dass sich diese Küste entlang eines relativ stabilen Kontinentalrandes erstreckt, der zu den tektonisch stabilsten Küstengebieten dieser Erde zählt (u.a. SCHELLMANN 1998a). Damit ist eine wichtige Voraussetzung für die Erforschung und Quantifizierung absoluter Meeresspiegelveränderungen vorhanden. Natürlich existieren lokal Küstengebiete, wie u.a. in der Verlängerung des Gran Bajo de San Julián und wahrscheinlich auch im Bereich der Península Valdés (Abb. 1), die sich in ihrem tektonischen Verhalten deutlich von der schwachen tektonischen Hebungstendenz der Umgebung unterscheiden. Sie können anhand der vom generellen Trend abweichenden Höhenlagen ihrer mittel- und jungpleistozänen Küstenterrassen erkannt werden (s.u.; SCHELLMANN 1998a; 1998b).

Ein weiterer Aspekt, der ebenfalls dazu auffordert, auch zukünftig litorale Untersuchungen an der patagonischen Atlantikküste durchzuführen, um mehr Informationen über die regionale und globale Umwelt- und Klimageschichte zu erhalten, ist der, dass vor Argentinien zwei unterschiedliche Meeresströmungen zusammentreffen. Von Süden kommend fließt der kalte Falkland (Malvinas)-Strom (Jahresmitteltemperaturen 4 - 11°C, Salzgehalte 33,8 - 34‰; Zahlen nach AGUIRRE et al. 2006a: 108) vor der patagonischen Küste nach Norden und trifft aktuell auf der Höhe des Golfo Nuevo (ca. 43°s. Br.) nördlich der Península Valdes auf den nach Süden strömenden warmen Brasilstrom (Jahresmitteltemperaturen 8 - 24°C, Salzgehalt 34,5 - 36‰; Zahlen nach AGUIRRE et al. 2006a: 108). Bisher ist nur sehr rudimentär bekannt, inwieweit sich stärkere und schwächere Klimaschwankungen der Vergangenheit auf die Breitenkreislage der Konfluenz beider Meeresströmungen ausgewirkt haben. Paläozoologische Arbeiten über die Verbreitung von Molluskenarten in holozänen sowie jung- und mittelpleistozänen Küstenterrassen (u.a. AGUIRRE et al. 2006b; AGUIRRE et al. 2005; AGUIRRE 2003) weisen auf derartige Verlagerungen hin. Danach sollen an der mittelpatagonischen Küste zwischen der Bahía Vera und der Bahía Bustamante als Folge eines weiter nach Süden reichenden Brasilstromes wärmere Meerestemperaturen vor allem vor ca. 400 ka (MIS 11), aber auch während des holozänen Klimaoptimums vor etwa 5 - 8 ka geherrscht haben (AGUIRRE et al. 2006b). Während der Hochstände des letzten und vorletzten Interglazials (MIS 5e, MIS 7) sollen dagegen die Meerestemperaturen den heutigen geähnelt haben oder etwas wärmer gewesen sein (AGUIRRE et al. 2005). Die ebenfalls noch im letzten Interglazial, aber

erst nach dem Transgressionsmaximum bei bereits abgesunkenem relativen Meeresspiegel gebildeten T2_[5]-Strandwallssysteme bei Camarones (Lokalität Pa 47 in SCHELLMANN 1998a, SCHELLMANN & RADTKE 2000) besitzen nach AGUIRRE et al. (2006b: 279) eine Molluskengemeinschaft, die auf Meerestemperaturen ähnlich den heutigen Bedingungen hinweisen. Letzteres ist aber unseres Erachtens noch kein Beleg dafür, dass die Strandwälle erst im MIS 5a oder MIS 5c gebildet wurden, wie dieses von AGUIRRE et al. (2006b: 279) angenommen wird. Die etwas kälteren, den heutigen Meerestemperaturen ähnelnden Bedingungen können sicherlich auch schon am Ausgang des MIS 5e existiert haben. Leider konnten auch die inzwischen durchgeführten zusätzlichen ESR-Datierungen an beidschaligen Muscheln aus den letztinterglazialen T3_[5]- und T1_[5]-Strandwallssystemen bei Bustamante in Hinblick auf deren exakte chronostratigraphische Einstufung nicht weiterhelfen (s.u.). Daher bleibt weiter offen, ob die bei Camarones und Bustamante nach dem Transgressionsmaximum entstandenen letzt- und vorletzt-interglazialen Strandwallssysteme T3_[7], T2_[7], T2_[5] und T1_[5] noch am Ausgang des jeweiligen Meeresspiegelhochstandes MIS 7 bzw. MIS 5 oder erst während der nachfolgenden Submaxima MIS 7c und MIS 7a bzw. MIS 5c und MIS 5a entstanden sind. Geht man davon aus, dass während dieser Submaxima der globale Meeresspiegel etwa 20 ± 5 m tiefer lag als heute, wie u.a. von SCHELLMANN & RADTKE (2004: 99ff.) sowie RADTKE & SCHELLMANN (2005) von der Karibikinsel Barbados abgeleitet wurde, dann ist die oben mutmaßlich angezeigte Parallelisierung nicht möglich (SCHELLMANN & RADTKE 2000). Akzeptiert man dagegen die Auffassung von COYNE et al. (2007), die sich auf entsprechende Untersuchungen auf der Karibikinsel Grand Cayman stützt, wonach der Meeresspiegel während des MIS 5c und 5a sogar wenige Meter höher war als heute, dann wäre eine entsprechende Parallelisierung natürlich möglich. Dieses Beispiel verdeutlicht die großen Unsicherheiten, die immer noch bei der Rekonstruktion eustatischer Meeresspiegel-lagen selbst in der jüngeren erdgeschichtlichen Vergangenheit bestehen.

In den Jahren 2002 - 2005 konnten im Rahmen eines DFG-Projektes (Sche 465/2-1) weitere geomorphologische Detailkartierungen, sedimentologische Aufnahmen sowie chronostratigraphische Einstufungen (konv. und AMS-¹⁴C-Datierungen) von Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste durchgeführt werden, in deren Fokus holozäne Strandbildungen standen. Diesen Neuaufnahmen gingen Untersuchungen in den 1990'er Jahren voraus, deren thematischer Schwerpunkt allerdings auf der Kartierung und geochronologischen Alterseinstufung (vor allem mit Hilfe von ESR-Datierungen) jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen lag (u.a.

SCHELLMANN 1998a; ders. 1998b; ders. 2000; SCHELLMANN & RADTKE 2000). Zwar konnte dadurch bereits das große Potential solcher Untersuchungen für die Rekonstruktion relativer Meeresspiegelveränderungen aufgezeigt werden, aber die Ursachen bzw. die Anteile von eustatischen (glazial- und thermo-eustatischen), isostatischen (glazial- oder hydro-isostatischen) und tektonischen (epirogenen oder bruchtektonischen) Impulsen an den konstatierten warmzeitlichen Meeresspiegelbewegungen während der letzten drei Interglaziale (MIS 1, MIS 5, MIS 7) blieben unklar. Immerhin konnte eine stärkere epirogene wie auch eine stärkere glazial-tektonische Hebung der mittel- und südpatagonischen Küste seit dem Mittelpleistozän ausgeschlossen und lokal begrenzte Gebiete mit bruchtektonischen Verstellungen nachgewiesen werden. Allerdings blieb ungeklärt, welche Anteile eustatische und hydro-isostatische Faktoren an den festgestellten Meeresspiegelveränderungen hatten und inwieweit Veränderungen von Tiden und Wind die lokale und regionale Höhenlage des Meeresspiegels beeinflusst haben (u.a. SCHELLMANN 2000: 108; SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Vor allem die relativ hohe Lage mittelholozäner Strandbildungen, die bei Ausschluss bedeutenderer Landhebungen auf ein bis zu 5 m höheres Tidehochwasser vor etwa 6600 ¹⁴C BP hinweisen (SCHELLMANN & RADTKE 2003b), widersprechen Befunden aus anderen glazio-hydro-isostatisch wenig beeinflussten Regionen der Erde, wie z. B. der Karibik (u.a. BARD et al. 1990; LIGHTY et al. 1982) oder dem Pazifik (u.a. WOODROFFE 2005). Dort lag der Meeresspiegel mit hoher Wahrscheinlichkeit während des holozänen Transgressionsmaximums im heutigen Meeresniveau oder nur geringfügig darüber.

1.1 Lage der untersuchten Küstenlokalitäten an der patagonischen Atlantikküste

Im Einzelnen konzentrierten sich die aktuellen Untersuchungen auf fünf Küstenlokalitäten an der mittelpatagonischen Atlantikküste zwischen der Bahía Vera im Norden und der Ría Deseado im Süden (Abb. 1). Von den Lokalitäten Bahía Vera und Ría Deseado existierten bisher keine morpho- und chronostratigraphischen Untersuchungen zu den dort verbreiteten holozänen Küstenterrassen. In den Lokalitäten Bahía Camarones, Bahía Bustamante und Caleta Malaspina wurde der Kenntnisstand vor allem zur Verbreitung und Altersstellung der holozänen Terrassen so weit abgesichert, dass diese Küstengebiete als Typuslokalitäten für die holozänen bis mittelpleistozänen Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Küste dienen können. Im Küstenabschnitt nördlich und südlich von Caleta Olivia konnten weitere Lokalitäten mit holo-



Abb. 1:
Lage der untersuchten Küsten-
lokalitäten an der mittel- und süd-
patagonischen Atlantikküste mit
Amplitude (m) des Springtide-
hubs.

zänen bzw. jungpleistozänen Küstenterrassen datiert werden. An der südpatagonischen Küste wurde bei San Julián erstmalig die mittelholozäne H1a-Strandterrasse in einer ähnlichen Höhenlage wie an der mittelpatagonischen Küste nachgewiesen und datiert (Kap. 3.8). Damit ist belegt, dass es im Senkungsgebiet des Gran Bajo de San Julián (SCHELLMANN 1998a) mindestens seit dem Mittelholozän keine bedeutende tektonische Absenkung mehr gegeben hat. Zudem konnte das Alter der dort in der sog. „Hundertstrände-Bucht“ in großer Ausdehnung erhaltenen jungholozänen Strandwälle über die Datierung weiterer beidschalig eingelagerter Muschelschalen abgesichert

werden (Kap. 3.8; SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Die Datierung zusätzlicher beidschaliger Muscheln aus letztinterglazialen Strandwallsystemen südlich von Caleta Olivia (Kap. 3.6: Lokalität „Pa02/27“) sowie bei Bustamante (Kap. 3.5: Lokalitäten „Pa04/3“ und „Pa04/5“) bestätigen die bisherige Auffassung einer in der Summe geringen Heraushebung der Küste seit dieser Zeit. Die Frage, welchen Anteil daran glazial- und hydro-isostatische Bewegungen haben, wird in Kap. 4 diskutiert.

1.2. Möglichkeiten und Probleme der Altersdatierung litoraler Sedimente an der patagonischen Atlantikküste und der marine ^{14}C -Reservoireffekt

Eine Besonderheit der meist extrem grobklastischen litoralen Ablagerungen an der patagonischen Atlantikküste ist das Phänomen, dass diese durchaus auch beidschalig eingesedimentierte Muschelschalen und sogar sehr zerbrechliche Schalen der Gattungen *Mytilus edulis* (Photo 1), *Mytilus magellanicus*, *Ensis macha*, *Brachidontes purpuratus* oder *Aulacomya atra* führen können. Sie sind heute noch beidschalig erhalten, obwohl deren Schloßmuskulatur lange schon verwest ist. Bei einer leichten Lageveränderung der Schalen würden sie auseinander fallen. Das bedeutet aber, dass die relativ schnell nach dem Absterben verweste Schlossmuskulatur noch vorhanden



Photo 1:
Beidschalige Muschelschalen der Gattung *Mytilus edulis* eingelagert in kiesigen Strandablagerungen der mittelholozänen H1a-Strandterrasse südlich von Camarones (Kap. 3.4: Lokalität Pa02/7a).

war, als die Muschelschalen von Sturmwellen an den Strand geworfen wurden. Da diese seit der Verwesung der Schloßmuskulatur bei einer weiteren Umlagerung auseinander fallen würden, sind sie ohne Zweifel als *in situ* befindlich anzusehen. Das bestätigen Paralleldatierungen mehrerer, beidschalig in einer Sedimentlage eingelagerter Muschelschalen (Tab. 1). Sie besitzen bei Berücksichtigung des ^{14}C -Fehlerintervalls nahezu identische Alter.

Die Aufsammlung und Datierung mehrerer, noch mit beiden Schalen in einer Sedimentlage eingelagerter, und damit annähernd (wenige Jahre bis Jahrzehnte) altersgleicher Muscheln (Tab. 1) bietet die einzigartige Möglichkeit, die Genauigkeit von Datierungsmethoden zu überprüfen. Dadurch kann direkt aufgezeigt werden, inwieweit ein Altersbestimmungsverfahren zunächst einmal überhaupt in der Lage ist, deren annähernde Altersgleichheit zu reproduzieren. Bei der Datierung von Einzelschalen ist das nicht möglich, da diese mehrfach umgelagert und damit selbst innerhalb einer Sedimentlage unterschiedlich alt sein können. Im günstigsten Fall kann deren Altersdatierung lediglich ein grobes Maximalalter für die Ablagerung der umgebenden Sedimente liefern.

Weitere, traditionelle Möglichkeiten, um die Qualität von Datierungsverfahren zu überprüfen, reichen von entsprechend dichten Beprobungen und Datierungen von mehreren Sedimentlagen innerhalb eines litoralen Sedimentkörpers bis hin zu geomorphologischen Detailkartierungen des morphostratigraphischen Kontextes.

Von den aktuell zur Verfügung stehenden numerischen Datierungsverfahren an holozänen Muschelschalen wird die Radiokohlenstoff (^{14}C)-Methode sicherlich auch in naher Zukunft die wirtschaftlich effizienteste und von der Qualität her genaueste Datierungsmethode bleiben. Eine Datierung mit Hilfe der ESR-Methode bleibt leider, trotz aller methodischen Verbesserungen, weiterhin unbefriedigend (SCHELLMANN & RADTKE in diesem Band; SCHELLMANN et al. im Druck). Leider können auch ^{14}C -Datierungen holozäner Muschelschalen vor allem als Folge mariner ^{14}C -Reservoir-effekte um mehrere Jahrhunderte zu alt sein. Über die Ausmaße dieses ^{14}C -Reservoir-effektes und seinen räumlichen und zeitlichen Schwankungen in der Vergangenheit ist von der patagonischen Atlantikküste nur sehr wenig bekannt.

Im globalen Mittel liegt der heutige marine ^{14}C -Reservoir-effekt im ozeanischen Oberflächenwasser für die letzten 10,500 Kalenderjahre bei etwa 405 Jahren (HUGHEN et al. 2004). Nach Messungen von BROECKER & OLSON (1961) besitzt der Falklandstrom im Oberflächenwasser einen kernwaffenbereinigten ^{14}C -Reservoirwert

Tab. 1: ^{14}C -Alter an beidschaligen Muscheln, die aus einer Sedimentlage geborgen wurden (Pa Nr. = Lokalität; Pa Nr. a = Sedimentlage a; Pa Nr a*1 = Lokalität Pa Nr, Sedimentlage a, Muschelschale 1).

Bahia Vera					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa02/8b*1	-2,8	Erl-6475	3255 ± 46 BP	2938-3231	<i>Tegula sp.</i>
Pa02/8b*2	-2,8	Erl-6811	3215 ± 52 BP	2870-3192	<i>Tegula sp.</i>
Camarones Süd					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa 02/14b*1	-1,4	Hd-23253	6293 ± 55 BP	6620-6898	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 02/14b*2	-1,4	Hd-23508	6267 ± 45 BP	6609-6849	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 02/14b*3	-1,4	Hd-23692	6434 ± 42 BP	6785-7056	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 02/14b*4	-1,4	Hd-23675	6284 ± 42 BP	6633-6858	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 33*5	-0,2	Hd-18241	6663 ± 59 BP	7024-7317	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 33*1	-1	Hd-16502	6708 ± 46 BP	7145-7349	<i>Protothaca ant.</i>
Caleta Malaspina, Bustamante					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa 58*3	-3	Hd-17683	4420 ± 80 BP	4398-4807	<i>Protothaca sp.</i>
Pa 58*4	-3	Hd-18397	4473 ± 40 BP	4531-4795	<i>Protothaca sp.</i>
Pa 57*4	-0,5/-1,5	Hd-17718	5380 ± 70 BP	5598-5894	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 57*3	-0,5/-1,5	Hd-18397	5424 ± 40 BP	5693-5898	<i>Protothaca ant.</i>
Pa04/15a	-0,7	Hd-23661	6703 ± 42 BP	7144-7328	<i>Protothaca ant.</i>
Pa04/15b	-1	Hd-23690	6726 ± 36 BP	7161-7343	<i>Protothaca ant.</i>
Caleta Olivia					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa 72*3	-0,6	Hd-18473	5240 ± 50 BP	5479-5711	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 72*1	-0,6	Hd-16509	5381 ± 60 BP	5612-5887	<i>Protothaca ant.</i>
Ría Deseado					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa02/18*1	-1,4	Erl-5718	2392 ± 51 BP	1877-2153	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/18*2	-1,4	Erl-6478	2383 ± 43 BP	1891-2127	<i>Brachidontes purp.</i>
Pa02/20*1	-0,6	Erl-5720	3396 ± 51 BP	3123-3392	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/20*2	-0,8	Erl-6479	3467 ± 40 BP	3241-3445	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/21*1	-0,4	Erl-5721	4337 ± 53 BP	4304-4639	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/21*2	-0,5	Erl-6480	4404 ± 44 BP	4416-4766	<i>Mytilus edulis</i>
San Julián Nord					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa02/24a*2	-1,3	Erl-6813	6315 ± 54 BP	6644-6918	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/24a*1	-1,3	Hd-23231	6392 ± 46 BP	6735-6991	<i>Mytilus edulis</i>

* kalibriert mit: MARINE04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

mariner ^{14}C -Reservoirereffekt von 400 Jahren (Hughen et al. 2004, Radiocarbon 46: 1059-1086)

Pa02/8b*1 = Lokalität Pa02/8, Sedimentlage 8b, Muschel Nr. 1

von etwa 560 - 600 Jahren. CORDERO et al. (2003: Table 2) berichten, dass die aktuellen ^{14}C -Reservoirwerte im Oberflächenwasser an der offenen nordpatagonischen Atlantikküste je nach Küstenstandort zwischen 230 bis 566 Jahren, an der mittel- und südpatagonischen Küste nördlich des Río Santa Cruz Größenordnungen von 355 bis 529 Jahren besitzen. In geschützten Meeresbuchten sollen sie teilweise aber auch deutlich niedriger liegen. Die Variationsbreite liegt insgesamt im Rahmen der von HUGHEN et al. (2004: Figure 4) für die vergangenen 3000 Kalenderjahre modellierten globalen marinen ^{14}C -Reservoirschwankungen von etwa 280 - 490 Jahren.

Dennoch bleiben Zweifel an dem von CORDERO et al. (2003) verwendeten Verfahren. Ihre aktuellen marinen ^{14}C -Reservoirbestimmungen resultieren aus dem Vergleich der ^{14}C -Gehalte rezenter Aufsammlungen mariner Muschelschalen und Landpflanzen. Leider sind die gemessenen ^{14}C -Aktivitäten nicht publiziert, so dass das Verfahren im Detail nicht ersichtlich ist.

Einen ähnlichen Ansatz haben auch wir im Rahmen dieses Projektes verfolgt. Aber bereits die ersten Messungen der ^{14}C -Gehalte von jeweils 2 rezenten Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua*, die von uns im Jahr 1994 bzw. 2004 an der mittelpatagonischen Atlantikküste aufgesammelt wurden, zeigten Unerwartetes. Bei allen 4 Proben handelt es sich um beidschalige Muschelschalen derselben Gattung. Alle Schalen enthielten bei ihrer Aufsammlung noch den eingetrockneten Weichkörper der Muschel, so dass sie sicherlich erst wenige Tage oder Wochen zuvor gestorben und von den Wellen an den Strand geworfen wurden.

Zu unserem Erstaunen sind in allen 4 Schalen (Tab. 2) die ^{14}C -Gehalte im Vergleich mit den während ihrer Aufsammlung bereits deutlich erniedrigten atmosphärischen ^{14}C -Gehalten von etwa $120 \delta^{14}\text{CO}_2 (‰)$ (Nordhemisphäre 1994) bzw. $64 \delta^{14}\text{CO}_2 (‰)$ (Nordhemisphäre Dez. 2003) (LEVIN & KROMER 2004: Table 1) deutlich erhöht. Zudem sind zwischen den Kollektionen aus den Jahren 1994 und 2004 keine signifikanten Unterschiede der ^{14}C -Gehalte erkennbar. Eigentlich sollten aber die ^{14}C -

Tab. 2: ^{14}C -Gehalte rezenter Muschelschalen von der mittelpatagonischen Atlantikküste.

Proben-Nr.	Jahr der Beprobung	Lokalität	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{14}\text{C}$	Labor-Nr.	Gattung, Art
04-rez.*1	2004	Caleta Malaspina	1,71	155 ± 4	Hd-23493	<i>Protothaca antiqua</i>
04-rez.*2	2004	Caleta Malaspina	0,2	131 ± 4	Hd-23615	<i>Protothaca antiqua</i>
D6691	1994	Camarones S	0,45	136 ± 7	Hd-16809	<i>Protothaca antiqua</i>
D6699	1994	Bustamante	0,5	172 ± 5	Hd-20303	<i>Protothaca antiqua</i>

$\delta^{14}\text{C}$: $\delta^{13}\text{C}$ korrigierte $\delta^{14}\text{C}$ -Werte in Promille, relativ zur NBS Oxalsäureaktivität, zerfallskorrigiert (Stuiver & Pollach 1977)

Hd-Nr.: ^{14}C -Labornummer, Universität Heidelberg, Dr. Bernd Kromer

Gehalte rezenter Muschelschalen „reservoirbedingt“ eher niedriger sein als die atmosphärischen Gehalte. Ebenso sollten die Muschelschalen aus dem Aufsammlungsjahr 2004 deutlich niedrigere Gehalte besitzen als die aus dem Jahre 1994.

Für diese unerwarteten Ergebnisse bieten sich folgende beide Erklärungen an. Die ^{14}C -Gehalte der rezenteren Muschelschalen wurden ebenso wie auch von CORDERO et al. (2003) an einer ganzen Hälfte einer Muschelschale bestimmt (^{14}C -Messungen: Dr. Bernd Kromer, Universität Heidelberg). Sie sind also eine Mittelung des während der mehrjährigen Wachstumszeit von der Muschelschale aufgenommenen $^{14}\text{CO}_2$. Berücksichtigt man, dass immer noch eine sehr hohe kernwaffenbedingte ^{14}C -Aktivitätsrate (Zerfallsrate) in unserer Umwelt existiert, dann könnten die unterschiedlichen ^{14}C -Gehalte in den im Jahre 2004 bzw. im Jahre 1994 aufgesammelten Muschelschalen allein durch das unterschiedliche Lebensalter der untersuchten Muschelschalen verursacht sein.

Eine Abschätzung des Lebensalters der Muschel *Protothaca antiqua* ist mit Hilfe von Veränderungen der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und Sr/Ca-Verhältnisse in Wachstumsrichtung der Oberschale möglich. Abb. 2 zeigt solche signifikanten Jahresrhythmen einer großen rezenteren Muschelschale der Gattung *Protothaca antiqua* von der Lokalität Bahía Vera nördlich von Camarones. Danach erreichte diese Muschelschale eine Lebenszeit von etwa 6 - 9 Jahren. Messungen an mehreren Muschelschalen belegten ebenfalls, dass große und mittelgroße (ca. 4 - 8 cm) Schalen der Gattung *Protothaca antiqua*

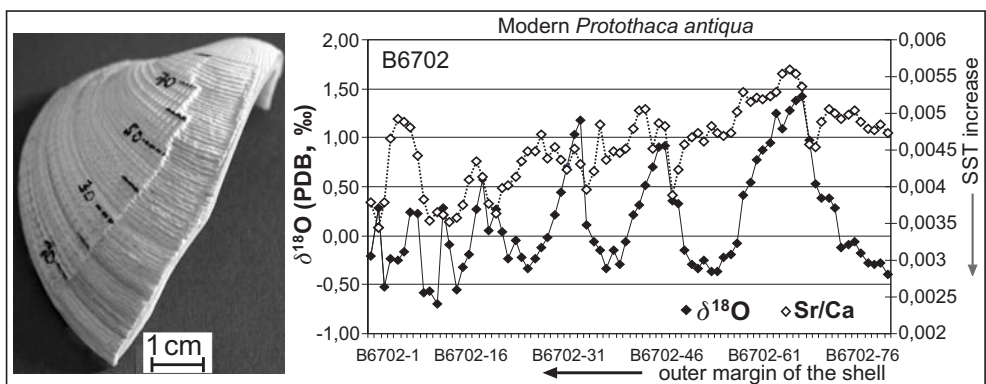


Abb. 2: Sauerstoffisotopen- ($\delta^{18}\text{O}$) und Sr/Ca-Gehalte einer rezenteren Muschelschale (K6702) der Gattung *Protothaca antiqua*. Die Muschelschale wurde in Wachstumsrichtung der Oberschale von außen (B6702-1) nach innen (B6702-80) beprobt (siehe Photo). Die massenspektrometrische Bestimmung der $\delta^{18}\text{O}$ - und Sr/Ca-Gehalte wurden dankenswerterweise von Dr. A. Lücke, Forschungszentrum Jülich durchgeführt.

nur etwa 5 - 10 Jahre alt sind. Bei einer Bestimmung des ^{14}C -Gehaltes an einer ganzen Muschelschale reicht selbst dieses relativ kurze Lebensalter augenscheinlich aus, um als Folge der kernwaffenbedingten hohen atmosphärischen ^{14}C -Zerfallsrate von 20‰/a (1984) bzw. derzeit etwa 5‰/a (LEVIN & KROMER 2004: Table 1) und als Folge einer „Mittelung“ der Lebensjahre der Muschel insgesamt deutlich erhöhte ^{14}C -Gehalte von einigen 10er Promille vorzufinden.

Ein weiterer Grund für den erhöhten ^{14}C -Gehalt in der Muschelschale könnte in den vor der patagonischen Atlantikküste weit verbreiteten sublitoralen Algenwäldern liegen. Mit der langsamen Zersetzung abgestorbener Algen wird wahrscheinlich der stetige Abbau des atmosphärischen ^{14}C -Bombenreservoirs im sublitoralen Lebensraum der Muschelschalen stark gedämpft.

Beide Aspekte weisen darauf hin, dass eine Rekonstruktion des marinen ^{14}C -Reservoir-effektes mittels rezenter Muschelschalen wahrscheinlich nur dann möglich sein wird, wenn das „Lebensalter der Muschelschale“ und der „organische ^{14}C -Bombenreservoir-effekt in der Küstenzone“ bekannt sind. Das bedeutet, dass für solche Fragestellungen nur der ^{14}C -Gehalt in einer einjährigen Anwachszone einer Muschelschale bestimmt werden sollte, wobei zusätzlich während des Wuchszeitraumes dieser Anwachszone Wasserproben genommen werden müssen, um das postulierte „organische bedingte ^{14}C -Bombenreservoir in der Küstenzone“ abschätzen zu können. Wir glauben, dass nur auf diese Weise realistische Daten zum aktuellen ^{14}C -Reservoir-effekt an der patagonischen Atlantikküste gewonnen werden können.

Hinweise auf die Größenordnung holozäner ^{14}C -Reservoirwerte liegen von ALBERO et al. (1987: Tab. 2, Tab. 3) vom Beagle Kanal (Feuerland) vor. Anhand vergleichender ^{14}C -Datierungen an Holzkohlen und Muschelschalen (*Mytilus edulis*) postulieren sie für den Zeitraum zwischen 360 bis 5600 ^{14}C Jahre BP einen durchschnittlichen ^{14}C -Reservoir-effekt an marinen Muschelschalen von etwa 560 Jahren (ALBERO et al. 1987: 69). Im Rahmen eines mit den Kollegen Helmut Brückner (Marburg) und Roland Mäusbacher (Jena) durchgeführten DFG-Projektes „Golfo San José“ konnten von drei archäologischen Feuerstellen an der Küste des Golfo San José (Península Valdés) Muschelschalen und Holzkohlen geborgen und ^{14}C -datiert werden (BRÜCKNER et al., in diesem Band). Die ^{14}C -Alter der marinen Muschelschalen sind im Vergleich zu den parallel geborgenen Holzkohlen im jüngeren Subatlantikum um etwa 340 Jahre und im jüngeren Subboreal um ca. 590 Jahre zu hoch. Die aktuellen ^{14}C -Reservoirwerte sollen dagegen nach CORDERO et al. (2003: Table 2) im Oberflächenwasser

des Golfo San José sogar etwa 860 Jahre und im Tiefenwasser 1120 Jahre betragen.

Insgesamt deutet sich trotz des weiterhin sehr lückenhaften Befundmaterials an, dass der marine ^{14}C -Reservoireffekt an der patagonischen Atlantikküste nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich stärker geschwankt hat. Tendenziell scheint er im mittleren Holozän bis zu 200 Jahre höher, im jüngeren Holozän dagegen eher bis zu 60 Jahre niedriger gewesen zu sein als der globale Mittelwert von 400 Jahren. Insofern sind alle mit Hilfe des globalen Mittelwertes von 400 Jahren kalibrierten ^{14}C -Alter von Muschelschalen im mittleren Holozän wahrscheinlich tendenziell zu jung und bei den jungholozänen Muschelschalen eher etwas zu alt.

2. Methodisches

Die im folgenden verwendeten holozänen Alterseinstufungen litoraler Formen und Ablagerungen stützen sich auf konventionelle oder AMS ^{14}C -Datierungen von Muschelschalen, die fast ausschließlich in beidschaliger Erhaltung aus litoralen, selten aus sublitoralen Sedimenten geborgen werden konnten. Nur die Alterseinstufung der jungholozänen Strandwälle nördlich von Puerto Deseado konnte nicht besser abgesichert werden und basiert weiterhin auf den bei SCHELLMANN (1998a) publizierten ^{14}C -Datierungen an zwei Einzelschalen. Das Alter der jung- und mittelpleistozänen Küstenterrassen beruht auf mehr als 200 ESR-Datierungen, die u.a. bei SCHELLMANN (1998a) publiziert sind. Im Rahmen der aktuellen Untersuchungen konnten weitere ESR-Datierungen letztinterglazialer Küstenterrassen an den Lokalitäten Bustamante und südlich von Caleta Olivia durchgeführt werden. Wegen des Fehlens von Aufschlüssen mit beidschalig erhaltenen Muschelschalen war es aber nicht möglich, auch die jung- bis mittelpleistozänen Strandwallsysteme an der Bahía Vera nördlich von Camarones (Kap. 3.3) zu datieren.

Eine ausführliche Übersicht über die physikalischen Grundlagen der ESR-Altersbestimmungsmethode geben u.a. GRÜN (1989a; 1989b), JONAS (1997) und RINK (1997). Methodische Details zur ESR-Datierung von Muschelschalen sind bei SCHELLMANN (1998a) sowie SCHELLMANN & RADTKE (2003a; dies. 2000; dies. 1999) beschrieben. Alle ESR-Altersbestimmungen wurden an aragonitischen Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua* durchgeführt. Calcit konnte weder in röntgendiffraktometrischen Aufnahmen (SIEMENS D 5000) noch im ESR-Screen mit 300 Gauss (kein Auftreten von Mn^{2+} -Linien) gefunden werden. Dennoch können diagenetische Veränderungen der ESR-datierten Muschelschalen nicht ausgeschlossen werden. Vor

allem sind *post mortem* einsetzende Lösungen des Aragonits und anschließende sekundär-aragonitische Rekristallisationen, wie sie von RIBAUD-LAURENTI et al. (2001) in aragonitischen Steinkorallen beschrieben werden, auch bei Muschelschalen nicht ausgeschlossen.

Bei allen Muschelschalen wurde bis zu einem Drittel der äußeren Schale (ca. 0,6 bis 2 mm) durch Einlegen in 2,5%iger Salzsäure abgeätzt. Die gesäuberten und vermessenen Schalen wurden anschließend per Hand in einem Achatmörser zerkleinert und gesiebt. Von jeder Schale wurden von der Korngrößenfraktion 125-250 μm 20 Aliquots mit 0,2000 g Gewicht eingewogen und unter der ^{60}Co -Quelle der Universitätsklinik Düsseldorf mit Dosisraten von 0,5 Gy/min bestrahlt. In Anlehnung an SCHELLMANN & RADTKE (1999; dies. 2001) wurden unterschiedlich weite Bestrahlungsschritte gewählt. Die Proben K4518; K4519 wurden bis maximal 400,5 Gy (0; 8,9; 17,8; 26,7; 44,5; 66,8; 89; 111,3; 133,5; 155,8; 178; 200,3; 222,5; 244,8; 267; 289,3; 311,5; 333,8; 356; 400,5 Gy) und alle anderen Proben bis maximal 534 Gy (0; 17,8; 35,6; 53,4; 71,2; 89; 106,8; 124,6; 142,4; 160,2; 178; 213,6; 249,2; 284,8; 320,4; 356; 400,5; 445; 489,5; 534 Gy) bestrahlt.

Die ESR-Messungen wurden auf einem Bruker ESP 300E X-Band Spektrometer im Datierungslabor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln durchgeführt. Typische ESR-Messparameter waren: 25 mW Mikrowellenleistung, 0,5 G Modulationsamplitude, 20,9 s Scan-Zeit, 40 G Scan-Breite, 5 akkumulierte Scans. Die Quantifizierung der kosmogenen Strahlenbelastung (D'_{cos}) erfolgte über die Tiefe der Probe unter der heutigen Oberfläche unter Verwendung publizierter Daten (PRESCOTT & HUTTON 1994). Die natürliche Umgebungsstrahlung wurde über analytische Doppelbestimmungen, teilweise Dreifachbestimmungen (NAA und ICP-MS) der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte in den unmittelbar umgebenden Sedimenten ermittelt, die interne Dosisrate der Muschelschalen über analytische Doppel-, teilweise Dreifachbestimmungen (NAA und ICP-MS) ihrer Urangehalte. Bei der Altersberechnung wurden die jeweils analytisch nachgewiesenen maximalen Elementgehalte verwendet (SCHELLMANN & RADTKE in diesem Band). Alle ESR-Datierungen wurden mit einem k-Faktor von $0,1 \pm 0,02$ berechnet.

Die D_E -Werte wurden mit Hilfe der „ D_E - D_{max} -Plot (DDP)-Prozedur“ (SCHELLMANN & RADTKE 2001a) unter Verwendung des ESR-Datierungssignals bei $g = 2,0006$ und mit Hilfe des Programms „Fit-sim“ (Version 1993) von Rainer Grün bestimmt. Die ESR-Alter wurden mit dem Programm „Data V.6“ (Version 1999) von

Rainer Grün berechnet.

Da sich die meisten untersuchten Küstenterrassen nahe bzw. unmittelbar an der aktuellen Küstenlinie erstrecken, wurde deren Höhenlage über heutigem Tidehochwasser mit Hilfe manueller Nivellements, ausgehend vom jeweiligen aktuellen Tidewasserspiegel, bestimmt. Die Höhenlage der wenigen küstenferneren Lokalitäten wurde mit einem THOMMEN-Altimeter mit einer gerätespezifischen Meßgenauigkeit von ± 1 m durchgeführt. Die Umrechnung auf das hier verwendete Bezugsniveau des Springtidehochwassers (m. ü. hTw = highest tide water) erfolgte anhand der jährlich vom SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL in Buenos Aires veröffentlichten „Tablas de Marea“. Es ist anzunehmen, dass Tideverlauf und Tidehöhen an den untersuchten Küstenlokalitäten geringfügig von den benutzten Bezugsniveaus der Tidemesstellen abweichen, vor allem dann, wenn die Tidestationen weiter von den Untersuchungsgebieten entfernt liegen. Aber die daraus resultierenden Höhenunterschätzungen oder -überschätzungen sind vernachlässigbar, da bereits innerhalb eines Strandwallsystems expositionsbedingt Höhenschwankungen von einigen Dezimetern und mehr existieren. Dennoch wäre es wünschenswert, zukünftig einmal alle Höhen über satellitengestützte Höhenmessungen (hochauflösendes GPS) neu einmessen zu können.

3. Die untersuchten Küstenlokalitäten im Einzelnen

Die patagonische Atlantikküste besitzt überwiegend hoch-energetische, makrotidale (Abb. 1) und sturmreiche Sedimentationsmilieus, wobei Kliffküsten mit vorgelagerten Abrasionsplattformen sowie grobkiesige Strandwallsysteme den küstenmorphologischen Formenschatz beherrschen (u.a. SCHELLMANN 1998a). In der Mehrzahl der untersuchten Küstenabschnitte prägen kiesige Strandwall-Sequenzen („swash built ridges“ im Sinne von TANNER 1995) den litoralen Formenschatz. Oft bilden sie markante dammartige Kiesrücken, die sich zum Teil einige Meter über das dahinterliegende Hinterland erheben (Photo 2).

Untersuchungsgebiete mit solchen hoch-energetischen Strandbildungen erstrecken sich an der zum Atlantik offenen Küste an der Bahía Vera, entlang der Bahía Camarones und Bahía Bustamante, bei Caleta Olivia und Mazarredo, nördlich der Bahía San Julián und an der Küste nördlich von Puerto Deseado (Abb. 3). Mittelholozäne Strandwälle erreichen dort extreme Höhenlagen von bis zu 9,5 m über dem heutigen Springtidehochwasser (hTw). Die Oberflächen aktueller Bildungen erheben sich im Mittel 2 bis 3 m ü. hTw (Tab. 4).

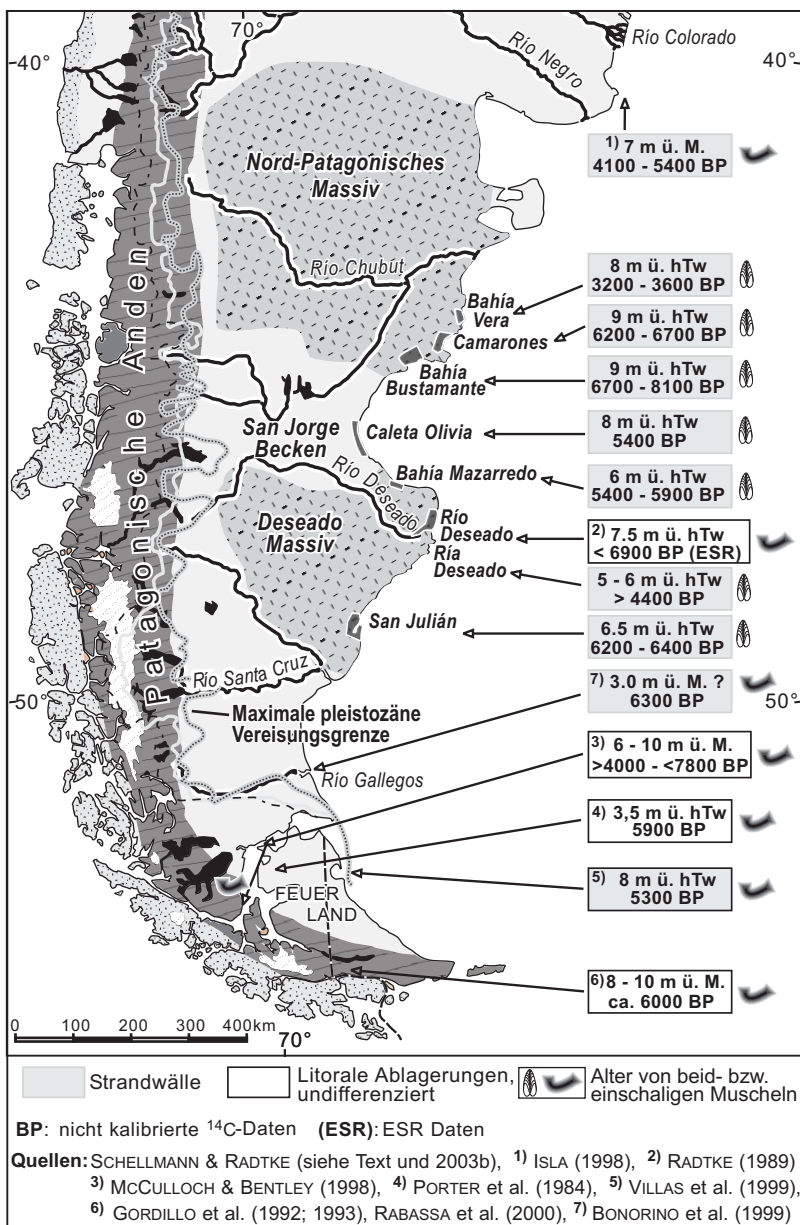


Abb. 3: Lage der Untersuchungsgebiete sowie nicht kalibrierte ¹⁴C-Alter (¹⁴C BP) und Höhenlage (m ü. hTw = Meter über Springtidehochwasser) mittelholozäner Strandterrassen an der patagonischen Atlantikküste nach verschiedenen Autoren.

Daneben existieren in wind- und brandungsgeschützten Buchten niedrig-energetische Küstenmilieus mit feinkiesigen und meist muschelbruchreichen Strandwall- oder



Photo 2: Etwa 5700 ^{14}C -Jahre alte bahndammartig aufgeschüttete H1a-Strandwälle südlich von Camarones (ca. 1 km nördlich der Lokalität Pa48 in Abb. 7).

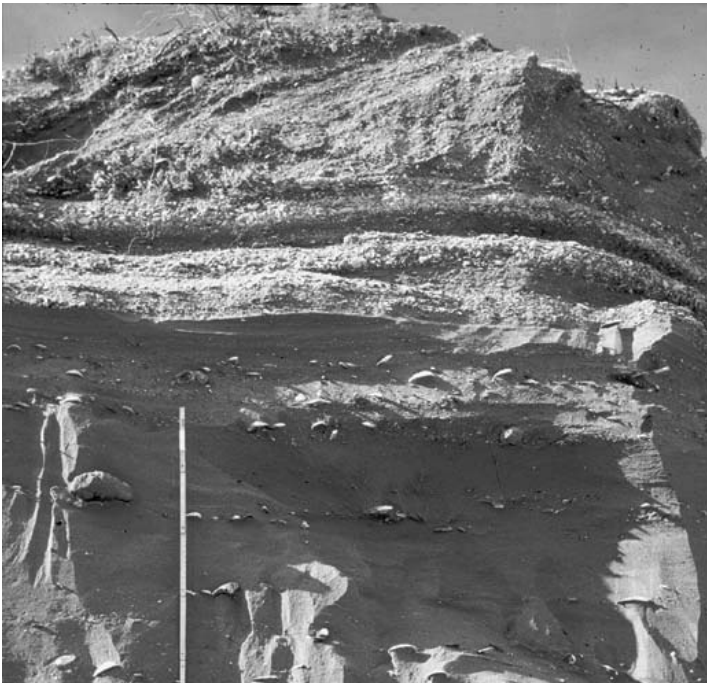


Photo 3:
Sand- und muschelschill-
reiche Strandablagerun-
gen in einer namenlosen
Bucht unmittelbar süd-
lich des Pta. Maqueda
und nördlich von Caleta
Olivia (Abb. 18).



Photo 4: Marschen an der Nordostküste der Caleta Malaspina bei Bustamante (Abb. 14).

sandreichen Strandterrassensequenzen (Photo 3), teilweise mit Marschen entlang der aktuellen Küstenlinie (Photo 4).

Derartige Küstenmilieus und ihre für Rekonstruktionen des Meeresspiegels besser geeigneten litoralen Formen und Ablagerungen befinden sich in der Umrahmung der Caleta Malaspina südlich von Bustamante (Abb. 14: Caleta Malaspina), in einer kleinen Bucht unmittelbar südlich der Landspitze Pta. Maqueda und nördlich von Caleta Olivia (Abb. 18: Caleta Olivia N) sowie innerhalb der Bahía San Julián (*Bahía* = Bucht) (Abb. 25: San Julián). Im Gegensatz zu den brandungsexponierten Küstenstandorten erreichen dort die ältesten frühmittelholozänen Strandterrassen nur Höhenlagen von bis zu 6,5 m über dem heutigen Springtidehochwasser (Tab. 4).

Sturm- und brandungsgeschützte Ablagerungsmilieus besitzen auch die zahlreichen kleinen Buchten im Ästuar des Río Deseado, der sog. „Ría Deseado“ (Abb. 20). Dort sind in unterschiedlichen Höhenlagen von bis zu 5,5 m über Springtidehochwasser holozäne Strandterrassen erhalten. Sie konnten erstmalig nachgewiesen und datiert werden. Aktuelle Sturmablagerungen besitzen dort ebenfalls lediglich Höhenlagen von bis zu 1 m über dem heutigen Springtidehochwasser.

3.1 Litorale Formen (Strandwallsysteme, Strandterrassen, Talmündungsterrassen) und deren Bedeutung als Meeresspiegelindikatoren

In den meisten bisherigen Untersuchungen zur Rekonstruktion von Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste fehlt eine morphologisch-sedimentologische Differenzierung der in den verschiedenen energetischen Milieus gebildeten Strandformen und Strandablagerungen (zuletzt bei ROSTAMI et al. 2000), obwohl diese Unterscheidung eine entscheidende Bedeutung bei deren Verwendung als Meeresspiegelindikator zukommt. Ohne eine entsprechend differenzierte Ansprache können Aussagen zur Größenordnung holozäner tektonischer Bewegungen oder eustatischer Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste mit Fehlern in der Abschätzung der vertikalen Bewegungen von bis zu einigen Metern Höhe behaftet sein (s.u.).

Einzelne Bearbeiter (u.a. CODIGNOTTO et al. 1992) stützen ihre Rekonstruktionen von neotektonischen Bewegungen oder Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste sogar auf die gegenwärtige Höhenlage von Muschelschalen in Strandablagerungen, in der Annahme, dass diese im damaligen Meeresspiegelniveau abgelagert wurden. Wie bereits von RUTTER et al. (1989) ausführlich diskutiert, ist die Rekonstruktion eines Paläomeeresspiegels auf der Basis der heutigen Höhenlage von Muschelschalen, die in litoralen oder marinen Sedimenten eingelagert sind, nicht möglich. Da die Wassertiefe, in der die einzelne Muschel lebte, nicht bekannt ist, gilt das auch dann, wenn die Muschelschalen in marinen Fazies des Subtidals tatsächlich in Lebendstellung eingelagert sind. Noch weniger können natürlich Muschelschalen, die von der Brandung am Strand potentiell in einem mehrere Höhenmeter umfassenden Bereich abgelagert und eingesedimentiert wurden, als Meeresspiegelindikatoren dienen.

Archive und einzige Möglichkeit zur Erfassung neotektonischer Bewegungen und Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Küste in der Vergangenheit bieten die dort erhaltenen Küstenformen. Dazu muss allerdings deren genetisch unterschiedlicher morphologisch-sedimentologischer Baustil differenziert erfasst und letzteres bei der Interpretation als Meeresspiegelindikator berücksichtigt werden. So spielt bei der Rekonstruktion von Meeresspiegelveränderungen aus der heutigen Höhenlage fossiler Strandablagerungen an einer Küste die Wellenexposition des untersuchten Küstenabschnittes eine wichtige Rolle. Je nach Exposition können an einer Küstenlokalität gleich alte Strandbildungen mehrere Meter Höhendifferenz besitzen (SCHELLMANN 1998a, ders. 2000, SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Ein sehr schönes Bei-

spiel für die Bedeutung der Exposition auf die Höhenlage litoraler Formen sind altersgleiche, aber unterschiedlich hohe H1a-Strandwälle und H1a-Strandterrassen aus dem jüngeren Mittelholozän südlich der Pta. Maqueda nördlich von Caleta Olivia (Kap. 3.6). Die Rekonstruktionen eines Paläomeeresspiegels können um mehrere Meter zu hoch ausfallen, wenn man die heutige Höhenlage von Strandablagerungen als Indikator für ehemalige Meeresspiegelhöhen verwendet, ohne dass Expositionseinflüsse berücksichtigt werden. Letztere sind bei Paläoformen an deren Oberflächenmorphologie und der Korngrößenzusammensetzung ihrer Sedimentkörper ablesbar. Im Extremfall kann aus einer Vernachlässigung des Expositionseinflusses sogar ein falscher umgekehrter Verlauf der rekonstruierten Meeresspiegelkurve: Statt eines ansteigenden Meeresspiegels kann ein fallender Meeresspiegel resultieren oder auch der umgekehrte Verlauf. Das ist dann der Fall, wenn an einer Küstenlokalität in der Vergangenheit die Expositionsbedingungen gegenüber Wind- und Welleneinwirkungen anders waren als heute.

Strandwallsysteme und Strandterrassen sind Sturmablagerungen, wobei kleinere Initialformen schon durch einen oder wenige Sturmereignisse entstehen können (Photo 9). Die Höhenlage ihrer Oberflächen ist damit abhängig von der Reichweite von Sturmwellen. Insofern sind Strandwälle und Strandterrassen relativ ungenaue Indikatoren für die Lage des zugehörigen Meeresspiegels. Selbst innerhalb eines altersidentischen Strandwallsystems können entlang einer Küste je nach den lokalen Änderungen der Wellenexposition Höhenunterschiede von einigen Dezimetern und mehr auftreten. In einem exponierten hoch-energetischen Küstenmilieu reichen deren Oberflächen durchaus auch einige Meter höher über dem Meeresspiegel hinauf als die Oberflächen zeitgleicher Ablagerungen, die in einem niedrig-energetischen Milieu gebildet wurden.

In den untersuchten Küstenabschnitten besitzen rezente Strandwälle bei exponiertem hoch-energetischem Bildungsmilieu im allgemeinen Höhenlagen von etwa 2 bis 3 m über dem Springtidehochwasser (h_{Tw} = highest tide water). Bei extremer Brandungsexposition der Küste, wie es nördlich von Camarones (Abb. 4, Photo 5) und auch an der offenen Küste nördlich von Caleta Olivia (Abb. 19) der Fall ist, können Sturmwellen aber durchaus noch höher hinaufreichen. Dann können vereinzelt Muschelschalen und Sedimentfahnen bis zu 5 m über das allgemeine Sturm-Sedimentationsniveau hinaus transportiert und auf älteren Strandterrassen abgelagert werden (Abb. 4). Insofern ist eine chronostratigraphische Einstufung von Strandterrassen erst dann gesichert, wenn mehrere Datierungen an beidschaligen Muscheln aus verschiedenen

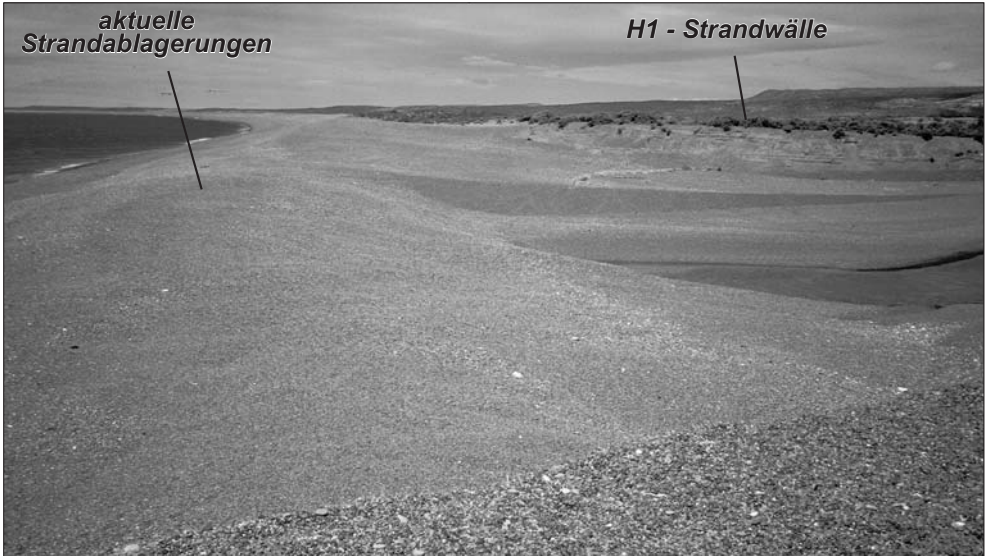


Photo 5: Küste mit modernen Strandwallbildungen und mittelholozänem H1-Strandwallsystem nördlich von Camarones und südlich vom P. Fabian. Die dort küstenparallel verlaufenden und mit einer lichten Vegetation bedeckten mittelholozänen H1-Strandwälle (*Standort der Aufnahme und im Hintergrund rechts*) sind heute an ihrer meerwärtigen Seite teilweise erodiert oder unter bis zu 4,5 m ü. Tidenhochwasser hinaufreichenden kiesigen Sturmablagerungen begraben (Abb. 4).

Sedimentlagen, wenn möglich von der Basis bis zum Top des Sedimentkörpers, vorliegen. Einzeldaten von der Oberfläche einer Strandterrasse können manchmal viel zu jung sein.

An der patagonischen Küste besitzen Strandwälle bei extremer, dem Atlantik ausgesetzter Wellenexposition gut sortierte, grobkiesige und blockreiche Sedimentkörper mit zahlreichen matrixfreien, häufig invers gradierten Kieslagen (Photo 6). Unabhängig von der Intensität der Wellenexposition haben sie alle einen großbogig schrägschichteten Innenbau, wobei die Schrägschichtung mehr oder minder stark geneigt meerwärts einfällt. In der seitlichen Aneinanderlagerung der Schrägschichtungslagen spiegelt sich die allmähliche meerwärtige Progression der Strandzone während ihrer Bildung wieder (Photo 6). Insofern sind Strandwallssysteme regressive Bildungen bei stagnierender Meeresspiegelhöhe bzw. exakter ausgedrückt regressive Bildungen bei stagnierender Auslaufhöhe der Sturmwellenwirkung. Die Oberfläche gestalten annähernd strandparallel verlaufende, in der Regel 1 bis 2 m hohe Strandwallrücken getrennt durch entsprechend tiefe Strandwallrinnen (Photo 6). Einen Literaturüberblick zum gegenwärtigen Kenntnisstand der Entstehung von Strandwällen geben TAYLOR & STONE (1996), speziell die Genese grobklastischer Strandwälle und Möglichkeiten

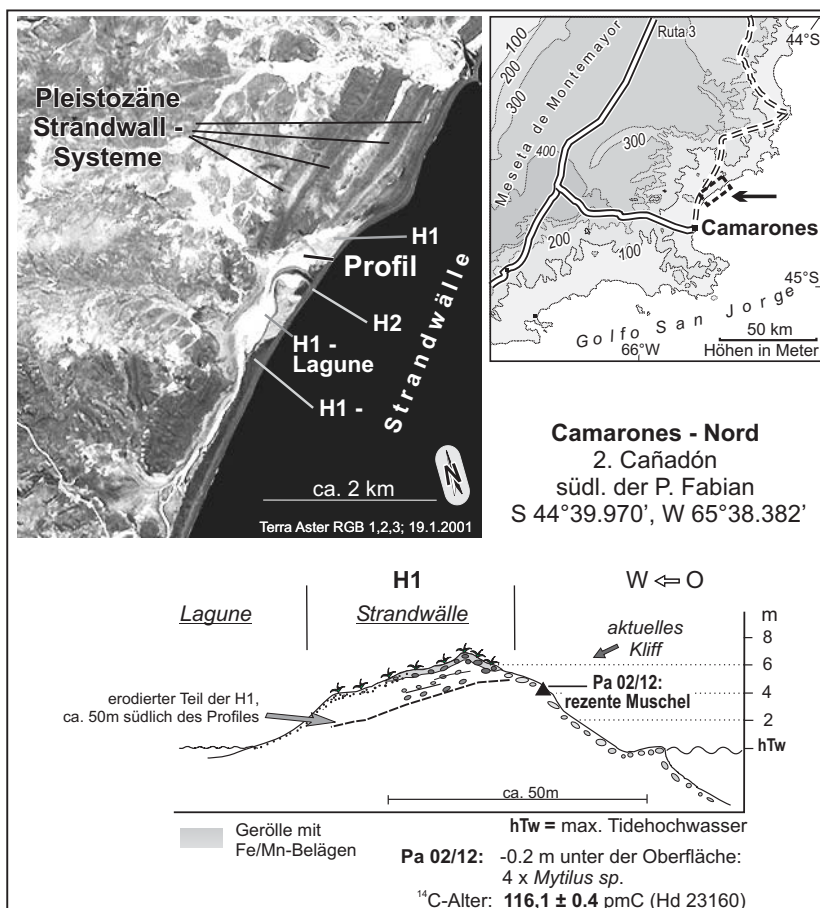


Abb. 4: Aktuelles Kliff angelegt in H1-Strandwallkiesen mit extrem hoch hinaufreichenden Sturmablagerungen an der offenen Atlantikküste nördlich von Camarones und südlich vom P. Fabian.

ihrer Interpretation im Zusammenhang mit Paläomeeresspiegel-Berechnungen diskutieren ORFORD et al. (1991). Verschiedene sedimentologische Phänomene zum Aufbau und zur Entstehung litoraler Ablagerungen an der Küste Patagoniens und Feuerlands beschreiben u.a. ISLA (1993), ISLA et al. (1991), ISLA & BUJALSKY (2000), ISLA et al. (2005) sowie SIMEONI et al. (1997).

Das Oberflächenrelief der Strandwallsysteme wird mit abnehmender Wellenexposition ausgeglichener. Gleichzeitig reduziert sich in wind- und brandungsgeschützten Buchten der Höhenabstand zwischen den rezenten litoralen Sturmablagerungen am Strand und der Springtidehochwasserlinie auf etwa einen Meter oder auch weniger. An die Stelle der durch zahlreiche Kieswälle geprägten kiesigen Strandwallsysteme-

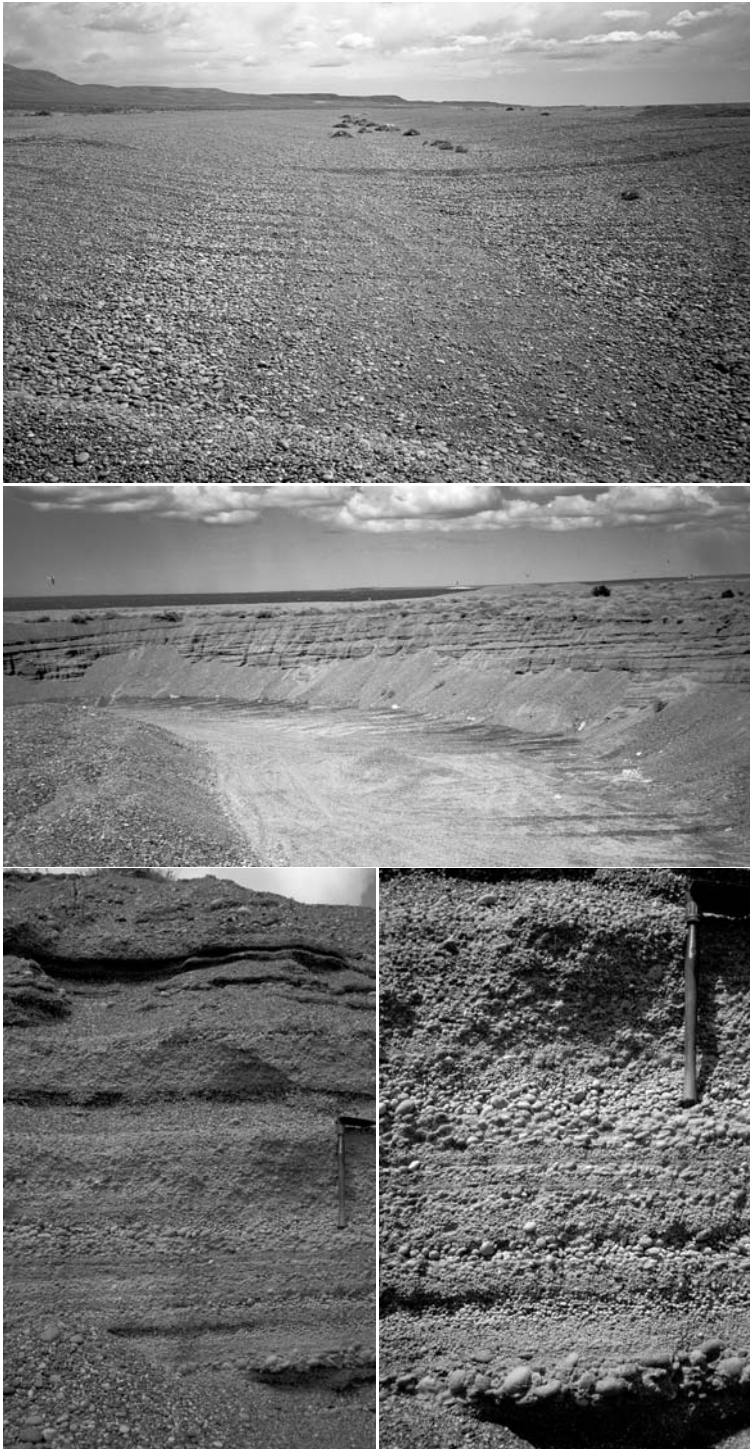


Photo 6:
Jungholozäne Strandwälle nördlich von Puerto Deseado mit grobbogiger, meerwärts einfallender Schrägschichtung (Mitte) aus häufig invers gradierten Kieslagen (Abb. 21: nahe der Lokalität Pa 18).



Photo 7: Stark feinkiesiges, im Jungholozän entstandenes H1b-Strandwallsystem am 2. Cañadón südlich von Camarones (Abb. 9).

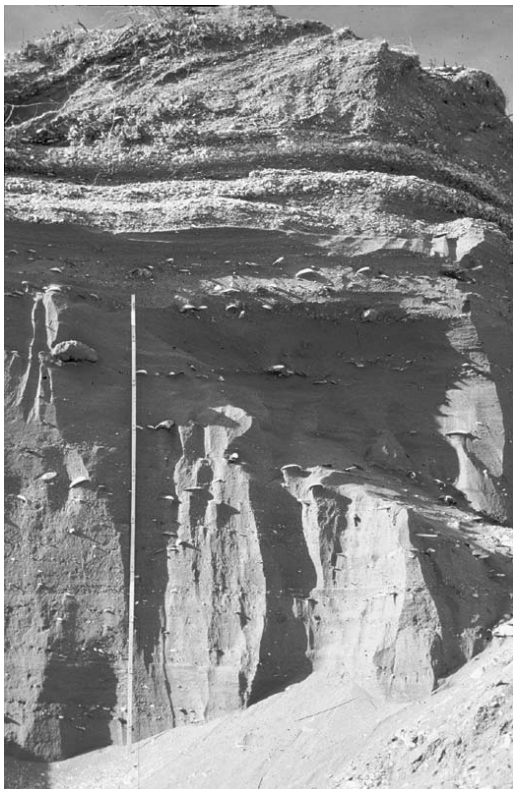


Photo 8:
Sandreiche, mittelholozäne H1a-Strandablagerungen und Vorstrandsedimente in einer kleinen Bucht südlich der Pta. Maqueda und nördlich von Caleta Olivia (Abb. 18).



Photo 9: Mündung des 3. Cañadóns südlich von Camarones (Abb. 10). Das obere Bild zeigt die Mündung am 4.10.1992. Die aktuelle Talmündung ist zum Meer hin offen. Dagegen ist im unteren Bild, das wenige Monate später am 1.3.1993 aufgenommen wurde, die aktuelle Mündung bereits wieder von einem Strandwall verbaut. Das Bachbett besitzt an der Mündung eine Höhenlage im Bereich des Springtidehochwassers. Am Rande des aktuellen Abflußbettes sind mehrere Metern höhere, jungholozäne Strandwälle erhalten, wobei die jüngsten H3-Strandwälle die Mündung zwar noch fast verschließen, aber schon stark von der fluvialen Erosion unter-schnitten sind. Talaufrwärts erstrecken sich zudem beiderseits des Bachbettes mehrere Meter höhere mittelholozäne Talmündungsterrassen, in deren Sedimentkörpern litorale und fluviale Sedimente verzahnt sind (siehe Photo 10 und Kap. 3.4).

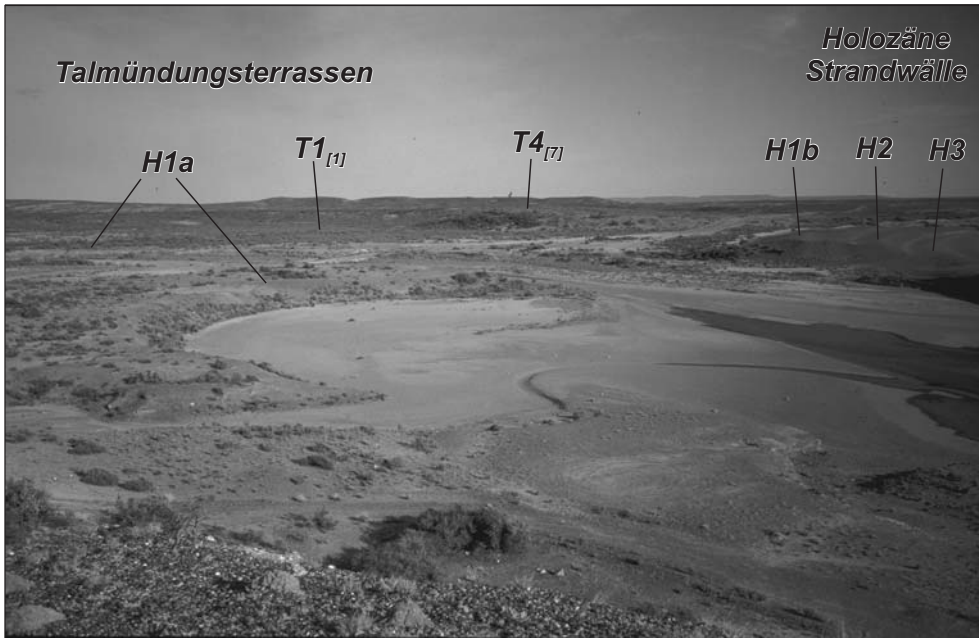


Photo 10: Holozäne Talmündungsterrassen und Strandwälle am 3. Cañadón südlich von Camarones. Die meerwärtige Fortsetzung des Bildes zeigt Photo 9.

me treten nun morphologisch gesehen relativ ebene Strandterrassen, deren Oberflächen fast unauffällig durch flache Rücken und Rinnen gegliedert wird. Der Höhenabstand zwischen Strandwallrücken und Strandwallrinnen ist bis auf wenige Dezimeter reduziert. Statt blockreicher Grobkiese dominieren sandreiche, fein- und mittelkiesige Sedimentkörper, die häufig stark zerriebenen Muschelbruch und zahlreiche Lagen aus Muschelschalen führen (Photo 7 und Photo 8). Solche litoralen Bildungen im niedrig-energetischen Milieu folgen dem Tidehochwasser in einem relativ geringen Höhenabstand. So liegen die Oberflächen der jüngsten, vermutlich im Jungholozän entstandenen H3-Strandterrassen nur 1 bis 2 m über dem Springtidehochwasser (Tab. 5), eine Folge ihrer sturmgeschützten Expositions Lage. Da ihre Oberflächenhöhe weniger stark von extrem hoch auflaufenden Sturmwellen beeinflusst ist, sind sie bessere Meeresspiegelindikatoren als Strandwallsysteme.

Weitere wichtige Küstenformen zur Rekonstruktion relativer Veränderungen des Paläomeeresspiegels sind Talmündungsterrassen („*valley mouth terraces*“), die an der Mündung einzelner periodisch durchflossener Trockentäler (*Cañadónes*) erhalten sind (Photo 10). Sie sind die besten zur Verfügung stehenden Meeresspiegelindikatoren an der patagonischen Atlantikküste und deutlich besser geeignet als Strandterrassen und Strandwälle. Die Talböden von Trockentälern bzw. deren Talmündungs-

terrassen sind in der unmittelbaren Küstenzone auf die heutige bzw. die ehemalige Höhenlage des Tidehochwassers ausgerichtet (Photo 9). Sie sind damit die genauesten Indikatoren für die Rekonstruktion von Paläomeeresspiegeln an der patagonischen Atlantikküste.

3.2 Stratigraphische Bezeichnungen für die verschiedenen litoralen Formen

Die stratigraphischen Bezeichnungen der jung- und mittelpleistozänen Küstenterrassen T1 bis T4 entsprechen dem bei SCHELLMANN (1998a: Tab. 4.3) beschriebenen Buchstaben-Zahlen-System. Die Buchstaben T1 bis T4 kennzeichnen die bedeutenderen Terrassenniveaus T1 (10 - 12 m ü. mTw bzw. 8 - 10 m ü. hTw; mTw = *mean tide water*, hTw = *high tide water*) bis T4 (35 - 43 m ü. mTw). Eine kleingestellte nachgestellte Zahl in eckigen Klammern gibt das Alter der Terrasse in marinen Sauerstoff-Isotopenstufen an. T1_[5] bedeutet also, es handelt sich um das ca. 8-10 m ü. hTw hohe litorale T1-Niveau, das während der letztinterglazialen Isotopenstufe MIS 5 (MIS = *Marine Isotope Stage*) entstanden ist (Tab. 3).

Die Strandwälle der ältesten mittelholozänen T1_[1]- und der jüngsten letztinterglazialen T1_[5]- Terrasse besitzen ein ähnliches Oberflächenniveau von etwa 8 - 10 m über dem aktuellen Springtidehochwasser, gehören aber verschiedenen interglazialen Bildungszeiten an (Tab. 3). Alle tieferen Strandablagerungen sind holozäne Bildungen, die erst nach dem holozänen T1_[1]-Transgressionsmaximum im frühen Atlantikum entstanden sind. Deren stratigraphische Bezeichnung ist im folgenden für alle untersuch-

Tab. 3: Stratigraphische Übersicht mittel- und jungpleistozäner Küstenterrassen an der patagonischen Atlantikküste zwischen Camarones und Bustamante nach SCHELLMANN (1998a).

Strandwall-Niveaus	Höhe (m ü. hTw)	Stratigraphie		Mittel-pleistozän
		Holozän	Eem	
T6 - Komplex	32 - 40			T6
T5 - Niveau	26 - 29			T5 _[9]
T4 - Niveau	22 - 24			T4 _[7]
T3 - Niveau	16 - 19		T3 _[5]	T3 _[7]
T2 - Niveau	11 - 12		T2 _[5]	T2 _[7]
T1 - Niveau	8 - 10	T1 _[1]	T1 _[5]	
tiefere holozäne Niveaus	1 - 8	H1 - H3		

hTw = max. Tidehochwasser

T_[Nummer] Nummer = marine Isotopen-Stufen

Tab. 4: Morpho- und chronostratigraphische Übersicht holozäner Küstenformen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Lokalitäten: Bu = Bustamante, Cal = Caleta Malaspina, Cam = Bahía Camarones, DesP = Puerto Deseado, DesR = Ría Deseado, Jul = Bahía San Julián; Maz = Mazarredo, Ol = Caleta Olivia, Ver = Bahía Vera).

Stratigraphie		Höhe (m ü. hTw)	Alter (¹⁴ C BP)	Alter (*cal BP)	Lokalitäten	¹⁴ C - Daten (n)
rezent	Talmündungsterrasse	0			Cam	
	Strandterrasse	0,5 - 1	aktuell	aktuell		
	Strandwall - System	2 - 3			Cam, Ol	2
H3	Strandterrasse	1 - 2			Cal	-
	Strandwall - System	2 - 4	450 - 1800	100 - 1300	Ver, Cam, Ol, DesP, Jul	13
H2	Strandterrasse	2 - 2,5	2200 - 2400	1700 - 2050	Cal, DesR	4
	Strandwall - System	5 - 6	2100 - 2200	1600 - 1700	Cam, Ver	3
H1b	Strandterrasse	4 - 5,5	3400 - 4500	3250 - 4700	Cal, DesR	12
	Strandwall - System	5,5 - 7	2600 - 4100	2300 - 4100	Cam, Ol, Ver	12
H1a	Talmündungsterrasse	3 - 4,5	5550 - 5940	5950 - 6350	Cam	8
	Strandterrasse	4,5 - 5,5	5200 - 5900	5550 - 6300	Cal, Maz, Ol	7
	Strandwall - System	6,5 - 8	5200 - 5800	5550 - 6200	Bu, Cam, Cal, Ol	8
T1 _[1]	Talmündungsterrasse	5	6200 - 6700	6700 - 7250	Cam	7
	Strandterrasse	5 - 6,5	6200 - 6400	6650 - 6900	Jul	3
	Strandwall - System	8,5 - 9,5	6200 - 6900 (8100)	6650 - 7400 (8600)	Cal	7
T1 _[5]	Strandwall - System	8 - 10	MIS 5e	MIS 5e	Cal	8 (ESR)

* = Mittelwert kalibrierter ¹⁴C Alter (2 Sigma)

ten Küstenabschnitten einheitlich. Je nach ihrer Höhenlage über den genetisch entsprechenden aktuellen Bildungen und vor allem je nach ihrem Alter wurden sie mit den in Tab. 4 zusammengestellten Buchstaben/Zahlen/Kleinbuchstaben-Kombinationen gekennzeichnet. Dabei beschreibt der Terminus „H1a“ (H = Holozän), dass es sich um die zweitältesten mittelholozänen Strandformen handelt, die vor etwa 5200 – 6000 ¹⁴C-Jahren gebildet wurden. Dagegen entstanden die Strandformen des H1b-Systems später und zwar erst im ausgehenden Mittel- und älteren Jungholozän vor ca. 2600 – 4500 ¹⁴C-Jahren. Die Kleinbuchstaben a und b sind also reine chronostratigraphische Kennzeichnungen und damit unabhängig von der aktuellen Oberflächenhöhe oder Genese der verschiedenen litoralen Formen wie die im Untersuchungsgebiet weit verbreiteten Strandwallsysteme, Strandterrassen oder Talmündungsterrassen. Allein aufgrund ihrer heutigen ihrer Höhenlage können diese beiden stratigraphischen Einheiten in der Regel nicht chronostratigraphisch eingestuft werden.

Die aktuelle Höhenlage über dem Meeresspiegel der jeweiligen, zeitgleichen Bildungen ist neben deren Alter vor allem von der Brandungsexposition abhängig, in der diese entstanden sind. Daher ist eine weitere genetische Klassifizierung und entspre-

chende Geländeansprache der verschiedenen Strandformen und -ablagerungen in Strandwallsysteme, Strandterrassen und Talmündungsterrassen (Tab. 4) wichtig für Rekonstruktionen von Paläomeeresspiegeln. Strandwallsysteme, die im hoch-energetischen Bildungsmilieu entstehen, besitzen generell eine größere Höhenlage über Tidehochwasser als zeitgleiche Bildungen von Strandterrassen und Talmündungsterrassen (s.o.). Letztere entstehen im brandungsgeschützten niedrig-energetischen Bildungsmilieu von Buchten, Talmündungen und Ästuaren und haben damit eine geringere Höhendistanz zum Tidehochwasser.

Die Unterteilung in die Hauptniveaus der T1-, H1-, H2- und H3-Strandformen ist dagegen morpho- und nicht chronostratigraphisch definiert. Letzteres ist erst nach dem Vorliegen von numerischen Altersdaten möglich und somit im Gelände nicht arbeits-tauglich. Sie sind unabhängig vom Alter zu sehen. Egal, ob H1a oder H1b, generell ist das H1-Niveau immer das zweithöchste Niveau unterhalb der T1_[1]-Terrasse, die während des holozänen Transgressionmaximums entstanden ist. Analoges gilt für die anderen, noch niedriger gelegenen Strandniveaus. Das H2-Niveau ist also das nächst niedrigere und das H3-Niveau das tiefste Niveau in nur etwa 1 bis 2 m (Strandterrasse) bzw. 2 bis 4 m (Strandwälle) Höhe über dem aktuellen Sturmstrand. Die Höhenlage über dem aktuellen Tidehochwasser ist dabei je nach Brandungsexposition unterschiedlich (Tab. 4).

3.3 Die Küstenlokalität „Bahía Vera“ (ca. 44°16' s. Br.)

Der untersuchte Küstenabschnitt Bahía Vera liegt an der offenen mittelpatagonischen Atlantikküste etwa 80 km nördlich von Camarones (Abb. 5). Großtektonisch gesehen befindet er sich ebenso wie die weiter südlich gelegenen Untersuchungsgebiete Bahía Camarones und Bahía Bustamante auf dem Nordpatagonischen Massiv (Abb. 3), einer mesozoisch-alttertiären Hochscholle, die im Mittel- und Jungpleistozän durch eine langsame epirogene Heraushebung gekennzeichnet war (SCHELLMANN 1998b; ders. 2000).

Während die Küste südlich des Cabo Raso von zahlreichen Buchten, Kliffen und Abrasionsplattformen angelegt in vulkanischen Festgesteinen des Mesozoikums geprägt wird, beherrschen kiesige Strandwälle den küstenmorphologischen Formenschatz in der etwa 1 bis 4 km breiten und über 20 km langen Küstenzone nördlich des Cabo Raso und vor allem entlang der Bahía Vera. Die litoralen Formen prägen dort mindestens vier markante, unterschiedlich hohe und annähernd küstenparallel verlau-

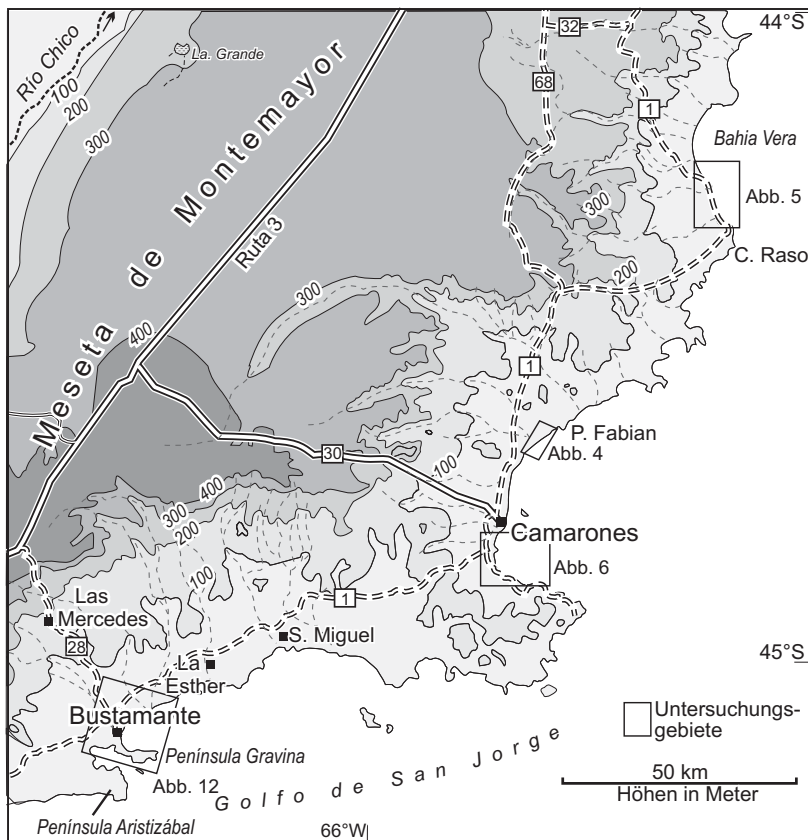


Abb. 5: Lage der Untersuchungsgebiete zwischen der Bahía Vera und der Bahía Bustamante.

fende Strandwall-Lagunensysteme (Abb. 6). Die küstenferneren und vegetationsbedeckten Strandwall-Lagunensysteme in 10 bis über 40 m Meereshöhe stammen zweifelsfrei aus dem Jung- und Mittelpleistozän. Das belegen dichte Kalkkrusten an ihrer Oberfläche und ihre geschlossene Vegetationsbedeckung. AGUIRRE et al. (2006b) mutmaßen für die pleistozänen Systeme ein ähnliches Alter, wie entsprechend hohe T6-Strandablagerungen bei Camarones („*Terraza alta de Camarones*“ sensu FERUGLIO 1950: 91f.). Letztere wurden von SCHELLMANN (1998a) mittels ESR-Datierungen ins ältere Mittelpleistozän älter als 300 ka (MIS 9), wahrscheinlich um 400 ka (MIS 11) eingestuft. Absolute Altersbelege liegen allerdings aus dem hier betrachteten Küstenabschnitt, nicht zuletzt wegen des Fehlens von Aufschlüssen mit gut erhaltenen Muschelschalen, bisher nicht vor.

Das jüngste Strandwall-Lagunen-System, das der aktuellen Strandlinie folgt und

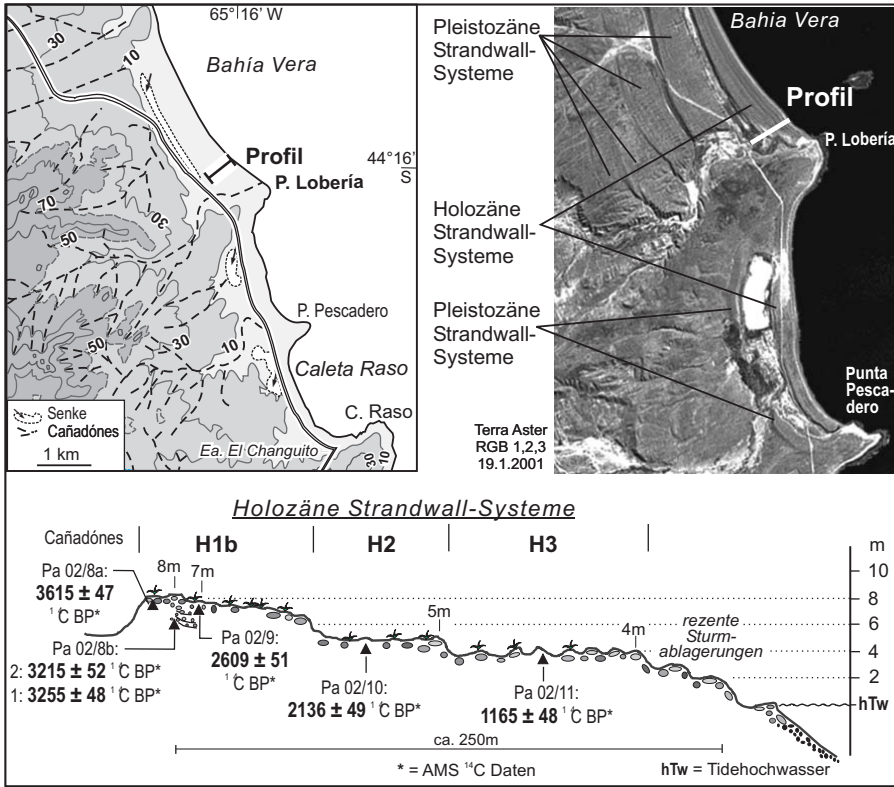


Abb. 6: Küstenformen und jungholozäne Strandwälle im Bereich der Bahía Vera.

dessen Oberfläche sich nur bis zu 8 m über dem aktuellen Tidehochwasser erhebt, konnte erstmalig datiert werden. Bereits seine geringe Erhebung über dem aktuellen Meeresspiegel, die Lage unmittelbar entlang der aktuellen Strandlinie, die fehlende Vegetationsbedeckung und das Fehlen einer oberflächennahen pedogenen Kalkkruste weisen auf ein holozänes Bildungsalter hin. Nach den vorliegenden AMS ¹⁴C-Da-

Tab. 5: AMS ¹⁴C-Alter jungholozäner Strandwälle im Bereich der Bahía Vera.

Bahía Vera

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	2 - 3						
H3 - Strandwälle	4	Pa02/11	-1	1165 ± 48 BP	631-822	Erl-5715	<i>Mytilus edulis</i>
H2 - Strandwälle	5	Pa02/10	-1	2136 ± 49 BP	1588-1854	Erl-5714	<i>Mytilus edulis</i>
H1b - Strandwälle	7	Pa02/9	-1	2609 ± 51 BP	2136-2424	Erl-6812	<i>Aulacomya atra</i>
		Pa02/8b*1	-2,8	3255 ± 46 BP	2938-3231	Erl-6475	<i>Tegula sp.</i>
		Pa02/8b*2	-2,8	3215 ± 52 BP	2870-3192	Erl-6811	<i>Tegula sp.</i>
		Pa02/8a	-1,5	3615 ± 47 BP	3385-3634	Erl-6474	<i>Aulacomya atra</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

tierungen an beidschaligen Muscheln, die aus unterschiedlichen Tiefen geborgen wurden, begann die Anschüttung dieses Strandwall-Lagunen-Systems vor mindestens 3600 ¹⁴C-Jahren (Tab. 5, Abb. 6). Dabei dauerte die Bildung der ältesten und höchsten H1b-Strandwälle in etwa 7 bis 8 m über dem aktuellen Springtidehochwasser (hTw) noch einige Zeit nach 2600 ¹⁴C BP an. Aber bereits um 2200 ¹⁴C BP bildeten sich die niedriger gelegenen H2-Strandwälle (ca. 5 m ü. hTw). Aus dem jüngeren Subatlantikum um ca. 1200 ¹⁴C BP stammen die noch etwa tiefer gelegenen H3-Strandwälle (ca. 4 m ü. hTw), deren Oberflächen heutige Sturmablagerungen gerade mal um etwa einen Meter überragen.

Die Bahía Vera ist eine Küste, die im gesamten Holozän ungeschützt der Brandung des Atlantik ausgesetzt war. Insofern sind die jeweiligen Höhenlagen der hier verbreiteten jungholozänen Standwälle über dem aktuellen Tidehochwasser nicht das Ergebnis veränderter Expositionsbedingungen, sondern das Resultat einer relativen Meeresspiegelabsenkung von etwa 3 bis 4 m im Zeitraum zwischen 3600 bis 1200 ¹⁴C BP (Kap. 4). Natürlich könnten sie auch das Ergebnis einer in den letzten 3600 ¹⁴C-Jahren extremen Abnahme der Sturmstärken sein, was allerdings bei der unveränderten Lage des Gebietes innerhalb der Westwindzone kaum anzunehmen ist.

3.4 Die Küstenlokalität „Bahía Camarones“ (ca. 44°47' s. Br.)

Der untersuchte Küstenabschnitt südlich von Camarones (Abb. 5) ist bezüglich der holozänen Küstenformen einer der am reichhaltigsten gegliederten und altersmäßig mit am besten abgesicherten Küstenabschnitte an der patagonischen Atlantikküste. Er liegt großtektonisch gesehen ebenso wie die Lokalitäten Bahía Vera und Bustamante am Südrand des Nordpatagonischen Massivs (Abb. 3). Folglich stehen in der Küstenzone erosionswiderständige jurassische Vulkanite an und sind die Ursache für zahlreiche, ins Meer vorspringende Landzungen (Abb. 7). Details zur Geologie dieses Raumes finden sich bei CAMACHO (1979).

Marine Terrassen des Jungpleistozäns und des jüngeren Mittelpleistozäns sind sowohl nördlich als auch südlich von Camarones in einer etwa 1 bis 2 km breiten Zone erhalten, die von ihrer Höhenlage und ihren pedogenen Überprägungen große Ähnlichkeiten mit den entlang der Bahía Bustamante (s.u.) verbreiteten jung- und mittelpleistozänen T2_[5]-, T3_[5]-, T4_[7]-, T4_[9]- und T6-Strandwallsystemen besitzen. Sie begleiten den heutigen Strand in Form schmaler, annähernd küstenparallel verlaufender Strandwallrücken, deren Oberflächen je nach Alter Höhenlagen zwischen 10

bis 40 m ü. hTw besitzen. Details ihrer Verbreitung, ihrer Altersstellung und der bisher vorliegenden absoluten Altersdaten sind in SCHELLMANN (1998a) publiziert.

Die Küste besitzt hier aber nicht nur brandungsexponierte Bereiche mit kiesigen Strandwallsystemen, sondern auch kleinere Buchten und Talmündungen, innerhalb derer im Laufe des Holozäns durch die Ablagerung litoraler und fluvialer Sedimente ausgedehnte Talmündungsterrassen geschaffen wurden, die hervorragende Meeresspiegelanzeiger sind.

Die Neuaufnahmen konzentrierten sich auf die Verbreitung und vor allem auf eine genauere Datierung der hier verbreiteten holozänen Küstenformen. ^{14}C -Alter an Muschelschalen aus holozäner Küstenablagerungen zwischen 3380 – 7250 ^{14}C BP wurden erstmalig von CODIGNOTTO (1983) publiziert, wobei die exakte Fundposition der Schalen nicht bekannt ist. Eine erste morpho- und chronostratigraphische Untergliederung und Kartierung der verschiedenen holozänen Strandformen in diesem Küstenabschnitt wurde von SCHELLMANN (1998a) erstellt. Im Rahmen der hier vorgestellten Neuaufnahmen konnten weitere ^{14}C -Datierungen durchgeführt, die Kartierungen überprüft und teilweise räumlich erweitert werden. Neue Befunde zur holozänen Bodengenese und den Möglichkeiten einer pedostratigraphischen Differenzierung holozäner Strandterrassen im Küstenraum Camarones und Bustamante beschreiben SAUER et al. (2007). AGUIRRE et al. (2006b) belegen Variationen der Molluskenarten in den bei Camarones und der Bahía Vera erhaltenen pleistozänen und holozänen Strandablagerungen und interpretieren diese als Folge von Änderungen der Meerestemperaturen vor der Küste. Danach soll das Meer während eines holozänen Klimaoptimums vor 5 bis 8 ka etwa 1 bis 2°C wärmer gewesen sein als heute (AGUIRRE et al. 2006b: 281).

Holozäne Küstenterrassen sind bei Camarones vor allem in den Buchten und Talmündungen südlich der Siedlung entlang der Bahía Camarones erhalten (Abb. 7). Zum Landesinneren werden sie dort von den beiden älteren mittelpleistozänen $\text{T4}_{[7]}$ - und $\text{T4}_{[9]}$ -Strandwall-Lagunen-Systemen in etwa 21 m ü. hTw überragt. Nach ESR-Datierungen an eingelagerten beidschaligen Muscheln entstanden die $\text{T4}_{[7]}$ -Strandwälle im vorletzten Interglazial vor etwa 200 ka (MIS 7) und die bereits stärker abgeflachten und zerschnittenen $\text{T4}_{[9]}$ -Strandwälle vor mindestens 300 ka (MIS 9), evtl. auch schon vor etwa 400 ka (SCHELLMANN 1998a: 139ff.). In diesem Küstenabschnitt sind keine letztinterglazialen Küstenterrassen erhalten. Letztinterglaziale Strandwälle des $\text{T2}_{[5]}$ - und $\text{T3}_{[5]}$ -Systems (MIS 5) mit Oberflächenhöhen von etwa 10 bzw.

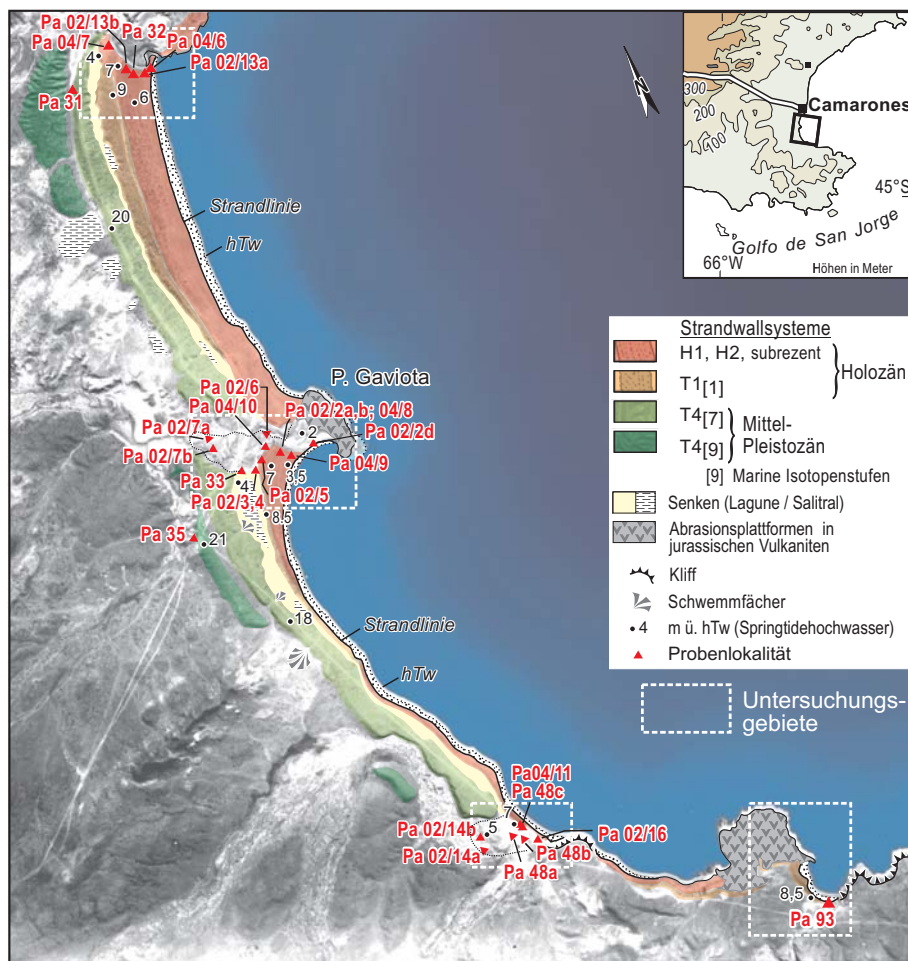


Abb. 7: Pleistozäne und holozäne Küstenformen im Bereich der Bahía Camarones mit Lage der aktuellen Untersuchungsgebiete. Die stratigraphische Differenzierung und Datierung der pleistozänen Strandwall-Lagunensysteme ist bei SCHELLMANN (1998a) publiziert.

16 m ü. hTw begleiten den heutigen Strand erst nördlich von Camarones (SCHELLMANN 1998a: 139ff.).

Das Gebiet südlich von Camarones ist eine Gunstregion nicht nur was die Erhaltung holozäner Strandwälle betrifft, sondern auch bezüglich der Verbreitung fluvio-litoraler Talmündungsterrassen, die sich im Bereich der einmündenden Cañadónes einige hundert Meter weit ins Landesinnere hinein erstrecken. Details der räumlichen Verbreitung und Datierung der dort erhaltenen holozänen Küstenformen zeigen die Abb. 7 bis 11 sowie die Photos 9 bis 12. In Tab. 6 sind alle bisher aus den holozänen

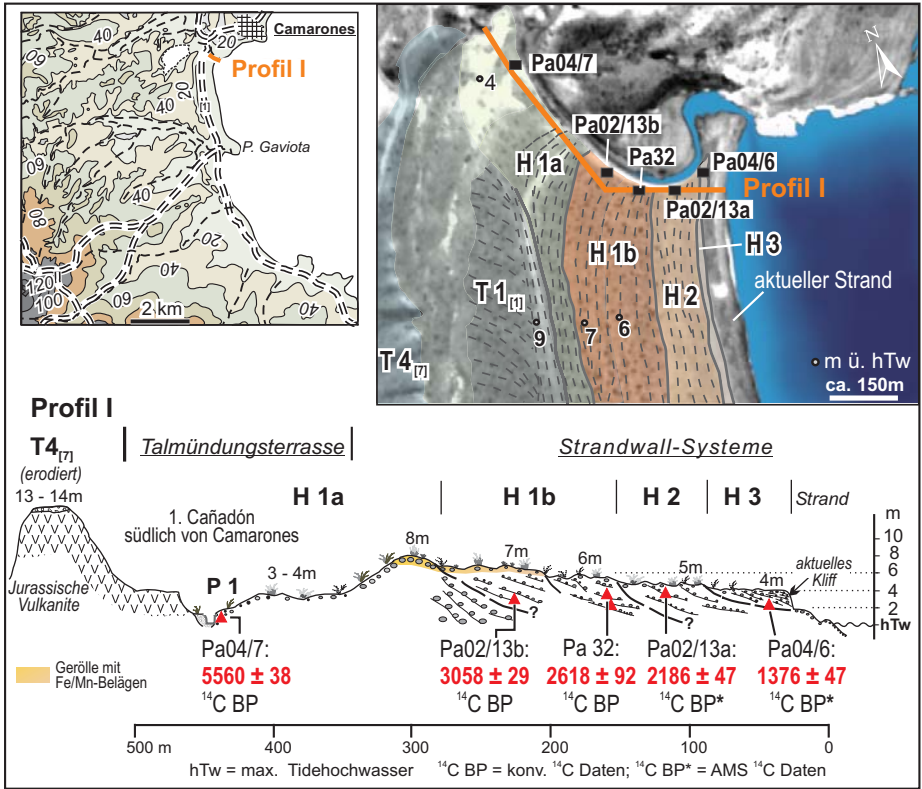


Abb. 8: Verbreitung und ¹⁴C-Alter holozäner Küstenformen am 1. Cañadón südlich von Camarones.

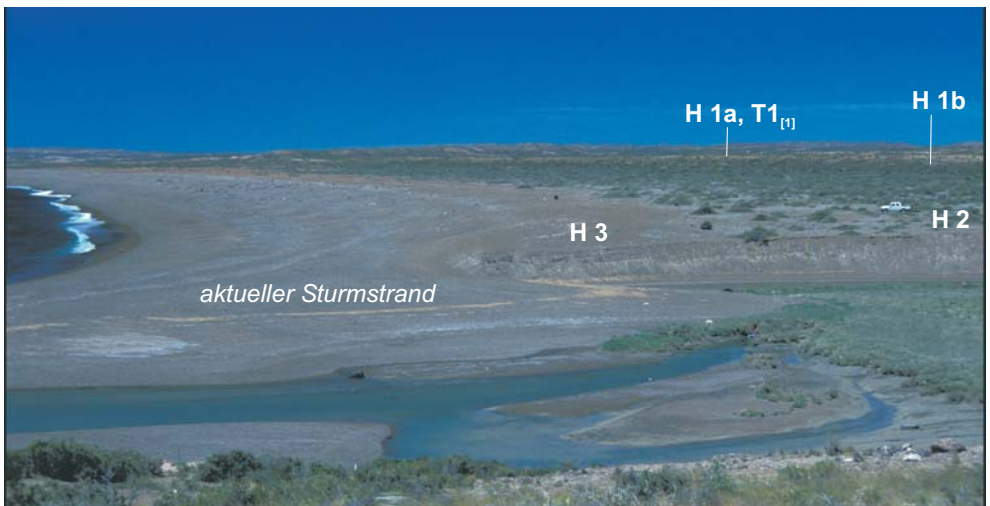


Photo 11: Blick nach Südosten über die holozänen Strandwälle am 1. Cañadón südlich von Camarones bei Niedrigwasser.

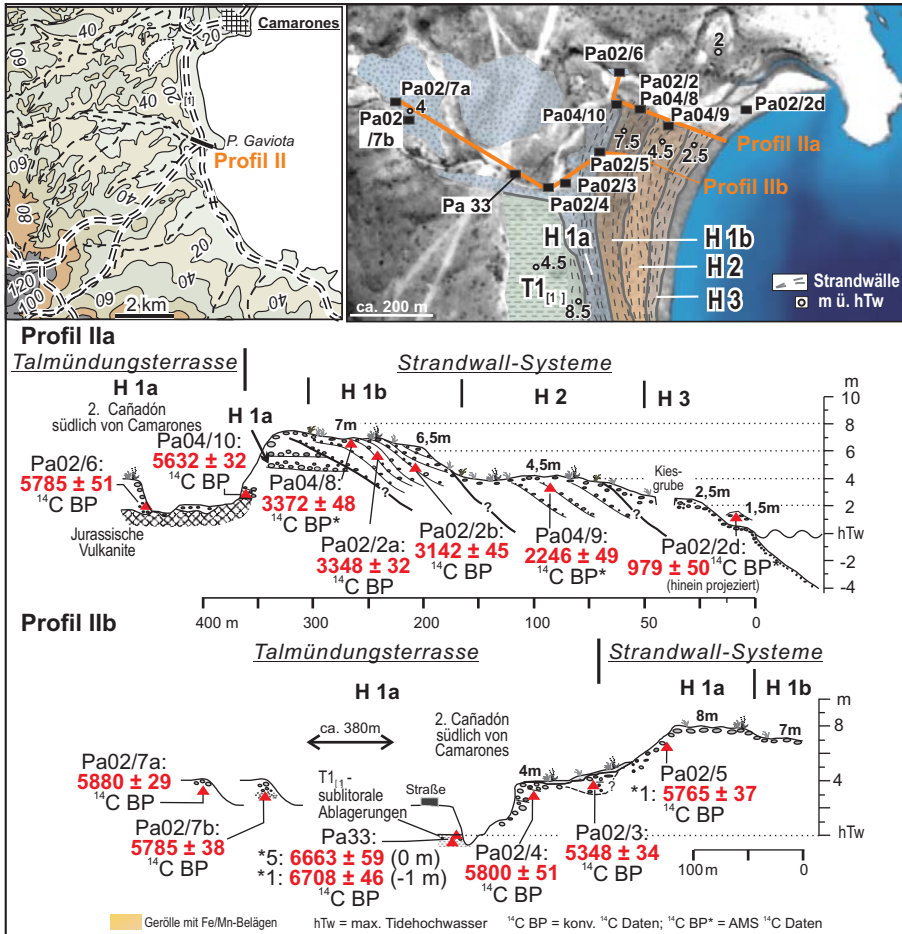


Abb. 9: Verbreitung und ^{14}C -Alter holozäner Küstenformen am 2. Cañadón südlich von Camarones.

Litoralbildungen vorliegenden ^{14}C -Alter zusammengestellt.

Die küstenfernsten und ältesten mittelholozänen Strandwälle des T1_[1]-Systems (Abb. 7) besitzen dort Oberflächenhöhen zwischen 8,5 bis 9,5 m ü. hTw (Tab. 6). Die T1_[1]-Strandwälle konnten zwar bisher nicht datiert werden, aber aufgrund ihrer morphostratigraphischen Lage kann davon ausgegangen werden, dass sie während des holozänen Transgressionsmaximums vor etwa 6900 – 6200 ^{14}C -Jahren entstanden sind. Wahrscheinlich stammen sie aus der Zeit, als das Meer südlich von Camarones zum ersten Male im frühen Mittelholozän in die dortigen Mündungen der Cañadónes transgredierte. Während dieses holozänen Transgressionsmaximums wurden auch die im Mündungsbereich des 2. Cañadóns auf etwa 6700 ^{14}C -Jahre datierten sublitoralen

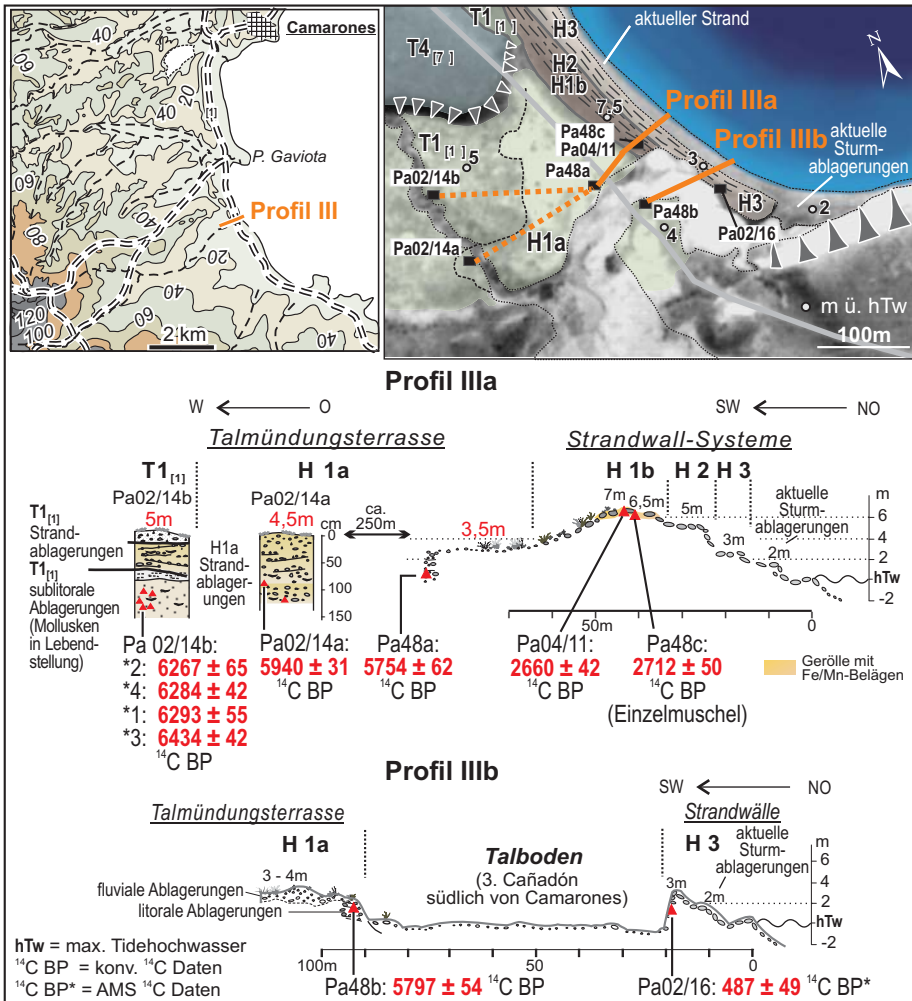


Abb. 10: Verbreitung und ¹⁴C-Alter holozäner Küstenformen am 3. Cañadón südlich von Camarones.

Sedimente abgelagert (Abb. 9: Pa 33). Zu dieser Zeit entstand ebenfalls die etwa 6200 – 6400 ¹⁴C-Jahre alte T1_[1]-Talmündungsterrasse in der Mündung des namenlosen 3. Cañadóns südlich von Camarones (Abb. 10: Pa 02/14b). Auch im Mündungsbereich des 4. Cañadóns südlich von Camarones transgredierte das Meer vor etwa 6600 ¹⁴C-Jahren über die heutige Küstenlinie hinaus in die dortige Talzone hinein und hinterließ sandig-siltige Lagunensedimenten mit einzelnen kiesigen Sandlagen. Letztere gewinnen zur Küste hin an Mächtigkeit und unterlagern dort auch die am heutigen Strand erhaltenen T1_[1]-Strandwälle, welche durch die aktuelle Küstenerosion in Aufzehrung begriffen sind. Die T1_[1]-Strandwälle sind erst am Ende der frühmittel-

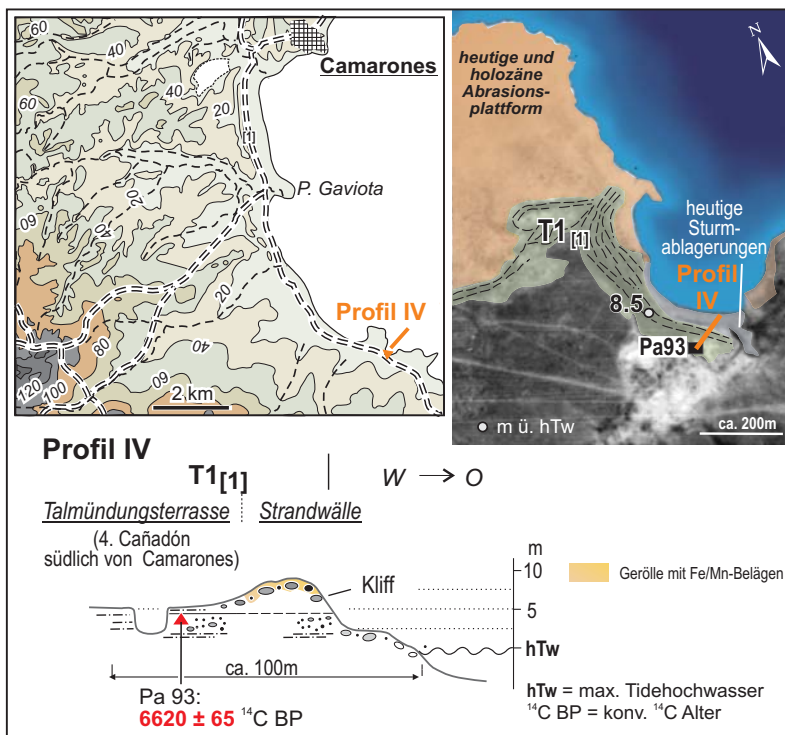


Abb. 11: Verbreitung und ¹⁴C-Alter holozäner Küstenformen am 4. Cañadón südlich von Camarones.

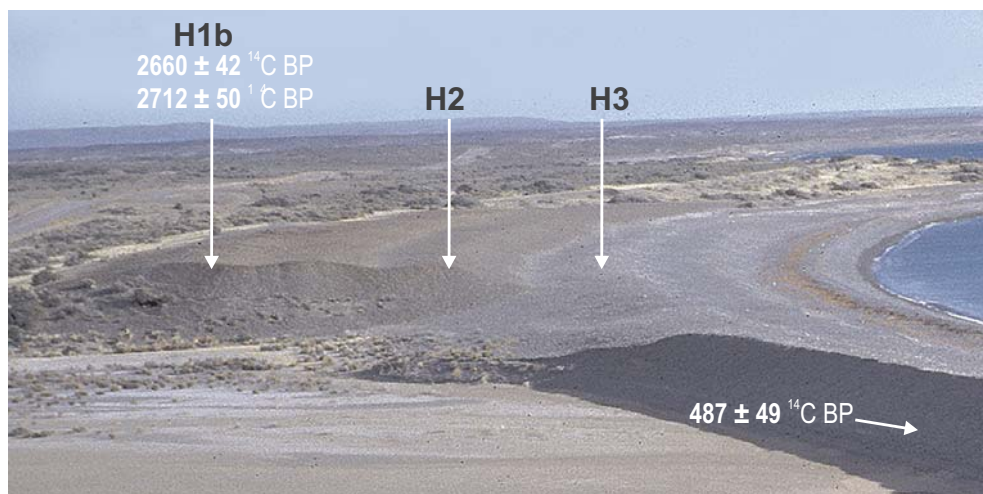


Photo 12: Jungholozäne Strandwälle aufgeschlossen am 3. Cañadón südlich von Camarones. Die 2700 ¹⁴C-Jahre alten H1b-Strandwälle besitzen wegen kräftiger Fe/Mn-Beläge auf den Strandkiesen eine rostige Oberfläche, die jüngeren H2- und H3-Strandwälle dagegen dunkelgraue bzw. graue Oberflächen.

holozänen Transgressionsmaximum entstanden. Eine innerhalb dieser sandreichen Strandablagerungen eingelagerte beidschalige Muschel besitzt ein Alter von ca. 6620 ¹⁴C BP (Abb. 11: Pa 93).

Neben den ältesten früh-mittelholozänen T1_[1]-Strandwällen sind entlang der heutigen Küstenlinie weitere jüngere Strandwallbildungen verbreitet, die sich nach ihrer Oberflächenerhebung und Altersstellung in folgende drei Gruppen zusammenfassen lassen (Tab. 6):

- die etwa 5,5 bis 7 bzw. maximal 8 m ü. hTw hohen H1a-Strandwälle und H1b-Strandwälle,
- die etwa 4,5 bis 5 m ü. hTw hohen H2-Strandwälle,
- die etwa 3 bis 4 m ü. hTw hohen H3-Strandwälle. Letztere sind nur noch 1 bis 2 m höher als aktuelle Kiesanlandungen und Strandbildungen.

Nach ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten beidschaligen Muscheln entstanden die H1a-Küstenformen südlich von Camarones vor etwa 5300 – 6000 ¹⁴C-Jahren. Auch aus ihrer morphostratigraphischen Lage ist deutlich abzulesen, dass diese erst nach dem holozänen Transgressionsmaximum vor 6200 ¹⁴C-Jahren (s.o.) gebildet wurden.

Dort, wo die H1a-Strandwälle erhalten sind, folgen häufig meerwärts die fast ebenso hohen H1b-Strandwälle (Abb. 8, Abb. 9). Letztere sind allerdings wesentlich jünger. Sie wurden erst im Zeitraum zwischen ca. 2600 – 3400 ¹⁴C BP gebildet.

Im älteren Subatlantikum entstanden dann die etwa 2200 ¹⁴C-Jahre alten H2-Strandwälle (Abb. 8, Abb. 9, Photo 11, Photo 12), deren dunkelgraue Kiesoberflächen sich deutlich von den durch Fe/Mn-Umkrustungen der Kiese rostig gefärbten Oberflächen der älteren holozänen H1b-, H1a- und T1_[1]-Strandwälle abheben (Photo 12). Die rostige Oberflächenfarbe von Strandwällen ist allerdings kein gutes Indiz für das Alter eines Strandwalles. Kräftig rostig gefärbte Strandwalloberflächen findet man zum Beispiel in der „Hundertstrände-Bucht“ bei San Julián auch auf grobkiesigen Strandwällen, die erst vor 1600 ¹⁴C-Jahren entstanden sind (Kap. 3.8). Fe/Mn-Umkrustungen der Gerölle an der Oberfläche von Strandwällen treten außerdem nur dann auf, wenn die obersten Kieslagen aus matrixfreien Grobkiesen und Blöcken bestehen und damit sehr gut durchlüftet sind. Auf matrixreichen Strandablagerungen mit hohen Feinkies- oder Sandanteilen fehlen sie generell.

Die jüngsten fossilen H3-Strandwälle besitzen südlich von Camarones eine Oberflächenhöhe bei etwa 3 bis 4 m ü. hTw. Sie entstanden im Zeitraum zwischen etwa

Tab. 6: Konventionelle und AMS ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Talmündungsterrassen südlich von Camarones.

Camarones Süd

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	2 - 2,5						
aktuelle Sturmablagerungen	4	P. Fabian	-0,2	116.1 pmC		Hd-23160	<i>Mytilus edulis</i>
erodierte H3 - Strandwälle H3 - Strandwälle	1,5	Pa02/2d	-0,8	979 ± 50 BP	499-646	Erl-7249	<i>Mytilus edulis</i>
	3	Pa02/16	-2	487 ± 49 BP	0-234	Erl-5717	<i>Mytilus magell.</i>
	4	Pa04/6	-1,95	1376 ± 47 BP	798-1037	Erl-6806	<i>Brachidontes p.</i>
H2 - Strandwälle	4,5	Pa04/9	-1	2246 ± 49 BP	1717-1974	Erl-6808	<i>Ensis macha</i>
	5	Pa02/13a	-1	2186 ± 49 BP	1650-1911	Erl-6476	<i>Brachidontes p.</i>
H1b - Strandwälle	5,5 - 6,5	Pa 32	-2/-3,5	2618 ± 92 BP	2057-2602	Hd-16501	<i>Mytilus sp.</i>
	6,5	Pa 48c	-0,2	2712 ± 50 BP	2300-2608	Hd-16507	<i>Einzelmuschel</i>
	7	Pa04/11	-0,2	2660 ± 42 BP	2208-2491	Hd-23617	<i>Protothaca ant.</i>
	7	Pa02/13b	-4	3058 ± 29 BP	2747-2911	Hd 23246	<i>Protothaca ant.</i>
	6,5	Pa02/2b	-1,8	3142 ± 45 BP	2789-3066	Hd-23247	<i>Protothaca ant.</i>
	7	Pa02/2a	-1,5	3348 ± 32 BP	3103-3322	Hd-23235	<i>Protothaca ant.</i>
	7	Pa04/8	-0,5	3372 ± 48 BP	3097-3362	Erl-6807	<i>Brachidontes p.</i>
H1a - Talmündungsterrasse	3 - 4	Pa04/7	-0,4	5560 ± 38 BP	5866-6081	Hd-23554	<i>Protothaca ant.</i>
	3 - 4	Pa 48a	-3	5754 ± 62 BP	5995-6287	Hd-16505	<i>Protothaca ant.</i>
	3 - 4,5	Pa 48b	-0,8	5797 ± 54 BP	6064-6339	Hd-16506	<i>Protothaca ant.</i>
	4	Pa02/6	-3	5784 ± 51 BP	6056-6308	Hd-23240	<i>Protothaca ant.</i>
	4	Pa02/4	-1	5800 ± 51 BP	6092-6335	Erl-6473	<i>Mytilus edulis</i>
	4	Pa02/7b	-1,7	5785 ± 38 BP	6112-6286	Hd-23504	<i>Protothaca ant.</i>
	4	Pa02/7a	-0,9	5880 ± 29 BP	6226-6382	Hd-23150	<i>Protothaca ant.</i>
	4,5	Pa 02/14a	-1	5940 ± 31 BP	6278-6425	Hd-22663	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandablagerungen	4,5	Pa02/3	-1,5	5348 ± 34 BP	5611-5834	Hd-23239	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandwälle	7,5	Pa04/10	-7	5632 ± 32 BP	5929-6149	Hd-23669	<i>Protothaca ant.</i>
	8	Pa02/5	-1,5	5765 ± 37 BP	6087-6279	Hd 23225	<i>Protothaca ant.</i>
T1 ₍₁₎ - Talmündungsterrasse	5	Pa 02/14b*1	-1,4	6293 ± 55 BP	6620-6898	Hd-23253	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 02/14b*2	-1,4	6267 ± 45 BP	6609-6849	Hd-23508	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 02/14b*3	-1,4	6434 ± 42 BP	6785-7056	Hd-23692	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 02/14b*4	-1,4	6284 ± 42 BP	6633-6858	Hd-23675	<i>Protothaca ant.</i>
	5	Pa 93	-1,1/-1,4	6620 ± 65 BP	6971-7283	Hd-17717	<i>Protothaca ant.</i>
T1 ₍₁₎ - Lagunenablagerungen	0	Pa 33*5	-0,2/-1	6663 ± 59 BP	7024-7317	Hd-18241	<i>Protothaca ant.</i>
	-1	Pa 33*1	-0,2/-1	6708 ± 46 BP	7145-7349	Hd-16502	<i>Protothaca ant.</i>
T1 ₍₁₎ - Strandwälle	8,5 - 9,5						

* = Probentiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

400 – 1400 ¹⁴C BP (Abb. 8 bis 10, Photo 11 und 12). In den Mündungsgebieten des 2. und 3. Cañadóns südlich von Camarones werden sie aktuell von Landseite durch fluviale Unterschneidung stark erodiert und sind daher dort nur noch als schmale, mehr oder minder stark aufgezehrte Form erhalten (Photo 12).

Neben der Erhaltung der zahlreichen, unterschiedlich alten, holozänen Strandwallsystemen liegt eine weitere Besonderheit der Küste südlich von Camarones darin, dass im Mündungsbereich einiger Cañadóns weitflächig Talmündungsterrassen erhalten sind, die hervorragende Meeresspiegelindikatoren darstellen. Wie bereits ausgeführt wurde, korrespondieren deren Oberflächen mit dem Tidehochwasserspiegel. Die älteste holozäne T1_[1]-Talmündungsterrasse ist im Mündungsbereich des 3. und

des 4. Cañadóns südlich von Camarones erhalten (Abb. 10, Abb. 11, Photo 10) und besitzt dort eine Oberflächenhöhe von ca. 5 m ü. hTw. Diese Terrasse entstand vor etwa 6200 bis 6700 ¹⁴C Jahren während des holozänen Transgressionsmaximums.

Die nächstjüngere H1a-Talmündungsterrasse, deren Oberfläche im Mittel etwa einen Meter niedriger liegt, ist noch weitflächiger erhalten. Man findet sie in allen drei Cañadónes unmittelbar südlich von Camarones (Abb. 8 bis Abb. 10). Nach ¹⁴C-Datierungen an eingesedimentierten, beidschaligen Muscheln entstand sie im Zeitraum zwischen ca. 5500 – 6000 ¹⁴C BP.

Auffällig ist, dass diese beiden mittelholozänen Anschüttungen große Areale der Mündungen einnehmen. In diese sind die vergleichsweise schmalen aktuellen Talsohlen, die nur periodisch wasserführen, um einige Meter tief eingeschnitten. Zwischengeschaltete Terrassenniveaus konnten bisher nicht gefunden werden. Die Ursache liegt wahrscheinlich in der sukzessiven Verschließung der Talmündungen durch die jüngeren *post* H1a-Strandwallsysteme, wodurch eine erneute Transgression des Meeres in die Buchten nicht mehr möglich war.

In den Talmündungsterrassen sind Zeitpunkt und relative Höhenlage des Tidehochwassers während des mittelholozänen Transgressionsmaximums (T1_[1]), dass vor 6200 ¹⁴C-Jahren endete, hervorragend dokumentiert. Zwischen 6200 – 6000 ¹⁴C BP erfolgte dann eine erste deutliche absolute Absenkung des Tidehochwassers um etwa einen Meter auf das H1a-Talmündungsniveau. Dieser zweite mittelholozäne Meeresspiegelhochstand dauerte mindestens bis vor 5500 ¹⁴C BP an, also solange, wie die H1a-Talmündungsterrasse und die zeitgleich gebildeten H1a-Strandwälle aufgeschottert wurden.

Die zunehmend niedrigeren Strandwallhöhen der *post*-H1a-Strandwallsysteme belegen, ähnlich wie an der Küstenlokalität „Bahía Vera“, für den Zeitraum zwischen 3400 – 400 ¹⁴C BP den Trend zu einer sukzessiv tieferen Lage des Meeresspiegels bis zum Erreichen des aktuellen Meeresspiegels. Inwieweit der Meeresspiegel zwischenzeitlich auch einmal tiefer lag als heute, ist bisher nicht bekannt. Ursachen für das allmähliche Absinken des Meeresspiegels seit ca. 3400 ¹⁴C BP können allein schon wegen der durch zahlreiche Altersdaten nachgewiesenen weitgehenden Kontinuität des Abfalls weder Veränderungen der Tidenhöhen noch der Windrichtungen und Windstärken sein. Beide Optionen wurden bereits von SCHELLMANN (1998a: 148) diskutiert und damals schon als wenig wahrscheinlich angesehen. Argumente für diese Auffassung sind zum einen, dass sich während der Bildung der holozänen Strandab-

lagerungen die Form der Küstenlinien südlich von Camarones nicht wesentlich verändert hat, eine Möglichkeit um kurzfristig deutliche Tideveränderungen zu induzieren. Veränderungen der Wellenhöhen als Folge veränderter Windrichtungen und Windstärken können ebenfalls ausgeschlossen werden, da dadurch sprunghaft höhere oder tiefer liegende Strandwälle abgelagert würden statt der beobachteten allmählichen Abnahme der Strandwallhöhen. Insofern können nur isostatische und /oder eustatische Faktoren der Grund für den konstatierten relativen Meeresspiegelabfall in dieser Zeit sein (Kap. 4).

3.5 Die Küstenlokalitäten „Bahía Bustamante“ und „Caleta Malaspina“ (ca. 45°08' s. Br.)

Die Küstenregion Bahía Bustamante und die angrenzende Caleta Malaspina liegen am Südrand des Nordpatagonischen Massivs, eines geologisch-strukturellen Hochgebietes, das unmittelbar südlich von Bahía Bustamante vom NW-SE-streichenden San Jorge-Becken begrenzt wird (Abb. 3). Regionale Details zur Geologie und Geomorphologie dieses Küstenabschnittes sind u.a. bei ARDOLINO et al. (1998), CIONCHI (1988) und SCHELLMANN (1998a) publiziert. Ältere Beschreibungen der dort verbreiteten Küstenterrassen stammen u.a. von FERUGLIO (1950; ders. 1947), CIONCHI (1984; ders. 1987), RADTKE (1989) sowie von RUTTER et al. (1989; 1990). Neuere geochronologische Bearbeitungen der pleistozänen Terrassen stammen von SCHELLMANN (1998a) sowie ROSTAMI et al. (2000). Eine Beschreibung und paläoökologische Interpretation der in den pleistozänen und holozänen Küstenterrassen enthaltenen Molluskenfauna in diesem Raum ist bei AGUIRRE et al. (2005) publiziert. Die Autoren fordern etwas höhere Meerestemperaturen für das mittlere Holozän vor etwa 6000 – 9000 ¹⁴C Jahren sowie ähnliche Meerestemperaturen wie heute für das ausgehende letzte Interglazial zur Bildungszeit der T2_[5]- und T1_[5]-Terrassen *sensu* SCHELLMANN (1998a) und ähnliche oder wärmere Meerestemperaturen während des MIS 5e- und MIS 7-Interglazials.

Die heutige Küste prägen kiesige Strände, sowie kleinere Landzungen und einzelne weit ins Meer vorspringende Halbinseln aus vulkanischen Festgesteinen (u.a. Quarzporphyre, Rhyolithe, Pyroklastika). So erstrecken sich im Süden der Siedlung Bustamante zwei größere Halbinseln, die Península Aristizábal und die Península Gravina. Zwischen den beiden weit in den Atlantik vorspringenden Landzungen liegt die Caleta Malaspina, eine Bucht, die weit ins Landesinnere reicht und zusätzlich

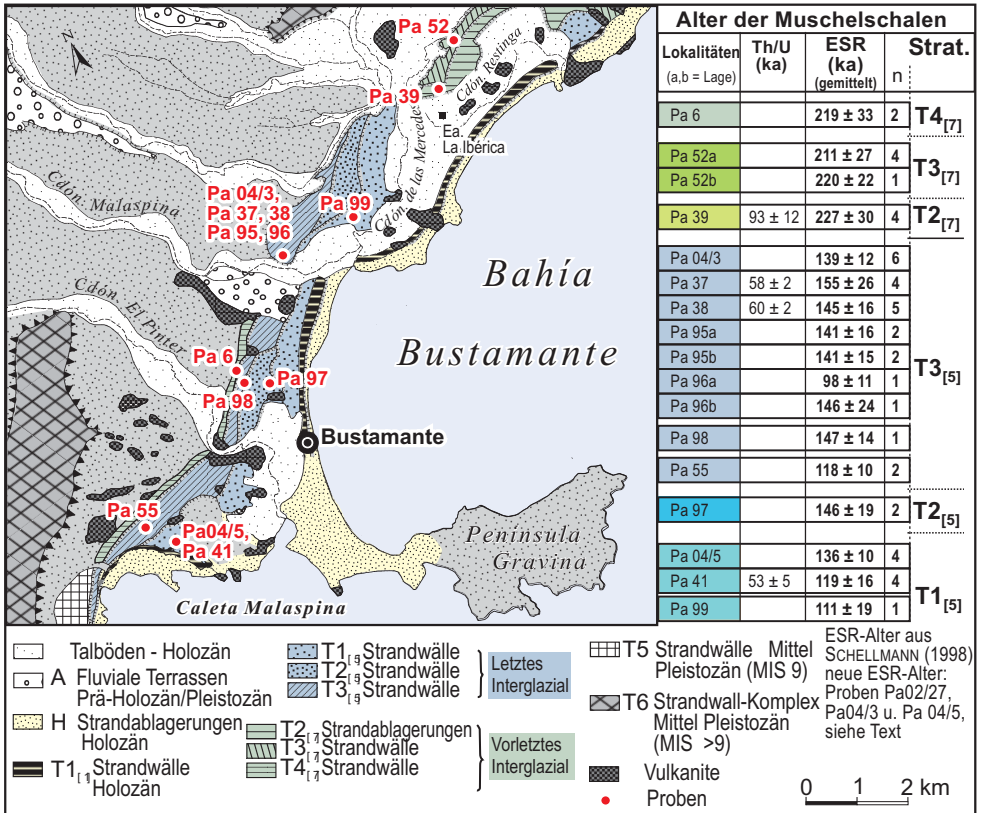


Abb. 12: Pleistozäne und holozäne Küstenterrassen im Bereich der Bahía Bustamante mit Lage der aktuellen Probenlokalitäten. Die stratigraphische Differenzierung und Datierung der pleistozänen Strandwall-Lagunen-Systeme ist bei SCHELLMANN (1998a) dargestellt.

gegen die Sturmwellen des offenen Atlantiks durch mehrere Inseln abgeschlossen ist (Abb. 5, Abb. 12). Im rezenten küstenmorphologischen Formenschatz dominieren entlang der den Atlantikwellen unmittelbar ausgesetzten Stränden der Bahía Bustamante felsige Küstenareale mit kleineren Abrasionsplattformen sowie grobkiesige Strandwall-Sequenzen. Dagegen sind innerhalb der brandungsgeschützten Caleta Malaspina größere Areale mit Wattmilieu und Marschen sowie relativ ebene jung- und mittelholozänen Strandterrassen verbreitet.

Insgesamt existieren in der Umrahmung der Bahía Bustamante eine der reichhaltigsten Abfolgen jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste, deren morpho- und chronostratigraphische Differenzierung u.a. bei SCHELLMANN (1998a) beschrieben ist. Eine weitere Besonderheit dieses Küstenraumes liegt darin, dass dort mehrere unterschiedlich hohe Strandwallsys-

teme erhalten sind, die teilweise während eines interglazialen Meeresspiegelhochstandes gebildet wurden (Tab. 3). Zum Beispiel entstanden während des letzten Interglazials (MIS 5) (Abb. 12) zunächst die in der Regel am weitesten von der heutigen Küste entfernten T3_[5]-Strandwälle mit einer Höhenlage ihrer Oberflächen von etwa 16 bis 18 m ü. hTw. Anschließend wurden die zur Küste hin vorgelagerten T2_[5]-Strandwälle in etwa 12 bis 13 m ü. hTw gebildet. Die jüngsten Strandformen des MIS 5 sind die T1_[5]-Strandwälle in 8 bis 10 m ü hTw, die eine ähnliche Höhenlage wie die in diesem Raum verbreiteten frühmittelholozänen T1_[1]-Strandwälle besitzen.

Die vor wenigen Jahren durchgeführten ESR-Datierungen an beidschaligen Muscheln aus diesen drei letztinterglazialen Strandwällen konnten keine signifikanten Altersunterschiede zeigen (SCHELLMANN 1998a; SCHELLMANN & RADTKE 2000). Es war daher unklar, ob alle drei Strandwallssysteme während des MIS 5e-Meeresspiegelhochstandes entstanden sind, oder ob die jüngeren erst während der etwas jüngeren letztinterglazialen Submaxima MIS 5c oder MIS 5a gebildet wurden.

Daher wurden im Rahmen dieser Untersuchungen weitere beidschalige Muscheln datiert, die neu aus den han-

Tab. 7: ESR-Alter jungpleistozäner Muschelschalen aus verschiedenen litoralen Sedimentlagen von der patagonischen Atlantikküste.

Proben Nr.	Labor Nr.	Lokalität	Strat.	Tiefe	U (int)	Dosis/Jahr (µGy/a) frühe U.	DE Gy	ESR-Alter ka	Anzahl Aliquots	max. art. Dosis (Gy)	Gattung, Art
02-27*2	K4518	Caleta Olivia S	MIS 5	-2 m	6,04 ± 0,31	2253 ± 157	214,31 ± 10,19	95 ± 8	20	400	<i>Protothaca ant.</i>
02-27*4	K4519			-2 m	5,56 ± 0,28	2028 ± 178	151,57 ± 10,34	75 ± 8	20	400	<i>Protothaca ant.</i>
04-3a*1	K4504	Bahia Bustamante	T3[5]	-1,2	1,59 ± 0,16	2011 ± 124	279,86 ± 23,68	139 ± 14	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3a*2	K4505			-1,2	2,25 ± 0,22	2174 ± 136	262,73 ± 16,14	121 ± 11	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3b*1	K4506	Bahia Bustamante	T3[5]	-1,8	0,88 ± 0,09	1888 ± 117	313,93 ± 19,96	166 ± 15	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3b*2	K4507			-1,8	1,27 ± 0,13	1958 ± 123	281,79 ± 10,15	144 ± 10	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3c*1	K4508	Bahia Bustamante	T3[5]	-2,2	2,68 ± 0,27	2169 ± 134	339,69 ± 16,69	157 ± 12	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3c*2	K4509			-2,2	2,38 ± 0,24	2001 ± 115	215,82 ± 13,94	108 ± 9	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*1	K4512	Bahia Bustamante	T1[5]	-0,45	0,6 ± 0,06	1657 ± 85	228,88 ± 6,46	138 ± 8	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*2	K4513			-0,45	0,66 ± 0,07	1703 ± 86	223,7 ± 13,84	131 ± 10	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*3	K4514			-0,45	0,68 ± 0,07	1706 ± 86	223,92 ± 14,98	131 ± 11	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*4	K4515			-0,45	1,19 ± 0,12	1872 ± 95	267,42 ± 10,62	143 ± 9	20	534	<i>Protothaca ant.</i>



Photo 13: Letztinterglaziales T3_[5]-Strandwallsystem am Cañadón Malaspina. Die großbogige Schrägschichtung der Strandkiese fällt in Richtung zur heutigen Küste ein (Abb. 12: Probenlokalität Pa04/3).

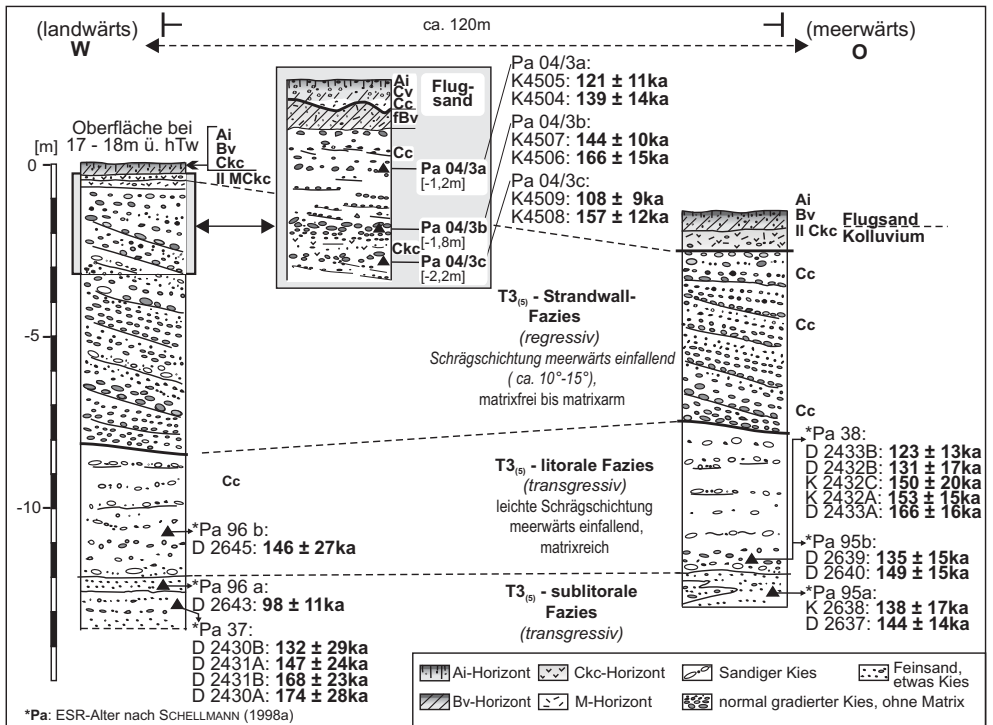


Abb. 13: ESR-Alter des letztinterglazialen T3_[5]-Strandwallsystems am Cañadón Malaspina (Bahía Bustamante) (Photo 13). Die ESR-Alter der Proben Pa 37, Pa 38, Pa 95 und Pa 96 stammen aus SCHELLMANN (1998a). Die Daten der aktuellen ESR-Datierungen sind in Tab. 8 zusammengestellt.

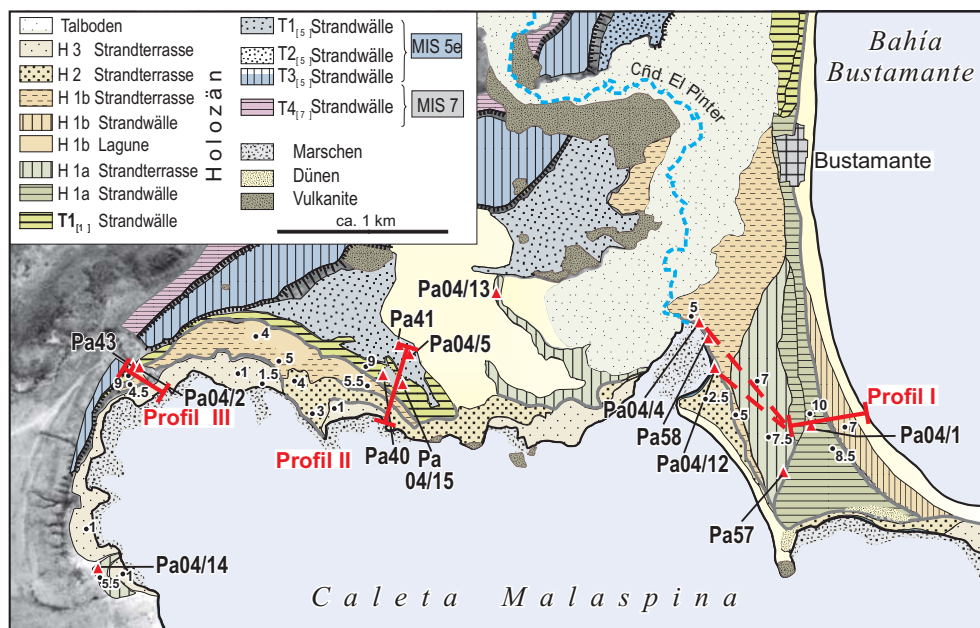


Abb. 14: Detailkartierung der holozänen Strandwallsysteme und Strandterrassen zwischen der Caleta Malaspina und der Bahía Bustamante. Die stratigraphische Differenzierung und Datierung der pleistozänen Strandwall-Lagunensysteme ist bei SCHELLMANN (1998a) publiziert.

genden Kiesschichten des ältesten letztinterglazialen T3_[5]-Strandwallsystems (Photo 13, Abb. 13) und vom Top des jüngsten letztinterglazialen T1_[5]-Strandwallsystems (Abb. 16) geborgen wurden. Es sollte dabei auch geprüft werden, inwieweit das inzwischen verbesserte Verfahren der ESR-Altersbestimmung von Muschelschalen (SCHELLMANN & RADTKE 2003a; SCHELLMANN & RADTKE dieser Band) weiterhelfen kann. Diese neuen ESR-Datierungen (Tab. 7) bestätigen ebenfalls, dass beide Strandwallsysteme im letzten Interglazial entstanden sind. Innerhalb der Fehlergrenzen sind die ESR-Alter aus dem T1_[5]-Strandwallsystem, die an vier beidschaligen Muscheln aus einer Sedimentlage durchgeführt wurden (Abb. 16, Tab. 7), identisch. Sie weisen daraufhin, dass sich auch dieses jüngste letztinterglaziale Strandwallsystem noch während des MIS 5e - Hochstandes bildete. Allerdings reicht die Datierungsgenauigkeit der ESR-Altersbestimmungsmethode an Muschelschalen immer noch nicht aus, um eine Entstehung der T1_[5]- und der T2_[5]-Strandwallsysteme während der letztinterglazialen Submaxima MIS 5c oder MIS 5a auszuschließen. Daher bleibt weiter offen, ob die beiden nach dem Transgressionsmaximum entstandenen letztinterglazialen Strandwallsysteme T2_[5] und T1_[5] noch am Ausgang des MIS 5e Transgressions-

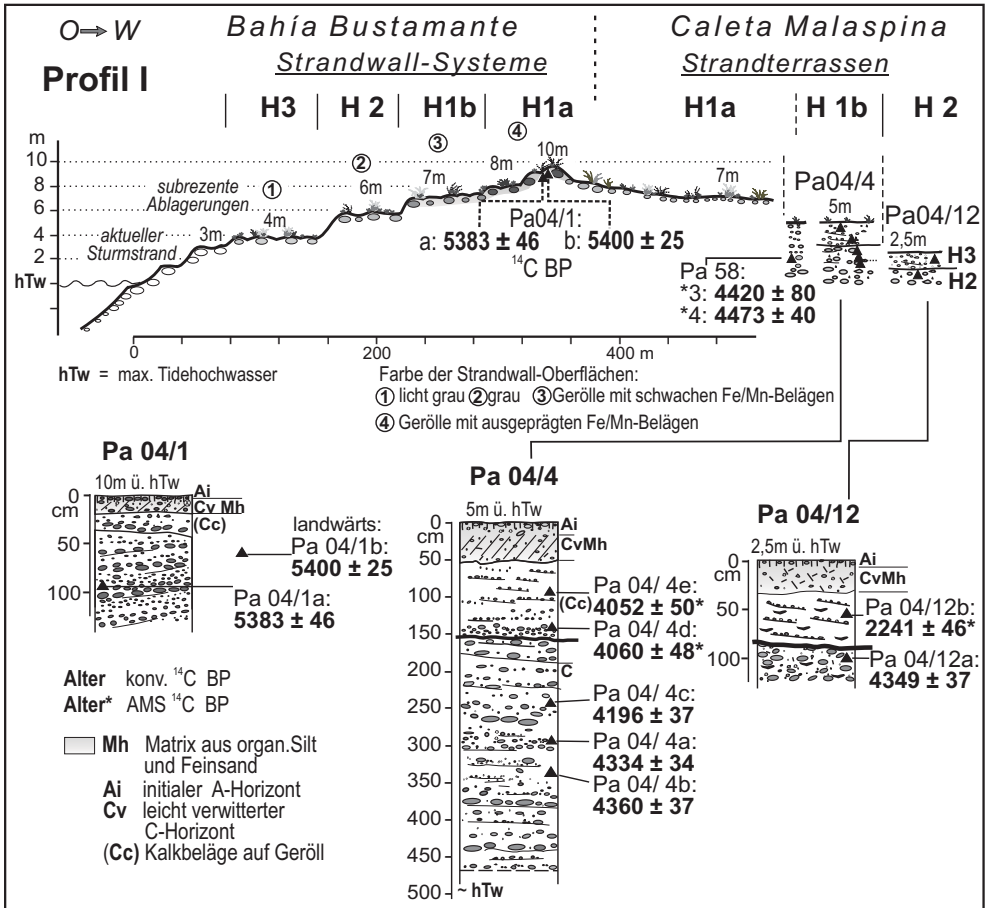


Abb. 15: Lagerung und Altersstellung der holozänen Strandwallsysteme zwischen der Bahía Bustamante und der Caleta Malaspina. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14.

maximums oder erst während der nachfolgenden Submaxima MIS 5c und MIS 5a entstanden sind (siehe hierzu auch Kap. 1).

Auffällig ist aber, dass die Höhendistanz zwischen den höchsten Erhebungen der T3_[5]- und der T1_[5]-Strandwälle nur etwa 8 bis 9 m beträgt. Sie liegt damit in einer ähnlichen Größenordnung wie der fast 7 m betragende Höhenunterschied zwischen den Oberflächen der ältesten mittelholozänen T1_[1]- (max. 9.5 m ü. hTw) und den aktuellen Strandwallbildungen (max. 3 m ü. hTw, Tab. 8). Eine stärkere, mehrere Jahrzehntausende andauernde Hebungsrate kann in diesem Küstenabschnitt wegen der insgesamt relativ niedrigen Höhenlage der jung- und mittelpleistozänen Strandwallsysteme über dem aktuellen Meeresspiegel ausgeschlossen werden (u.a.

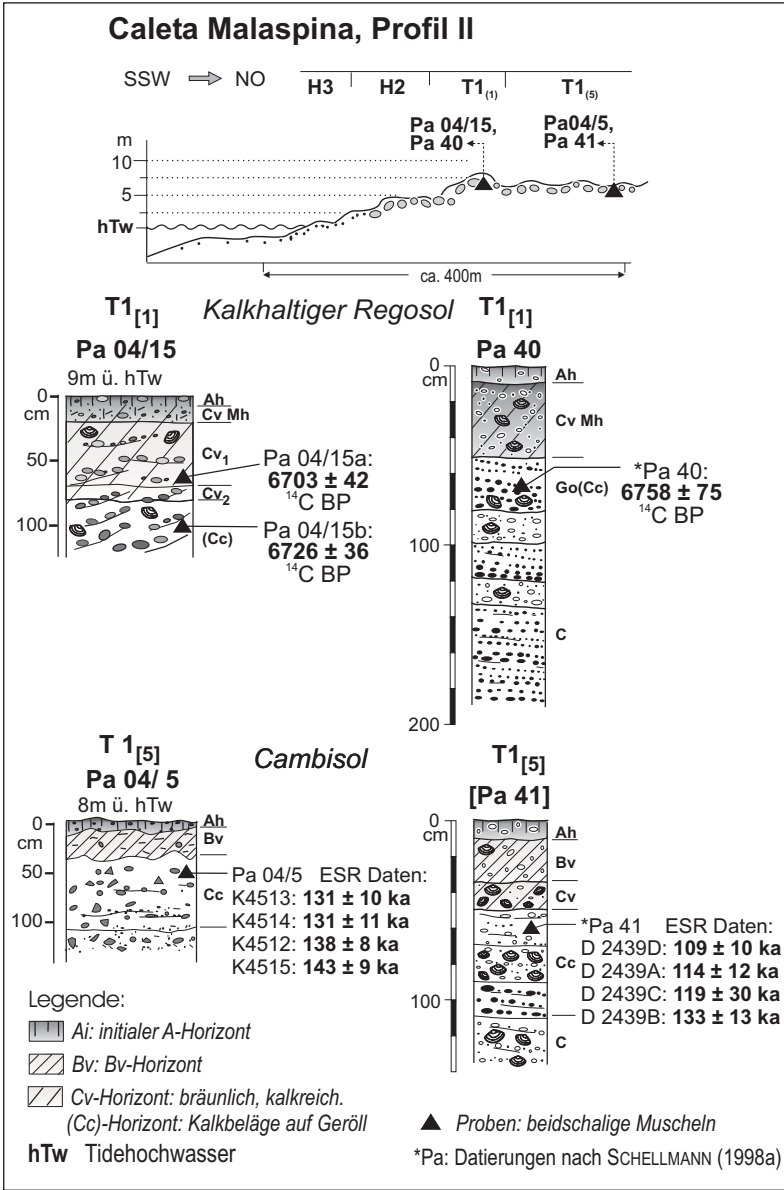


Abb. 16: Lagerung und Altersstellung der T1_[1]- und T1_[5]-Strandwallssysteme an der Nordküste der Caleta Malaspina. Die ESR-Alter der Muschelschalen Pa 42 stammen aus SCHELLMANN (1998a). Zur Lage des Profils siehe Abb. 14.

SCHELLMANN 1998a).

Vielmehr ist davon auszugehen (Kap. 4), dass eine zeitlich beschränkte Heraus-

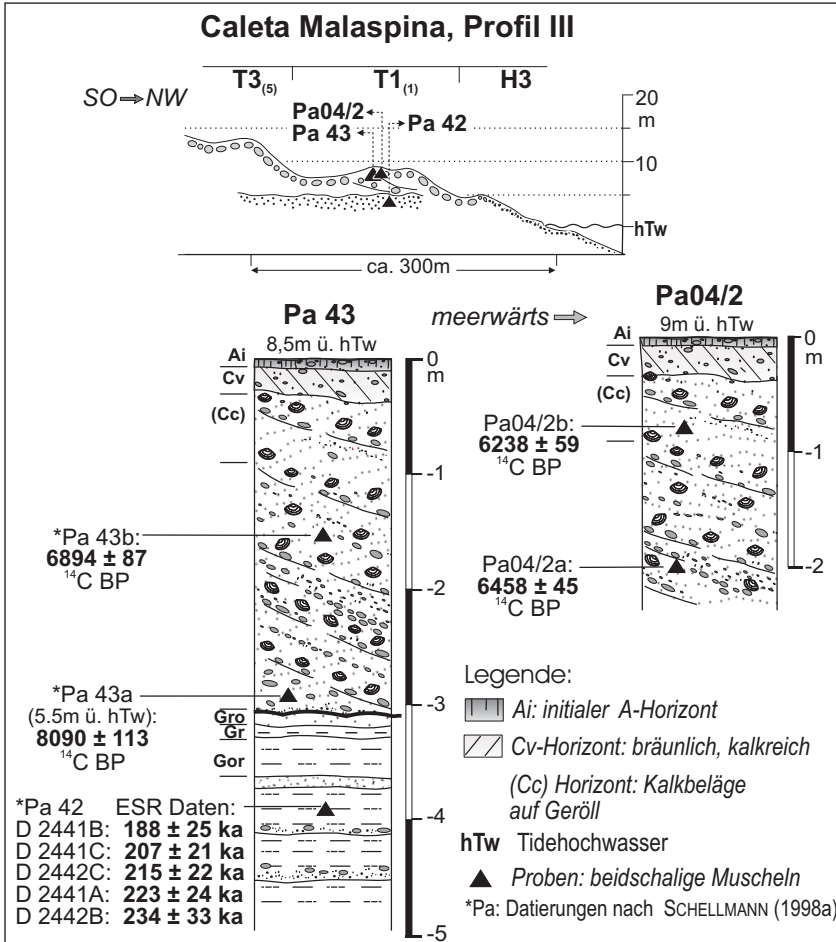


Abb. 17: Lagerung und Altersstellung des mittelholozänen T1₍₁₎-Strandwallsystems an der Westküste der Caleta Malaspina. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14.

hebung der mittel- und südpatagonischen Küste wahrscheinlich hydro-isostatisch verursacht wurde. Die Hebung selbst dürfte zeitlich auf das jeweilige Spätglazial (?) und die anschließende Warmzeit beschränkt gewesen sein, also etwa 10 – 15 ka angehalten haben. Im Mittel- und Jungholozän betrug die Gesamthebung wahrscheinlich maximal 3 m (Kap. 4). Während des MIS 5e- und des MIS 7-Interglazials dürfte sie eine Größenordnung von maximal 10 m bzw. 12 m erreicht haben. Auf diese Weise lassen sich sowohl die extrem hohe Lage der mittelholozänen Strandterrassen als auch die relativ niedrige Höhenlage jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen und deren jeweiligen Höhendifferenzen verstehen, ohne dass größere Veränderungen der absoluten Höhenlage des zugehörigen Meeresspiegels erforderlich sind. Letzteres ist kaum

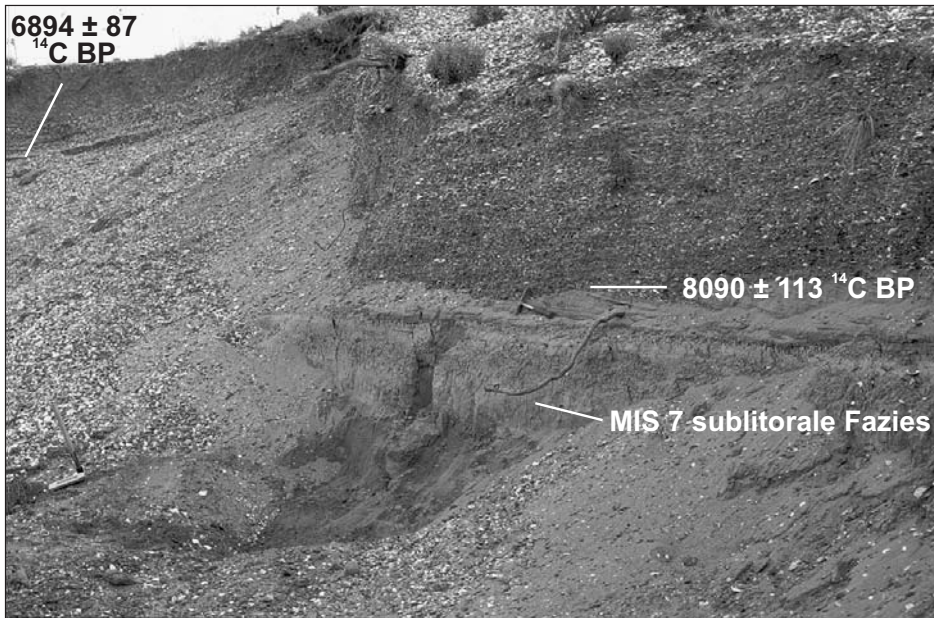


Photo 14: Frühmittelholozäne $T1_{[1]}$ -Strandwallkiese über MIS 7 - Vorstrandsedimenten aufgeschlossen am Westrand der Caleta Malaspina (Abb. 17). Wegen der brandungsgeschützten Lage am westlichsten Rand der Caleta Malaspina sind die $T1_{[1]}$ -Strandwallkiese dort relativ sandreich und führen zahlreiche Muschelschalen, wenn auch nur selten in beidschaliger Erhaltung.

anzunehmen, weil inzwischen relativ gut abgesichert ist, dass der globale Meeresspiegel zumindest während der Transgressionsmaxima des Holozäns (s.u.) und des letzten Interglazials eine absolute Höhenlage von nur etwa 2 ± 2 m über dem aktuellen Meeresniveau erreicht hat (u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2004: 99ff.).

Schwerpunkte der aktuellen Untersuchungen im Küstenraum Bustamante waren die Detailkartierung (Abb. 14) und Altersdatierung der dort verbreiteten holozänen Strandterrassen. Da die Küste entlang der Bahía Bustamante den Atlantikwellen relativ ungeschützt ausgesetzt ist, sind dort grobkiesige und blockreiche Strandwälle aus dem Holozän bis in 9,5 m Höhe ü. hTw weit verbreitet. Sie wurden von SCHELLMANN (1998a) ausführlicher beschrieben.

Dabei besitzen die ältesten holozänen $T1_{[1]}$ und H1a-Strandwallsysteme in der Umrahmung der Bahía Bustamante eine ähnliche Höhenlage von 8 bis 10 m ü. hTw. Sie können daher erst bei Vorliegen absoluter Datierungen chronostratigraphisch eindeutig eingestuft werden. Zwei ^{14}C -Alter von 5380 bzw. 5400 ^{14}C BP belegen, dass die höchsten Strandwälle südlich der Siedlung Bustamante, die H1a-Strandwälle (Abb.



Photo 15: Blick nach Südwesten über die Caleta Malaspina. Im Vordergrund ist die wenig reliefierte, etwa 5400 ^{14}C -Jahre H1a-Strandterrasse in ca. 7 m ü. hTw zu sehen. Dahinter liegt jenseits des fossilen Kliffs die etwa 2200 ^{14}C -Jahre alte H2-Strandterrasse in ca. 2,5 m ü. hTw. Der Aufnahmestandort liegt etwas südlich vom Profil I in Abb. 14.

14, Abb. 15), nach dem holozänen Transgressionsmaximum entstanden sind. Während des Transgressionsmaximums beschrieb die Küstenlinie von der Siedlung Bustamante einen weiten Bogen nach Westen zur Nordküste der heutigen Caleta Malaspina. Dort sind an den Lokalitäten Pa04/15 und Pa40 (Abb. 14, Abb. 16) korrekte, grobkiesige und matrixarme $T1_{[1]}$ -Strandwälle verbreitet, die drei ^{14}C -Datierungen an beidschalig eingesedimentierten Muscheln zufolge vor etwa 6700 ^{14}C -Jahren entstanden. Auch am Westrand der Bucht sind an der Lokalität Pa04/2 bzw. Pa43 $T1_{[1]}$ -Strandwallkiese über Vorstrandsedimenten aus dem MIS 7-Interglazial aufgeschlossen (Abb. 14, Abb. 17). Sie wurden nach drei ^{14}C -Datierungen im Zeitraum zwischen ca. 6200 – 6900 ^{14}C BP gebildet. Eine beidschalige Muschel, die an der Basis der $T1_{[1]}$ -Kiese in 3 m Tiefe unter Strandwalloberfläche *in situ* eingelagert war (Photo 14; SCHELLMANN 1998a), wurde auf 8090 ^{14}C BP datiert. Daher ist davon auszugehen, dass der ansteigende frühholozäne Meeresspiegel bereits zu dieser Zeit nur noch etwa 3 m oder weniger unterhalb des mittelhologänen Transgressionsmaximums gelegen hat.

Im Gegensatz zu dem brandungsexponierten, hoch-energetischen Küstenmilieu der

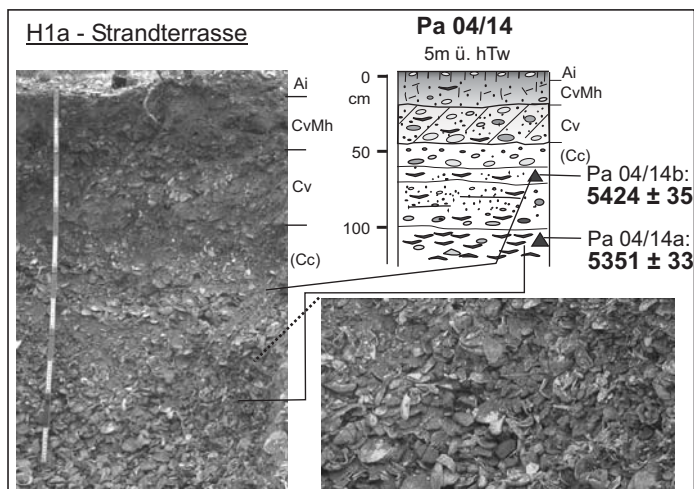


Photo 16:
Zahlreiche Muschelschalen
führender Sedimentkörper
der H1a-Strandterrasse an
der Lokalität Pa04/14 (Lage
der Lokalität in Abb. 14)

Bahía Bustamante ist die Caleta Malaspina zum Atlantik hin durch die beiden großen Halbinseln Península Aristizabal und Península Gravina sowie durch mehrere kleinere Inseln relativ gut geschützt. Diese nahezu abgeschlossene Lage wurde durch die Bildung der etwa 5400 ^{14}C -Jahre alten H1a-Strandwallsysteme im jüngeren Mittelholozän deutlich verstärkt, da durch sie die heutige Landbrücke bzw. der Tombolo zwischen der Siedlung Bustamante und der Península Gravina sukzessive verschlossen wurde (Abb. 12, Abb. 14). Diese zunehmende Abschottung der Bucht gegen die Sturmwellen des offenen Atlantiks führte dazu, dass seitdem innerhalb der Bucht statt nur noch wenig reliefierte Strandterrassen mit deutlich verringerter Höhendistanz zum zugehörigen Tidehochwasser gebildet wurden (Photo 15). Dieser Wandel zum niedrig-energetischen Küstenmilieu bewirkte bei Stürmen, dass nun im Supralitoral statt grobkiesiger Strandwallsedimente die sandreichen, mit zahlreichen Muschelschalen durchsetzte Kieskörper der Strandterrassen abgelagert wurden (Photo 16). Sie traten an die Stelle der vorher noch im Norden der Bucht abgelagerten matrixarmen und blockreichen T1_[1]-Strandwallkiese (Abb. 14: Lokalität Pa04/15).

Eine weitere Beruhigung der supra- und intralitoralen Sedimentation in der Caleta Malaspina setzte im Zeitraum zwischen 4060 und 4200 ^{14}C BP ein. Wahrscheinlich wurde zu dieser Zeit der heutige Tombolo zur Península Gravina weitgehend geschlossen. Die Folge dieser weiteren Abschottung der Bucht gegen den offenen Atlantik würde erklären, warum die etwa 4000 ^{14}C -Jahre alten Strandsedimente an der Lokalität Pa04/4 (Abb. 15) nur noch aus schillreichen Feinkiesen (Abb. 15: Pa04/4) bestehen, während am gleichen Standort die im Liegenden erhaltenen, ca. 4200 – 4400 ^{14}C -Jahre alten H1b-Strandablagerungen noch sandreich und stark mittel- bis grob-

Tab. 8: Konventionelle und AMS ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen im Bereich der Bahía Bustamante und der Caleta Malaspina.

Caleta Malaspina (Bustamante)

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandablagerungen	1						
H3 - Strandterrasse	1-2						
H2 - Strandterrasse	2,5	Pa04/12b	-0,55	2241 ± 46 BP	1717-1962	Erl-6809	<i>Mytilus sp.</i>
H1b unter H2 - Strandablagerungen		Pa04/12a	-1	4349 ± 37 BP	4387-4606	Hd-23558	<i>Protothaca ant.</i>
H1b - Strandterrasse	5	Pa04/4e	-1	4052 ± 50 BP	3919-4235	Erl-6805	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa04/4d	-1,4	4060 ± 48 BP	3932-4241	Erl-6804	<i>Brachidontes p.</i>
		Pa04/4c	-2,6	4196 ± 37 BP	4159-4401	Hd-23492	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/4a	-2,9	4334 ± 34 BP	4373-4574	Hd-23593	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/4b	-3,4	4360 ± 37 BP	4396-4620	Hd-23456	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 58*3	-3	4420 ± 80 BP	4398-4807	Hd-17683	<i>Protothaca sp.</i>
	4,5 - 5,5	Pa 58*4	-3	4473 ± 40 BP	4531-4795	Hd-18397	<i>Protothaca sp.</i>
H1a - Strandterrasse	5	Pa04/13b	-1	5232 ± 55 BP	5467-5711	Erl-7251	<i>Protothaca ant.</i>
	5,5	Pa04/14b	-0,7	5424 ± 35 BP	5704-5893	Hd-23660	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/14a	-1,1	5351 ± 33 BP	5616-5837	Hd-23613	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandwälle	6,5 - 7,5	Pa 57*4	-0,5/-1,5	5380 ± 70 BP	5598-5894	Hd-17718	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 57*3	-0,5/-1,5	5424 ± 40 BP	5693-5898	Hd-18397	<i>Protothaca ant.</i>
T1(1) - Strandwälle	8,5 - 9,5	Pa 40	-0,6	6758 ± 75 BP	7144-7423	Hd-16503	<i>Protothaca ant.</i>
	9	Pa04/15a	-0,7	6703 ± 42 Bp	7144-7328	Hd-23661	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/15b	-1	6726 ± 36 BP	7161-7343	Hd-23690	<i>Protothaca ant.</i>
	9	Pa04/2b	-0,8	6238 ± 51 BP	6549-6827	Erl-6803	<i>Ensis macha</i>
		Pa04/2a	-2	6458 ± 45 BP	6824-7116	Hd-23474	<i>Protothaca ant.</i>
	8,5 - 9,5	Pa 43b	-1,6	6894 ± 87 BP	7249-7558	Hd-18401	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 43a	-2,9	8090 ± 113 BP	8348-8923	Hd-16504	<i>Protothaca ant.</i>

* = Probentiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

Bahía Bustamante

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	2 -3						
H3 - Strandwälle	4						
H2 - Strandwälle	6						
H1b - Strandwälle	7						
H1a - Strandwälle	8 - 10	Pa04/1b	-0,45	5400 ± 25 BP	5691-5872	Hd-23552	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/1a	-0,9	5384 ± 46 BP	5639-5878	Hd-23457	<i>Protothaca ant.</i>
T1(1) - Strandwälle	8,5 - 9,5						

* = Probentiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

kiesig ausgebildet sind. Auch alle nachfolgenden jüngeren supralitoralischen Ablagerungen, wie der etwa 2200 ¹⁴C-Jahre alte H2-Sedimentkörper an der Lokalität Pa04/12 (Abb. 15), sind matrixreich, feinkiesig sowie reich an Muschelbruch. Eine Übersicht zur Verbreitung, Höhenlage und Altersstellung der innerhalb der Caleta Malaspina erhaltenen Strandterrassen gibt Abb. 14 und Tab. 8.

Wie bereits ausgeführt, erreichte vor etwa 8100 ¹⁴C-Jahren der frühholozäne Anstieg des Meeresspiegels die heutigen Küsten der Caleta Malaspina. Das holozäne Transgressionsmaximum mit Bildung der litoralen T1_[1]-Formen kann hier auf den Zeitraum vor ca. 6200 – 6900 ¹⁴C-Jahren datiert werden, was mit den ¹⁴C-Alter von

ca. 6200 – 6700 ¹⁴C BP an Muschelschalen aus entsprechenden litoralen T1_[1]-Sedimenten an der Küstenlokalität Camarones gut übereinstimmt.

Die vor etwa 5200 – 5400 ¹⁴C-Jahren in Ausbildung begriffene H1a-Strandterrasse in der Caleta Malaspina korreliert altersmäßig mit den H1a-Strandwallbildungen in der Umrahmung der Bahía Bustamante, obwohl sie expositionsbedingt eine bis zu 5 m niedrigere Höhenlage über dem aktuellen Tidehochwasser besitzt. Zwar erreichen höhere Areale der H1b-Strandterrasse durchaus eine ähnliche Höhenlage über Tidehochwasser wie tiefere H1a-Strandwälle, aber die H1b-Strandterrasse ist deutlich jünger. Sie entstand nach den bisher vorliegenden ¹⁴C-Datierungen erst vor ca. 4000 – 4500 ¹⁴C-Jahren. Damit setzte ihre Bildung etwas früher ein als die Ablagerung der H1b-Strandwälle in der Bahía Vera und südlich von Camarones (s.o.).

Von den höheren Strandablagerungen der T1_[1]- und H1-Strandterrassen sind die Areale der H2-Strandterrasse, deren Oberflächen Höhen von häufig nur 2,5 m ü. hTw, selten 3 bis 4 m ü. hTw besitzen, morphologisch deutlich abgesetzt. Nach dem ¹⁴C-Alter von ca. 2200 ¹⁴C BP an einer aus ihren Sedimenten beidschalig geborgenen *Mytilus sp.* (Abb. 15: Pa04/12) entspricht die Terrasse altersmäßig den H2-Strandwällen an der Bahía Vera und südlich von Camarones. Unterhalb der H2-Strandterrassen sind meerwärts in einigen Arealen der Caleta Malaspina noch jüngere fossile Strandterrassen in etwa 1 bis 2 m ü. hTw erhalten (Abb. 14), die vermutlich den H3-Bildungen des jüngeren Subatlantikums bei Camarones und an der Bahía Vera entsprechen dürften.

3.6 Küstenlokalitäten nördlich und südlich von Caleta Olivia (ca. 46° bis 47°03' s. Br.)

Der Küstenabschnitt im Bereich der Caleta Olivia liegt innerhalb des W-E-streichenden San Jorge-Beckens, einer mesozoisch-alttertiären Senkungszone, die mit bis zu 8,5 km mächtigen, überwiegend schwach verfestigten marinen und kontinentalen Sedimentgesteinen verfüllt ist (u.a. SYLWAN 2001; RODRIGUEZ & LITKE 2001: 1000; FITZGERALD et al. 1990; ZAMBRANO & URIEN 1970). Dadurch prägen vor allem tertiäre Lockergesteine, häufig in mariner Fazies mit großen Austernschalen der Gattung *Ostrea patagonica* die Küste zwischen Comodoro Rivadavia im Norden bis südlich von Caleta Olivia. Dort sind diese an zahlreichen Kliffen und vorspringenden Kaps aufgeschlossen und bilden an vielen Stellen das Ausgangsgestein für mehrere Dekameter breite Abrasionsplattformen. Die Kliffküste südlich der Siedlung Caleta

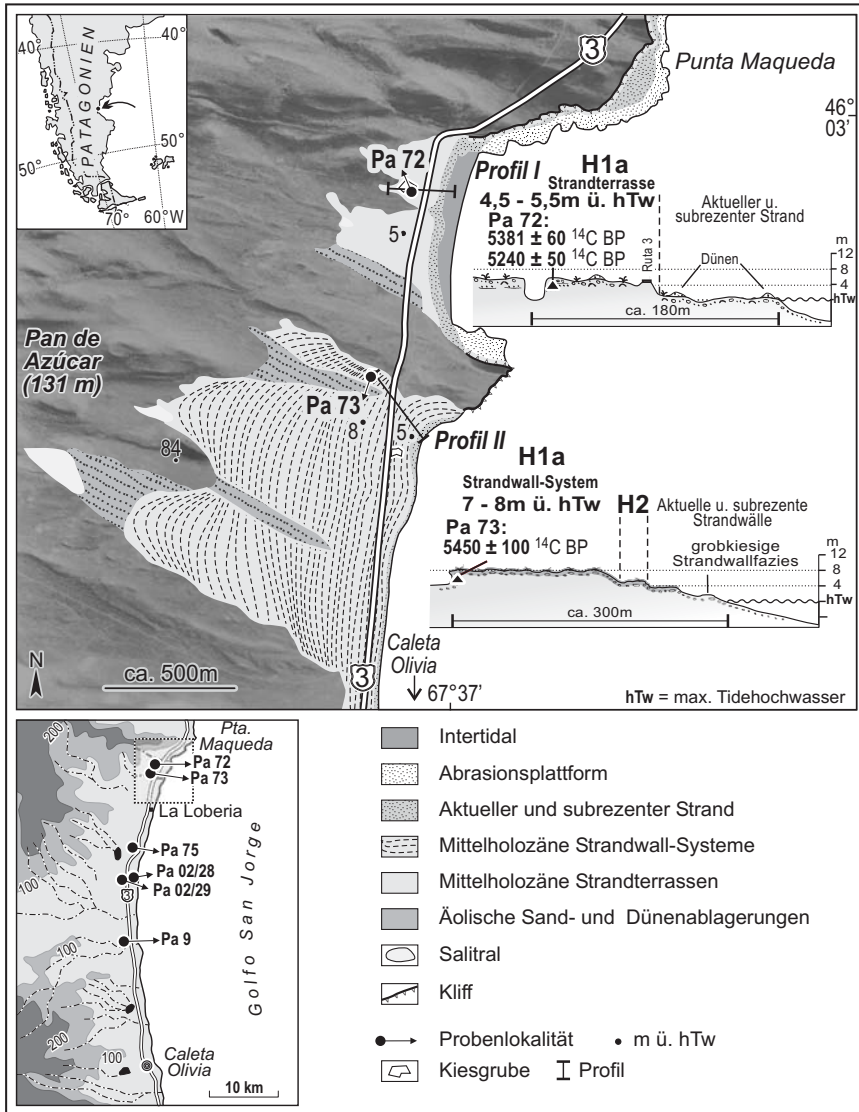


Abb. 18: Verbreitung altersidentischer H1a-Küstenformen in unterschiedlicher Meereshöhe und morphologisch-sedimentologischer Ausprägung südlich und nördlich der Punta Delgada (Caleta Olivia Nord). Südlich der Landzunge, in brandungsexponierter Lage: die grobkiesigen H1a-Strandwälle bei ca. 8 m ü. hTw. In der Bucht nördlich der Landzunge, in brandungsgeschützter Position: die sehr sandreiche H1a-Strandterrasse bei ca. 5 m ü. hTw.

Olivia bietet hervorragende Aufschlüsse, in denen tertiäre Basisschichten und überlagernde jung- und mittelpleistozäne Strandkiese und Sande zugänglich sind (Abb. 19).

Beschreibungen und Alterseinstufungen der in diesem Küstenabschnitt erhaltenen

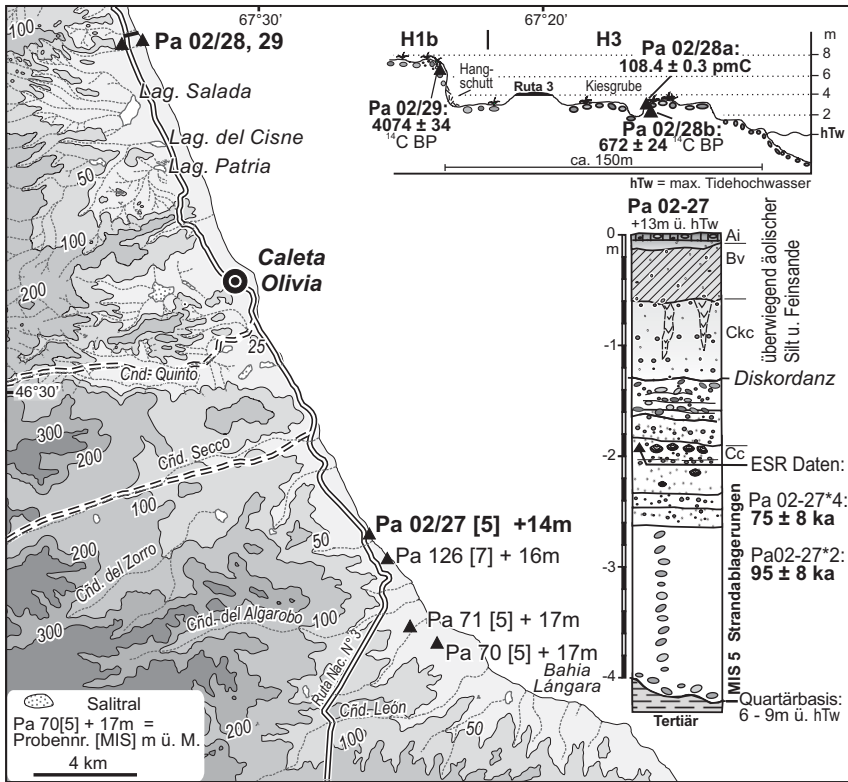


Abb. 19: Übersicht zur Lage und Alterstellung von Küstenterrassen an verschiedenen Lokalitäten bei Caleta Olivia mit Profilen zu den erstmalig datierten Lokalitäten Pa02/28 und Pa02/27. Die in eckigen Klammern gesetzten Zahlen an den Lokalitäten Pa 70, Pa 71 und Pa 126 bezeichnen die Alterseinstufung der dort erhaltenen jung- und mittelpleistozänen Strandwallssysteme nach marinen Isotopenstufen (MIS 5, MIS 7) nach SCHELLMANN (1998a).

marinen Terrassen findet man bei FERUGLIO (1950: 116), CODIGNOTTO (1983), CODIGNOTTO et al. (1988) und SCHELLMANN (1998a). Nördlich von Caleta Olivia sind marine Terrassen aus dem Mittelpleistozän (MIS 9 und älter) erhalten, deren Oberflächen etwa 20 m (Abb. 18 unten links: Lokalität Pa9) bzw. 35 m (Abb. 18: Lokalität Pa75) über dem heutigen Meeresspiegel liegen. Diese marinen Terrassenstufen und deren ESR-Alter sind bei SCHELLMANN (1998a: 148ff.) beschrieben. Strandwallsysteme aus dem letzten (MIS 5) und vorletzten Interglazial (MIS 7) sind erst südlich von Caleta Olivia in einem Höhenintervall von etwa 14 bis 17 m ü. hTw erhalten (Abb. 19) und in einzelnen einmündenden Cañadones oder am aktuellen holozänen Kliff abgeschlossen. Die Basis ihrer kiesigen, teilweise durch Kalk verkitteten Sedimentkörper liegt oberhalb rezenter Sturmablagerungen in einer Höhe von 3 bis 12 m ü. hTw. Nach

ESR-Datierungen von SCHELLMANN (1998a) sind innerhalb dieses litoralen Terrassenniveaus, also in ähnlicher Höhelage, Strandwallssysteme aus dem MIS 5 und dem MIS 7 verbreitet. Das bestätigen auch die ESR-Datierungen an zwei zusammenhängenden, beidschalig eingesedimentierten Muscheln von der erstmalig beprobten Lokalität Pa02/27 (Abb. 19: Profil Pa02-27), die der dort erhaltenen Strandterrasse ein letztinterglaziales Alter (MIS 5) zuweist.

¹⁴C-Datierungen an Muschelschalen aus holozänen Strandablagerungen in 6 bis 9 m ü. M. wurden im Küstenraum von Caleta Olivia erstmalig von CODIGNOTTO (1983) sowie CODIGNOTTO et al. (1988) bzw. CODIGNOTTO et al. (1992) publiziert. Die Datierungen an Einzelschalen ergaben Alter zwischen 1550 und 6630 ¹⁴C BP. Eine genaue Lage und morphostratigraphische Beschreibung der beprobten Lokalitäten ist leider nicht ersichtlich. Weitere mittel- bis jungholozäne Strandwallssysteme im Bereich des San Jorge Beckens beschreiben CODIGNOTTO et al. (1990) von der Bahía Solano, ca. 25 km nördlich von Comodoro Rivadavia. Auf der Basis von fünf ¹⁴C-Datierungen an Muschelschalen sehen die Autoren für das ältere System I eine Entstehung im Zeitraum vor ca. 6500 bis 5200 ¹⁴C-Jahren, für das nächstjüngere System II eine Bildungszeit vor ca. 5000 bis 3800 ¹⁴C-Jahren und für das jüngste System III eine Ablagerung um 2400 ¹⁴C BP. CODIGNOTTO et al. (1990) postulieren während der Bildung des Strandwallsystems I und II Meeresspiegelfluktuationen im Bereich von einem Meter und nach Bildung des Systems II einen Abfall um ca. 1,5 m.

Im Raum Caleta Olivia findet man holozäne Küstenformen vor allem nördlich der Stadt. Ihre Oberflächen besitzen dort Höhenlagen von bis zu 8 m ü. hTw, wobei diese je nach Alter und Brandungsexposition unterschiedlich hoch sind (s.u.). Südlich der Stadt ist dagegen bis zur Bahía Langara überwiegend eine Kliffküste verbreitet, an der das anstehende Tertiär mit auflagernden letzt- oder vorletztinterglazialen Strandkiesen aufgeschlossen ist (Abb. 19), während im Bereich des heutigen Strandes holozäne Akkumulationsformen weitgehend fehlen.

Die Bedeutung der Exposition für die Höhenlage von Strandlinien verdeutlichen sehr schön die altersgleichen mittelholozänen H1a-Strandterrassen beiderseits des namenlosen ersten Küstenvorsprunges südlich der Punta Maqueda (Abb. 18). Südlich dieses namenlosen Küstenvorsprunges sind in ca. 7 bis 8 m ü. hTw matrixarme, grobkiesige und blockreiche Strandwälle mit ausgeprägten Strandwallrücken und Strandwallrinnen erhalten. In der brandungsgeschützten Bucht nördlich des Küstenvorsprunges findet man dagegen eine wenig reliefierte, von einzelnen Dünen und Flug-

Tab.9: ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen nördlich von Caleta Olivia und bei Mazarredo.

Caleta Olivia

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	0,5 - 2,5						
aktuelle Sturmablagerungen	3	Pa02/28a	-0,3	108.4 pmC		Hd-22666	<i>Protothaca ant.</i>
H3 - Strandwälle	3	Pa02/28b	-0,5	672 ± 24 BP	265-400	Hd-23178	<i>Protothaca ant.</i>
H1b - Strandwälle	7	Pa02/29	-0,6	4074 ± 34 BP	3983-4227	Hd-23226	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandterrasse	4,5 - 5,5	Pa 72*3	-0,6	5240 ± 50 BP	5479-5711	Hd-18473	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 72*1	-0,6	5381 ± 60 BP	5612-5887	Hd-16509	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandwälle	7 - 8	Pa 73	-2	5453 ± 100 BP	5594-6060	Hd-20231	<i>Protothaca ant.</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

Mazarredo

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	1 - 2						
Holozäne Strandwälle	3,5 - 4,5						
H1a - Strandterrasse	5,5 - 6,5	Pa 10*1	-1/-2	5336 ± 34 BP	5596-5826	Hd-15492	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 10*2	-1/-2	5908 ± 60 BP	6200-6451	Hd-15493	<i>Protothaca ant.</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

sanden bedeckte H1a-Strandterrasse (entspricht der H2-Terrasse von SCHELLMANN 1998a: 151 f.). Sie besitzt einen sandigen und muschelschalenreichen Sedimentkörper (Photo 8), dessen Oberfläche nur etwa 5 m über dem heutigen Springtidehochwasser liegt. Beide litoralen Bildungen, die H1a-Strandwälle südlich und die H1a-Strandterrasse nördlich des namenlosen Küstenvorsprunges, entstanden zeitgleich vor etwa 5200 – 5500 ¹⁴C-Jahren (Abb. 18, Tab. 9).

Auch an der weiter südlich gelegenen Küstenlokalität Mazarredo, die geologisch bereits auf dem Deseado Massiv liegt (Abb. 3, Abb. 19), findet man in 5,5 bis 6,5 m ü. hTw eine relativ weitflächig erhaltene holozäne Strandterrasse (Details in SCHELLMANN 1998a: 152 ff.), die aufgrund ihrer Höhenlage und ihres Alters als eine äquivalente Bildung der beschriebenen H1a-Küstenterrassen nördlich von Caleta Olivia anzusehen ist (Tab. 11). Sie dürfte den älteren von CODIGNOTTO et al. (1987) dort beschrieben und auf ca. 5600 – 5850 ¹⁴C BP datierten S2G1e,f - Strandbildungen entsprechen.

Weitere jüngere holozäne Küstenterrassen sind entlang des heutigen Strandes u.a. ca. 10 km nördlich von Caleta Olivia an der Probenlokalität Pa02/28,29 (Abb. 19) erhalten. Das ¹⁴C-Alter von 4074 ± 34 ¹⁴C BP einer beidschaligen Muschel, die aus etwa 60 cm Tiefe unter Strandwalloberfläche geborgen werden konnte, weist daraufhin, dass die Bildung der dort im H1-Niveau gelegenen Strandwälle zeitlich den H1b-Strandformen in den weiter nördlich gelegenen Küstenlokalitäten, vor allem in der

Caleta Malaspina bei Bustamante, entspricht. Dagegen entstanden die angrenzenden H3-Strandwälle, die sich nur wenig Dezimeter über dem heutigen Springtidehochwasser erheben und entlang des heutigen Strandes verbreitet sind, erst im Mittelalter. Wie bereits erwähnt, weist das rezente Alter einer zusammenhängenden beidschaligen Muschel aus 30 cm Tiefe daraufhin, dass an diesem Küstenabschnitt, der extrem der Brandung des offenen Atlantiks ausgesetzt ist, in strandnahen Bereichen bei extremen Stürmen frische Sedimente und Muschelschalen durchaus noch oberhalb des normalen Sturmniveaus bis auf die Oberflächen angrenzender jungholozaner Strandterrassen transportiert und abgelagert werden können.

3.7 Die Küstenlokalitäten Puerto Deseado und Rıa Deseado (ca. 47°45' s. Br.)

Der Küstenabschnitt an der Mündung des Rıo Deseado liegt in einem geologisch-strukturellen Hochgebiet, dem Deseado Massiv (Abb. 3). Daher wechseln vor allem in der Umgebung der Stadt Puerto Deseado Küstenabschnitte mit steilen Kliffen, Abrasionsplattformen, Halbinseln und Inseln aus jurassischen Vulkaniten und nur untergeordnet findet man innerhalb von Buchten kiesige Strandwallsysteme. Erst an der brandungsexponierten Küste nördlich von Puerto Deseado begleiten über viele Kilometer hinweg stark reliefierte, grobkiesige und blockreiche Strandwälle holozänen Alters den heutigen Strand (Photo 6). Die beiden dort verbreiteten jüngsten Strandwallsysteme (H3a, H3b) entstanden nach zwei ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten Einzelschalen vermutlich im Jungholozän vor etwa 1300 bzw. 1500 ¹⁴C-Jahren (Tab. 10; SCHELLMANN 1998a: 154 ff.). Landeinwarts ist der holozäne Küstenraum durch ein steiles Paläo-Kliff von den dort angrenzenden älteren pleistozänen Küstenterrassen abgesetzt. Letztere wurden erstmalig von FERUGLIO (1947; ders. 1950) beschrieben und von RADTKE (1989), RADTKE et al. (1989) sowie RUTTER et al. (1989; 1990) chronostratigraphisch bearbeitet.

Eine Besonderheit dieses Küstenabschnittes ist der breite Mundungsastuar des Rio Deseado, die sog. „Rıa Deseado“ (Abb. 20). Sie besitzt ebenso wie die angrenzende Atlantikküste nach ISLA et al. (2004) am Unterlauf ein makrotidales Gezeitenregime mit einer Amplitude der Springtide von 5,24 m, wobei allerdings der Tidensog fluaufwarts mit zunehmender Entfernung von der Mündung abnimmt. Das führt dazu, dass die aktuelle Rıasohle im Mündungsbereich von Kiesen, weiter aufwärts im Bereich der Bahıa Uruguay von Sanden und Kiesen sowie anschließend im Bereich der



Abb. 20: Lage der aktuellen Untersuchungsgebiete im Bereich der Ría Deseado (L = Localities). Die Pa-Lokalitäten an der Atlantikküste nördlich der Stadt Pto. Deseado sind bei SCHELLMANN (1998a: 154ff) beschrieben.

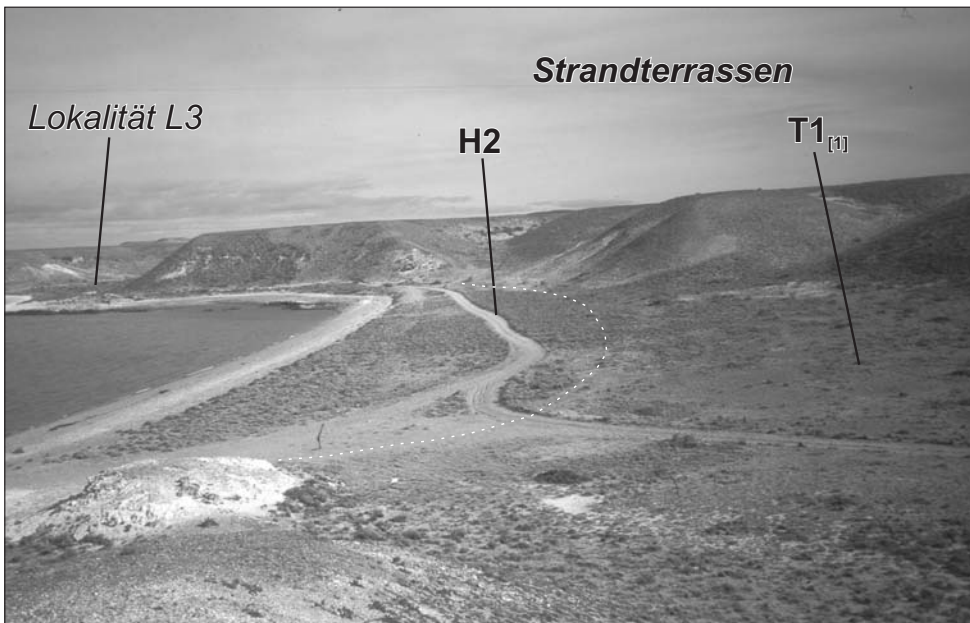


Photo 17: Blick über die mit holozänen Strandterrassen ausgefüllten Seitentäler am Nordufer der Ría Deseado. Im Vordergrund befindet sich die Lokalität L2, im Hintergrund die Lokalität L3 (zur Lage der Lokalitäten siehe Abb. 20).

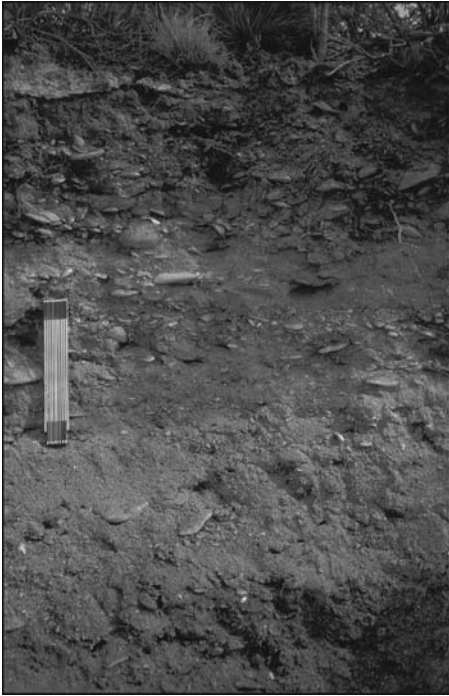


Photo 18:

Grobkiesiger und matrixreicher Sedimentkörper der auf 3400 ¹⁴C BP datierten H2-Strandterrasse an der Lokalität L3 (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

Bahía Concordia von Schlamm bedeckt ist (ISLA et al. 2004). Innerhalb des Unterlaufs der Ría sind in einigen expositionsgeschützten Buchten wenig reliefierte holozäne Strandterrassen erhalten (Photo 17). Geringer Fetch und sturmgeschützte Lage innerhalb der Ría sind dort die Ursache für die geringe Oberflächenerhebung aktueller Sturmablagerungen über dem maximalen Tidehochwasser, die nur bis zu einem Meter beträgt. Es ist davon auszugehen, dass auch die Oberflächen der fossilen Strandterrassen bei ihrer Bildung nur wenig über den Tidehochwasserspiegel lagen, dass also diese fossilen Strandbildungen als relativ genaue Indikatoren für die damalige Höhenlage des Tidehochwassers fungieren können.

Trotz des niedrig-energetischen Küstenmilieus bestehen zumindest in den untersuchten Lokalisationen am Unterlauf der Ría ihre Sedimentkörper aus matrixreichen, kantigen bis kantengerundeten Blockschutt oder aus matrixreichen Kiesen (Photo 18). Letztere sind Umlagerungen aus den die Ría umrahmenden kaltzeitlichen Flussterrassen. Die geringe Wellenenergie innerhalb der Ría zeigt sich auch darin, dass an der Küste Blöcke häufig nicht von der Brandung bis an die Auslaufzone der Sturmwellen den Strand hinauf transportiert werden, wie das an hochenergetischen Küsten die Regel ist. Stattdessen werden sie am rückwärtigen Kliff erodiert und teilweise

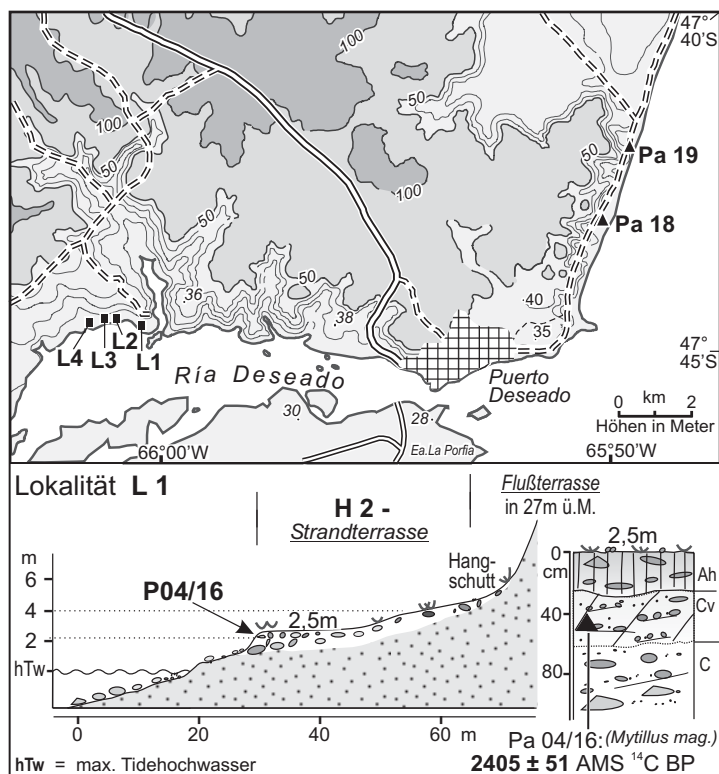


Abb. 21: Jungholozäne Strandterrasse an der Lokalität L1 in der Ria Deseado (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

durch Unterspülung, also durch Ausspülung des unterlagernden Feinsediments, langsam den Strand hinab bis zur Niedrigwasserlinie disloziert. Deshalb findet man innerhalb der intertidalen Strandzone regellos verteilt zahlreiche kantige bis kantengerundete Blöcke, wobei man den Eindruck hat, dass deren Anzahl Richtung Niedrigwasserlinie zunimmt.

Im Rahmen der aktuellen Untersuchungen konnten erstmalig in vier Buchten innerhalb der Ria Deseado holozäne Strandterrassen nachgewiesen und deren Bildungszeit über die AMS ¹⁴C-Datierung eingelagerter beidschaliger Muscheln, vor allem der Gattung *Mytilus edulis*, bestimmt werden (Abb. 21 bis 23, Tab. 10). Lediglich aus der ältesten T1_[1]-Strandterrasse mit einer Oberflächenhöhe von 5 bis 6 m ü. hTw war bisher die Suche nach einer mit beiden Schalen eingesedimentierten Muschel erfolglos. Einzelschalen aus einer vermutlich indigenen Ansammlung von Schalen am Top der Terrasse („shell midden“) datieren in das Jungholozän (Abb. 22: P1). Die stratigra-

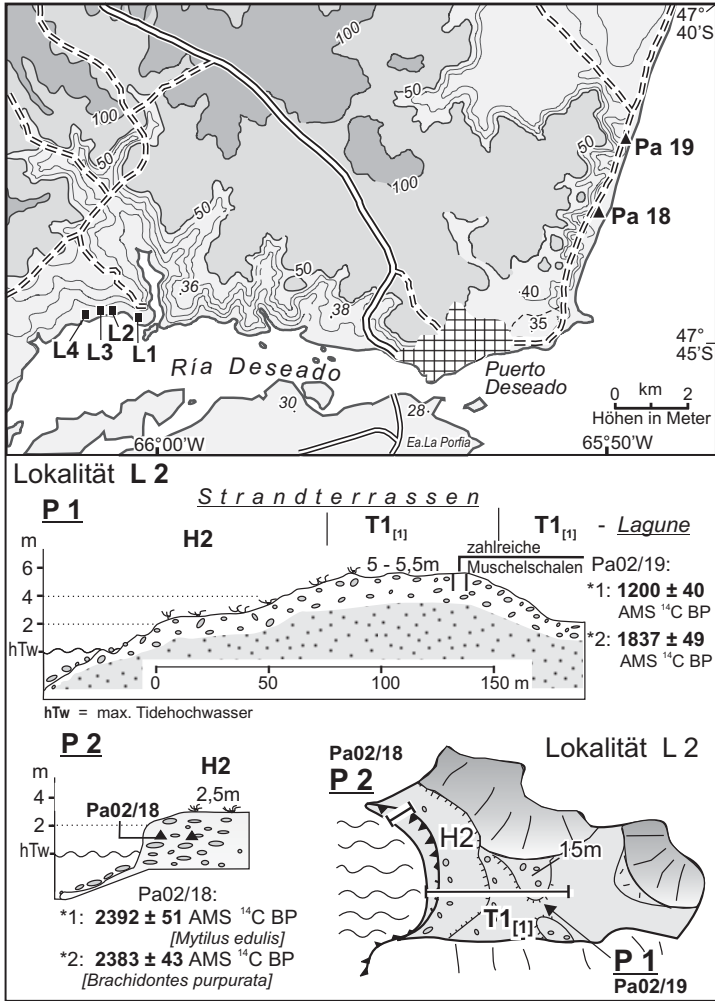


Abb. 22: Holozäne Strandterrassen an der Lokalität L2 in der Ría Deseado (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

phische Position der Terrasse und die relativ hohe Oberflächenlage über dem aktuellen Tidehochwasser weisen daraufhin, dass diese Strandterrasse während des holozänen Transgressionsmaximums (T1_[1]) gebildet wurde.

Die nächsttieferen H1b-Strandterrassen in 4 bis 4,5 m ü. hTw (Abb. 23) entstanden vor etwa 3400 – 4400 ¹⁴C-Jahren und die H2-Strandterrassen in 2 bis 2,5 m ü. hTw vor etwa 2400 ¹⁴C-Jahren (Abb. 21, Abb. 22). Beide Terrassenniveaus sind keine singulären lokalen Phänomene, die in ihrer Verbreitung auf die Ría Deseado beschränkt sind. Von der Höhenlage und Alterstellung her existieren äquivalente Strand-

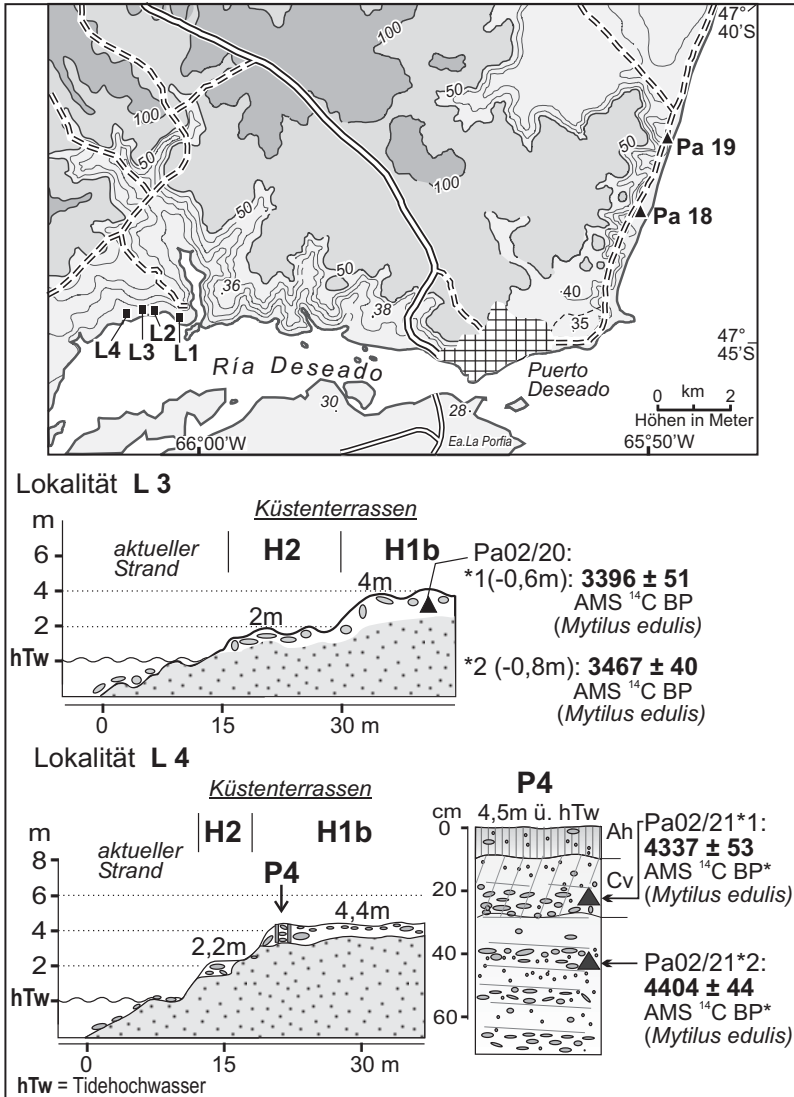


Abb. 23: Holozäne Strandterrassen an den Lokalität L3 und L4 in der Ria Deseado (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

terrassenbildungen auch in den bereits vorgestellten Küstenlokalitäten.

3.8 Die Küstenlokalität Bahía San Julián (ca. 49°20' s. Br.)

Der Küstenraum nördlich von San Julián liegt in einem lokal begrenzten Senkungs-

Tab. 10: ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen nördlich von Puerto Deseado sowie innerhalb der Ría Deseado.

Puerto Deseado

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	1 - 2						
H3a - Strandwälle	2 - 3	Pa 19		1354 ± 50 BP	770-1021	Hd-16499	<i>Einzelmuschel</i>
H3b - Strandwälle	3 - 4	Pa 18		1523 ± 76 BP	923-1240	Hd-16498	<i>Einzelmuschel</i>
H1 - Strandwälle	7,5						

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

Ría Deseado

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandablagerungen	0,5 - 1						
H2 - Strandterrasse	2,5	Pa02/18*1	-1,4	2392 ± 51 BP	1877-2153	Erl-5718	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/18*2	-1,4	2383 ± 43 BP	1891-2127	Erl-6478	<i>Brachidontes p.</i>
		Pa02/16	-0,45	2405 ± 51 BP	1885-2179	Erl-6810	<i>Mytilus magell.</i>
H1b - Strandterrasse	4	Pa02/20*1	-0,6	3396 ± 51 BP	3123-3392	Erl-5720	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/20*2	-0,8	3467 ± 40 BP	3241-3445	Erl-6479	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/21*1	-0,3	4337 ± 53 BP	4304-4639	Erl-5721	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/21*2	-0,5	4404 ± 44 BP	4416-4766	Erl-6480	<i>Mytilus edulis</i>
T1(n) - Strandterrasse	5 - 6						

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

gebiet in Verlängerung des Gran Bajo de San Julián. Dieser Bereich war zumindest noch im jüngeren Pleistozän (*post* MIS 9) relativ zur Umgebung in Absenkung begriffen, was durch die geringe Meereshöhe mittelpleistozäner Küstenterrassen in diesem Raum angezeigt wird (SCHELLMANN 1998a: 160). Pleistozäne Küstenterrassen in diesem Küstenraum wurden schon von FERUGLIO (1950: 145ff.) beschrieben. Erste geochronologische Alterseinstufungen anhand von ESR-Datierungen stammen von RADTKE (1989), weitere Datierungen (ESR, Th/U, AAR) und morphostratigraphische Differenzierungen sind bei SCHELLMANN (1998a) publiziert. Danach sind letztinterglaziale Küstenterrassen (MIS 5e) nur in der südwestlichen und östlichen Umrahmung der Bahía San Julián erhalten, während ältere mittelpleistozäne Strandablagerungen (MIS 9 und älter) mit Oberflächenhöhen von lediglich 4,5 bzw. 12,5 m ü. hTw nördlich des Cabo Curioso in der Verlängerung des Gran Bajo de San Julián erhalten sind.

Die markantesten holozänen Küstenformen, zumindest was deren Anzahl und Ausdehnung angeht, findet man in einer ehemaligen Bucht vor dem nördlichen Ausgang der Bahía San Julián. Diese wurde im jüngeren Holozän vollständig von grobkiesigen und blockreichen Strandwällen verfüllt (Photo 19). Bereits SCHILLER (1925: 202) zählte dort über 100 Strandwälle und gab der Bucht durchaus zutreffend den Namen „Hundertstrände-Bucht“. Diese fossilen Strandwälle erstrecken sich von der heutigen Küste etwa 1,8 km landeinwärts bis zu einem ehemaligen Kliff, das die Bucht



Photo 19: Jungholozäne H3-Strandwälle in der sog. „Hundertstrände-Bucht“ nördlich der Bahía San Julián (zur Lage siehe Abb. 24).

nach Westen begrenzt (Abb. 24). Die Oberflächen des Strandwallsystems I, das im Innersten der Bucht erhalten ist, liegt nur etwa 2 m und das zur Küste hin anschließende Strandwallsystem II nur etwa 1 m über den dort aktuell in Bildung begriffenen Strandwällen. Aufgrund des großen Tidehubs mit einer Amplitude von bis zu 8,5 m liegen die Oberflächen aktueller Strandwälle bis zu 6 m Höhe über dem aktuellen Tidemittelwasser und damit deutlich höher als an vielen anderen patagonischen Stränden.

Das erstaunlich junge Alter dieser landschaftlich beeindruckenden „Hundertstrände-Bucht“ wurde bereits von SCHELLMANN (1998a) sowie SCHELLMANN & RADTKE (2003b) festgestellt und wird auch durch die neuen Aufsammlungen und Datierungen bestätigt und weiter abgesichert. Für das Strandwallsystem II belegen ^{14}C -Datierungen an Muscheln vor allem der Gattung *Ensis macha* (*Solen macha*, Molina 1782), die aus den beiden jüngsten fossilen Strandwallsystemen beidschalig und aus unterschiedlichen Tiefen geborgen werden konnten, eine jungholozäne Entstehung und zwar vor allem im Zeitraum zwischen 1500 – 1800 ^{14}C BP (Tab. 11). Zu jung erscheint dagegen das Alter von 570 ^{14}C BP (SCHELLMANN & RADTKE 2003b: Figure 3), das an der Muschelschale Pa171 bestimmt wurde. Die Schale wurde in der Nähe zum

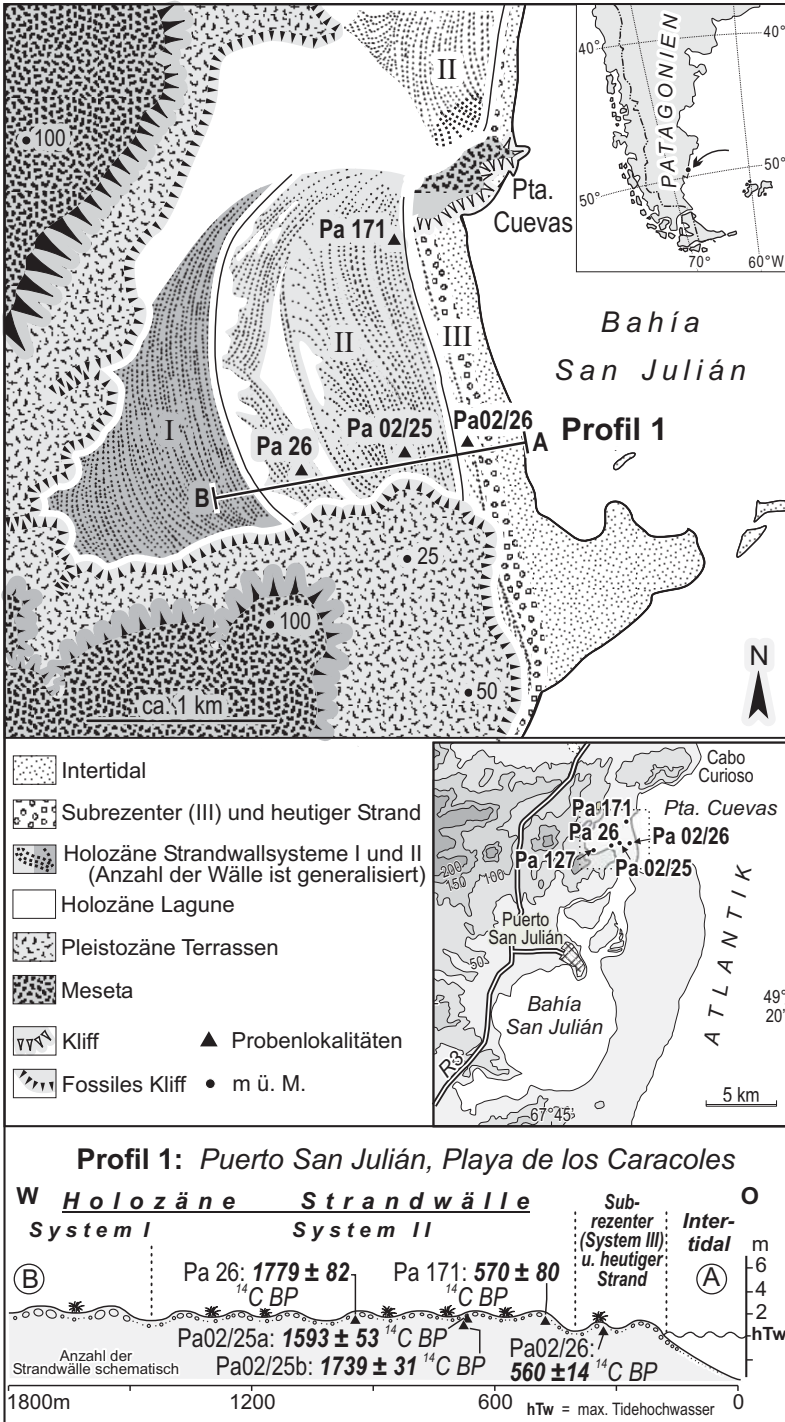


Abb. 24: Jungholozäne Strandwälle nördlich der Bahía San Julián (SCHELLMANN & RADTKE 2003b, einzelne neue Datierungen wurden ergänzt).

angrenzenden System III aus lediglich 30 cm Tiefe unter der Kiesoberfläche geborgen. Auffallend ist, dass das System III nach einer von dort stammenden ¹⁴C-Datierung (Abb. 24: Pa02/26) vor etwa 560 ¹⁴C-Jahren in Ausbildung war. Insofern ist es sehr naheliegend, anzunehmen, dass die fast altersidentische Muschelschale Pa171, bei der es sich um eine relativ leichte Doppelschale der Gattung *Ensis macha* handelt, durch Wind, Wellen oder Vögel während der Bildung des Strandwallsystems III auf die Kiesoberfläche des Systems II verfrachtet wurde.

Eine besondere Bedeutung besitzt der erstmalige Nachweis einer frühmittelholozänen T1_[1]-Strandterrasse am Westufer der Bahía San Julián, bevor die Bahía wenige hundert Meter weiter nördlich den offenen Atlantik erreicht (Abb. 25; Photo 20). Die Oberfläche der stark sandigen und zahlreiche *Mytilus*-Schalen führenden Strandterrasse liegt bei etwa 6,5 m ü. hTw und damit nur wenig höher als die etwas jüngere, mittelholozäne H1a-Strandterrasse in der Caleta Malaspina und die altersgleiche T1_[1]-Talmündungsterrasse bei Camarones. Drei ¹⁴C-Alter an Muschelschalen der Gattung *Mytilus edulis*, die beidschalig aus den T1_[1]-Strandsedimenten aus 0,5 m bzw. 1,3 m Tiefe unter der Terrassenoberfläche geborgen werden konnten, belegen

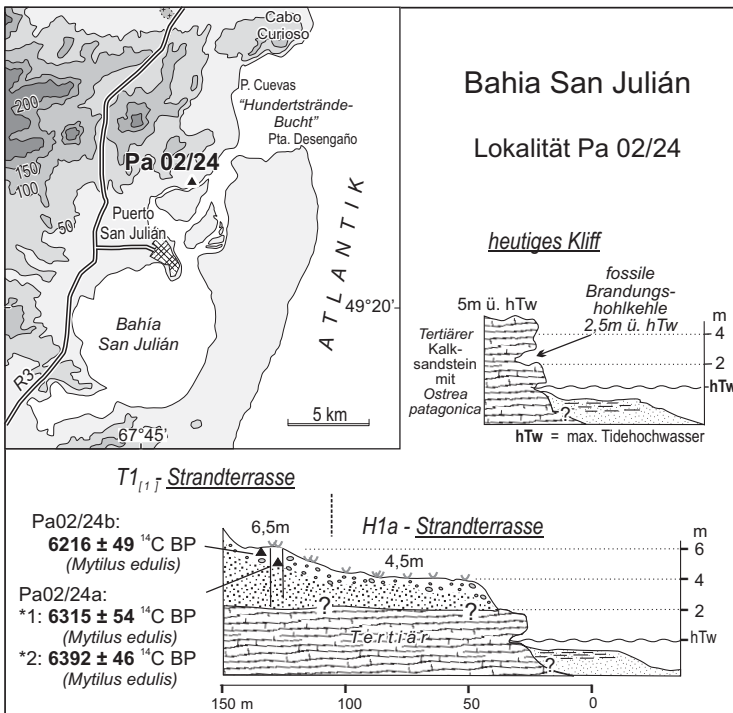


Abb. 25: Mittelholozäne T1_[1]-Strandterrasse am Ausgang der Bahía San Julián in den offenen Atlantik.



Photo 20: T1_[I]-Strandterrasse mit Aufschlussprofil Pa02/24 am Westufer der Bahía San Julian (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 25).

ein Bildungsalter dieser Terrasse im Zeitraum um 6200 – 6400 ¹⁴C BP. Zeitlich korreliert ihre Entwicklung mit den T1_[I]-Küstenformen bei Camarones (ca. 6200 – 6700 ¹⁴C BP) und in der Caleta Malaspina (ca. 6200 – 6900 ¹⁴C BP).

Damit ist nachgewiesen, dass die während des holozänen Transgressionsmaximums gebildeten T1_[I]-Strandbildungen von Camarones im Norden bis zum 700 km weiter im Süden liegenden San Julián eine ähnliche Höhenlage über dem aktuellen Meeresspiegel besitzen, die je nach Brandungsexposition zwischen 5 bis 9,5 m ü. hTw (Tab. 5) angesiedelt ist. Insofern kann eindeutig die immer noch vertretende Auffassung

Tab. 11: ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen nördlich von San Julián.

San Julián Nord

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	0,5 - 1,5						
S III - Strandwälle (H3)	1,5 - 2,5	Pa 128 Pa02/26	-0,5	560 ± 40 BP	0-286	Erl-6477	<i>Ensis macha</i> <i>Ensis macha</i>
S III - Strandwälle ?	2,5 - 3,5	Pa 171	-0,3	570 ± 80 BP	0-360	Hd-19077	<i>Ensis macha</i>
S II - Strandwälle (H3)	2,5 - 3,5	Pa02/25a*1 Pa02/25b*1 Pa 26	-1,5 -3,5 -1,5	1593 ± 53 BP 1739 ± 31 BP 1779 ± 82 BP	1029-1271 1228-1358 1170-1512	Erl-7250 Hd-23234 Hd-16500	<i>Mytilus edulis</i> <i>Ensis macha</i> <i>Ensis macha</i>
S I - Strandwälle	3,5 - 4,5						
T1 _(I) - Strandterrasse	6,5	Pa02/24b*1 Pa02/24a*2 Pa02/24a*1	-0,5 -1,3 -1,3	6216 ± 49 BP 6315 ± 54 BP 6392 ± 46 BP	6521-6787 6644-6918 6735-6991	Erl-6814 Erl-6813 Hd-23231	<i>Mytilus edulis</i> <i>Mytilus edulis</i> <i>Mytilus edulis</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

einer nach Süden, mit Annäherung an die pleistozänen Vereisungsgebiete vorhandenen glazial-isostatischen Hebungstendenz der patagonischen Küste, ausgeschlossen werden (Kap. 4).

4. Tektonik, glazial- und hydro-isostatische Bewegungen sowie eustatische Meeresspiegelschwankungen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste seit dem vorletzten Interglazial

Eine essentielle Voraussetzung zur Abschätzung tektonischer und isostatischer Bewegungen des Landes oder eustatischer Meeresspiegelveränderungen an der Atlantikküste Patagoniens während des Holozäns ist eine detaillierte morpho- und chronostratigraphische Untersuchung vor Ort. Dabei ist neben der Verbreitung und Altersstellung der dort erhaltenen Küstenterrassen auch das Bildungsmilieu ihrer Entstehung (niedrig- oder hoch-energetisch) zu erfassen. Wie in den vorangestellten Kapiteln aufgezeigt wurde, können rezent gebildete litorale Formen je nach Brandungsexposition der Küste differierende Höhenlagen über dem Meeresspiegel einnehmen. Entsprechendes gilt natürlich auch für fossile Strandformen und Ablagerungen.

Ohne einen solchen, das Küstenmilieu und seine verschiedenen litoralen Akkumulationsformen entsprechend differenziert betrachtenden Forschungsansatz sind Aussagen zu neotektonischen Bewegungen und eustatischen Meeresspiegelveränderungen im Holozän sehr zweifelhaft bzw. sehr ungenau. Das gilt ebenfalls für die von CODIGNOTTO et al. (1992) vertretene Auffassung, dass verschiedene Küstenabschnitte an der Patagonischen Küste, je nach deren Lage auf einem tektonisch-strukturellen Hochgebiet wie dem Nordpatagonischen oder dem Deseado Massiv bzw. dem dazwischen gelegenen San Jorge-Becken (Abb. 3), unterschiedliche Hebungsraten im Holozän erfahren hätten. Diese Aussage stützt sich auf eine Kompilierung publizierter ^{14}C -Daten von fossilen Muschelschalen (Einzelschalen), wobei die Autoren deren Höhenlage (= Fundlage im Sediment) über dem aktuellen Meeresspiegel zur Erstellung eines Höhenlagen-Zeit-Diagramms verwenden, das dann zur Berechnung von regionalen Hebungsraten dient. Auch ROSTAMI et al. (2000) benutzen ein ähnliches Verfahren für ihre Berechnung jungpleistozäner Hebungsraten an der patagonischen Atlantikküste. Aber bereits RUTTER et al. (1989: 215f.) hatten zu Recht angemerkt, dass solche Rekonstruktionen nicht möglich sind, da a) die Wassertiefe, in der die Muschel lebte, nicht exakt bekannt ist und b) Muschelschalen in kiesigen Strandablagerungen nur die Reichweite der Brandung anzeigen, also keineswegs die Höhe

eines Meeresspiegel belegen. Hinzu kommt, dass in diesen Untersuchungen fast ausschließlich Einzelschalen datiert wurden, die umgelagert sein können (Kap. 1.2).

Gegen einen Zusammenhang zwischen neotektonischen Bewegungen und den im Mesozoikum und Alttertiär angelegten und in der damaligen Zeit aktiven tektonischen Großstrukturen Patagoniens sprechen die Höhenlagen jungpleistozäner Strandwall-Lagunensysteme an der patagonischen Atlantikküste. Von Camarones im Norden bis nach Mazarredo im Süden liegen deren Oberflächen in einer ähnlichen Höhenlage bei etwa 16 bis 18 m Höhe ü. hTw und das unabhängig von der großtektonisch-strukturellen Lage des Küstenstandortes (Abb. 26; u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Eindeutige Belege gegen diese Auffassung liefern auch die aktuellen Untersuchungen. Altersgleiche holozäne Strandbildungen besitzen an allen untersuchten Küstenlokalitäten eine bis auf wenige Dezimeter fast identische Höhenlage über dem heutigen Tidehochwasser, sofern diese bei ihrer Bildung derselben Brandungsexposition ausgesetzt waren. Zum Beispiel haben die mittelholozänen T1_[1]- und H1a-Strandterrassen, die im niedrig-energetischen Küstenmilieu gebildet wurden, heute eine Höhenlage von etwa 4,5 bis 6,5 m ü. hTw (Tab. 4) und zwar von der Caleta Malaspina (Nordpatagonisches Massiv) im Norden bis zur Bahía San Julián (Magellan-Becken) im Süden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Küste im Bereich der Bahía San Julián sogar in einem noch im jüngeren Pleistozän aktiven Senkungsgebiet liegt (SCHELLMANN 1998a).

Die ähnliche Höhenlage holozäner mariner Terrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste widerspricht einer verbreiteten Ansicht (u.a. RABASSA et al. 2000; GORDILLO et al. 1992; VILAS et al. 1999) über eine nach Süden, mit Annäherung an die pleistozänen Vereisungsgebiete vorhandenen glazial-isostatischen Hebungstendenz der Küste Patagoniens und Feuerlands seit Ausgang der letzten Kaltzeit. Wie die Zusammenstellung der maximalen Höhenlage holozäner Terrassen in Abb. 3 zeigt, liegen deren Oberflächen von der nordpatagonischen Küste am Río Negro bis zur Südspitze Feuerlands in ähnlicher Höhenlage bei ca. 6 bis 10 m über dem aktuellen Meeresspiegel (u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Insofern sind also sowohl glazial-isostatische Hebungen als auch kräftige epirogene Heraushebungen mit langandauernder konstanter Hebungsrate für die patagonische Atlantikküste auszuschließen, wobei natürlich kleinräumige tektonische Verstellungen an aktiven Verwerfungen keineswegs ausgeschlossen sind.

Ungewöhnlich und wenig plausibel erscheint weiterhin die naheliegende Hypothe-

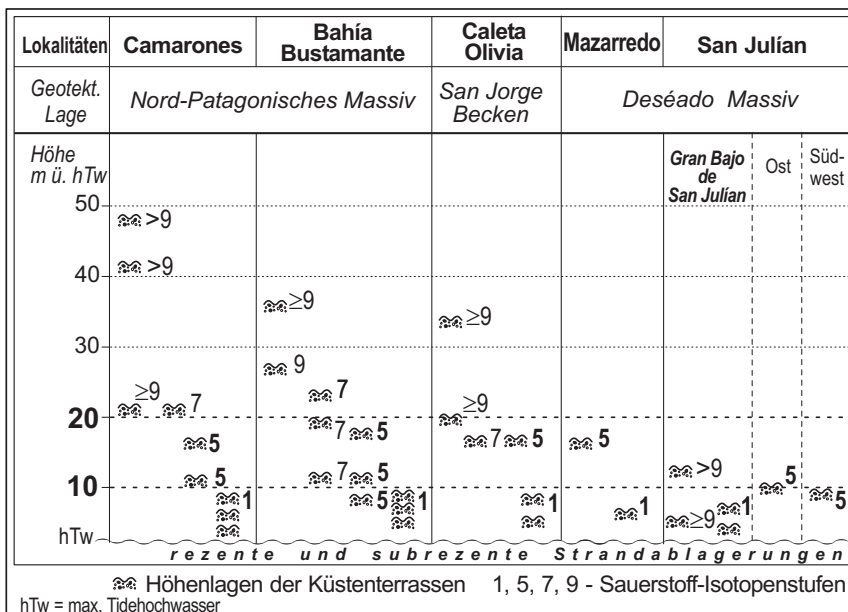


Abb. 26: Höhenlagen jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen an der patagonischen Atlantikküste (wenig verändert nach SCHELLMANN 1998a: Abb. 4.31).

se, dass die T1_[1]-Talmündungsterrassen bei Camaronos, die zur Zeit des holozänen Transgressionsmaximums gebildet wurden und auf einen etwa 5 m höheren Tidehochwasserspiegel ausgerichtet waren, einen entsprechend hohe eustatisch bedingte Lage des Meeresspiegels zu dieser Zeit belegen. Letzteres widerspricht der gegenwärtigen Kenntnis aus anderen Küstenregionen der Erde (z. B. ZONG 2007: Table 1), wonach der Meeresspiegel im Laufe des Holozäns glazial- und thermo-eustatisch verursacht maximal eine Höhenlage von 1 bis 3 m über dem heutigen Meeresniveau erreicht haben dürfte.

Auffällig ist auch, dass seit dem holozänen Transgressionsmaximum vor etwa 6200 – 6900 ¹⁴C-Jahren der relative Meeresspiegel an der mittel- und südpatagonischen Küste in der Grundtendenz ohne größere Fluktuationen gefallen ist, sieht man von zwei längeren Stagnationen vor etwa 6200 – 6900 ¹⁴C-Jahren und vor etwa 2600 – 6000 ¹⁴C-Jahren ab (Abb. 27). Das wiederum legt nahe, dass kontinuierliche tektonisch/isostatische Hebungseinflüsse das relative Meeresspiegelverhalten dominieren.

Alles in allem ist also davon auszugehen, dass die in Abb. 27 für die verschiedenen Meeresspiegelindikatoren (Strandwälle, Strandterrassen, Talmündungsterrassen) separat dargestellten relativen Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen

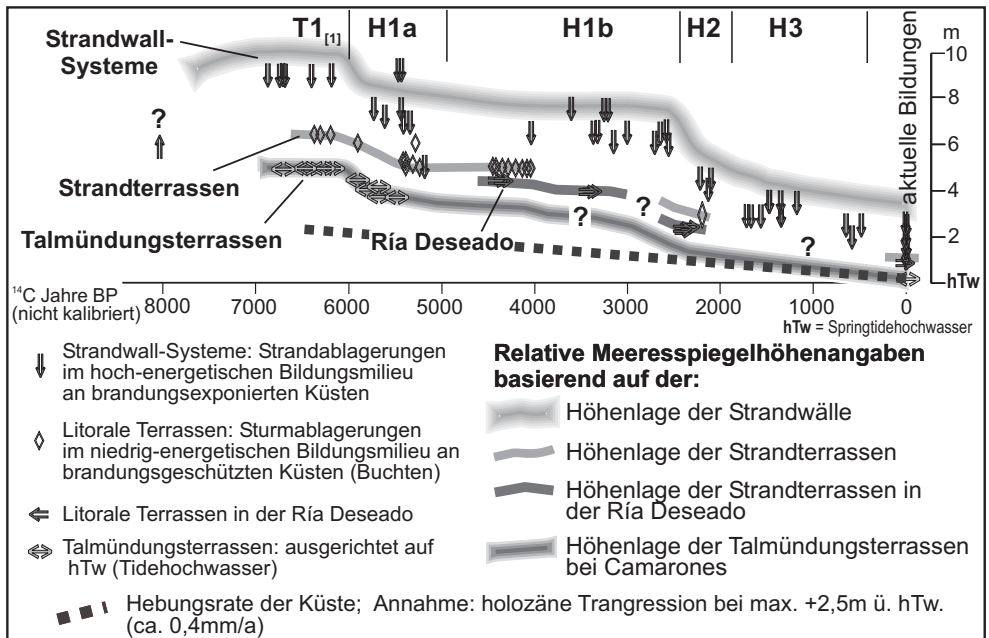


Abb. 27: Rekonstruktion der relativen Veränderungen des holozänen Meeresspiegels mit Hilfe verschiedener litoraler Formen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste sowie die Größenordnung der hydro-isostatischen Heraushebung (rot gestrichelte Linie) der Küste.

Atlantikküste im wesentlichen das Ergebnis zweier, sich überlagernder Prozesse ist: einer zeitlich befristeten hydro-isostatischen Heraushebung der Küste und einer Überlagerung durch (glazial-, thermo-) eustatische Bewegungen des Meeresspiegels. Andere potentielle Faktoren wie Änderungen des Geoids oder der Tiden können den seit dem frühmittelholozänen Transgressionsmaximum erfolgten und in der Grundtendenz fast kontinuierlich abfallenden Meeresspiegel nicht erklären. Lediglich die im Vergleich zur heutigen Bildungen um bis zu 1,5 m größere Höhendifferenz zwischen den Oberflächenhöhen der tidehochwasserbezogenen Talmündungsterrassen und den von Sturmwellen beeinflussten Erhebungen der Strandwallsysteme, die während des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums entstanden, könnte die Folge extremerer Sturmereignisse in dieser Zeit sein.

Eine langsame hydro-isostatische Heraushebung der Küste, wie sie seit längerer Zeit in geophysikalischen Modellen (u.a. CLARK & BLOOM 1979; PELTIER 1988; PORTER et al. 1984; ROSTAMI et al. 2000; MILNE et al. (2005) angenommen wird, dürfte im Holozän und sicherlich bereits schon seit dem ausgehenden Spätglazial aktiv gewesen sein. Geht man dabei von einer kontinuierlichen Heraushebung aus, die sich

allerdings nach den Modellvorstellungen eher zum Jungholozän hin abschwächen sollte, dann erreichte sie in den vergangenen 6900 ¹⁴C-Jahren eine Größenordnung von etwa 0,3 bis 0,4 mm/a. Dieser Berechnung liegt ein 2 bis 3 m höherer Meeresspiegels während des holozänen Transgressionsmaximums (s.u.) und eine entsprechend eustatisch korrigierte Höhenlage der T1_[1]-Talmündungsterrassen über dem aktuellen Tidehochwasser zugrunde (Abb. 27). Verwendet man stattdessen die Höhenlagen der Strandwallsysteme, die sehr stark von der Brandungsexposition der Küste und der Stärke der Stürme abhängig sind, dann ergibt sich eine etwas höhere Hebungsrate in der Größenordnung von etwa 0,5 bis 0,7 mm/a.

Diese generelle, aber zeitlich auf das Holozän, evtl. auch noch auf das ausgehende Spätglazial befristete Hebungstendenz der patagonischen Atlantikküste wird von drei bedeutenden (glazial-, thermo-) eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels überlagert.

Im frühen Holozän erfolgte ein Anstieg des Meeresspiegels bis zum Erreichen des Transgressionsmaximums vor spätestens 6900 ¹⁴C-Jahren. Strandkiese in der Caleta Malaspina (Kap. 3.5.) weisen daraufhin, dass der frühholozäne Meeresspiegelanstieg die heutige Küste bereits vor ca. 8100 ¹⁴C-Jahren erreicht hat. Zwischen ca. 6900 – 6200 ¹⁴C BP, also zur Zeit der Ausbildung der T1_[1]-Strandformen (Strandwallsysteme, Strandterrassen und Talmündungsterrassen), verharrte der Meeresspiegel in dieser hohen Lage. Die im Mittelholozän entstandenen Talmündungsterrassen bei Camarones belegen für den Zeitraum zwischen ca. 6200 – 6000 ¹⁴C BP ein schnelles und daher vermutlich eustatisch verursachtes Absinken des Meeresspiegels um etwa einen Meter (Kap. 3.4). Diese tiefere Lage des Meeresspiegels spiegelt sich auch in der plötzlich deutlich verringerten Höhenlage der Mehrzahl der H1a-Strandterrassen und in der mehrheitlich geringeren Höhenlage der in dieser Zeit entstandenen H1a-Strandwallsysteme wieder (Abb. 27).

Zwischen ca. 6000 – 2600 ¹⁴C BP stagnierte dann der Meeresspiegel im bis dahin erreichten Meeresniveau, also ca. 1 m unter dem Niveau des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums. In diesem Zeitraum entstanden die H1a- und H1b-Küstenformen. Kleinere Höhenunterschiede innerhalb dieser beiden stratigraphischen Einheiten, wie sie in den H1b-Strandterrassen im Bereich der Ría Deseado angedeutet sind, sollten nicht überbewertet werden. Sie sind allein durch die etwas stärkere isostatische Heraushebung der älteren Formen erklärbar oder expositionsbedingt.

Ein weiteres, in kurzer Zeit erfolgtes und insofern sicherlich eustatisch verursach-

tes Absinken des Meeresspiegels in der Größenordnung von etwa 1 bis maximal 2 m ereignete sich im Zeitraum zwischen ca. 2600 – 2400 ¹⁴C BP. Dieses Ereignis ist am besten in den unterschiedlichen Höhenlagen der H1b- und H2-Strandterrassen in der Ría Deseado dokumentiert, aber auch in den deutlich differierenden Höhenlagen der an verschiedenen Lokalitäten erhaltenen H1b- und H2-Strandwallssysteme. Die sukzessiv niedrigere Höhenlage aller nachfolgenden jungholozänen H3-Strandwallbildungen kann als Ergebnis einer weiterhin anhaltenden geringen isostatischen Heraushebung der Küste angesehen werden, ohne dass größere eustatische Bewegungen des Meeresspiegels angenommen werden müssen. Leider konnten bisher keine Strandterrassen oder Talmündungsterrassen aus diesem jungholozänen Zeitraum datiert werden, so dass bessere Informationen über die Lage des Meeresspiegels in diesem Zeitraum weiterhin fehlen.

Insgesamt ist also bisher belegbar, dass die seit dem holozänen Transgressionsmaximum erfolgten eustatischen Meeresspiegelabsenkungen an der patagonischen Atlantikküste ungefähre Größenordnungen von jeweils einen (um ca. 6200 – 6000 ¹⁴C BP) bis maximal zwei (um ca. 2600 – 2400 ¹⁴C BP) Meter besaßen, wozu allerdings schon kräftigere Klimarückschläge mit deutlichen Vergrößerungen der vergletscherten Areale auf den Kontinenten notwendig waren. Umgekehrt resultiert aus der Gesamtsumme der beiden angenommenen eustatischen Meeresspiegelabsenkungen das Postulat, dass während des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums der Meeresspiegel etwa 2 bis höchstens 3 m über dem aktuellen Meeresniveau gelegen haben sollte. Die seitdem erfolgten relativen Meeresspiegelabsenkungen sind natürlich höher. Sie sind zusätzlich durch langsame hydro-isostatische Heraushebungen der Küste verstärkt. Die Ursache für die in Relation zu den anderen, zeitgleich im niedrig-energetischen Küstenmilieu gebildeten litoralen Formen der Strandterrassen und Talmündungsterrassen etwas höhere Lage der mittelholozänen T1_[1]- und H1-Strandwälle könnte darin liegen, dass während ihrer Bildung extremere Stürme auftraten als in der jüngeren Vergangenheit.

5. Schlussfolgerungen und überregionaler Vergleich

Auf der Basis der durchgeführten geomorphologischen und chronostratigraphischen Arbeiten an der süd- und mittelpatagonischen Atlantikküste konnte an verschiedenen Küstenlokalitäten von der Bahía Vera im Norden bis nach San Julián im Süden eine reichhaltige Abfolge holozäner Strandwallssysteme, Strandterrassen und Talmündungs-

terrassen nachgewiesen und deren Alter über ^{14}C -Datierungen an eingelagerten beid-schalig zusammenhängenden Muscheln bestimmt werden. Weiterhin wurde das Alter einzelner letztinterglazialer Küstenterrassen über zusätzliche ESR-Datierungen abgesichert. Dabei wurde kein Widerspruch zu unserer bisherigen Auffassung gefunden, wonach die mittel- und südpatagonische Atlantikküste im jüngeren Quartär keine extreme Heraushebung erfahren hat und die seit dieser Zeit konstatierten neotektonischen Bewegungen entgegen der Auffassung von CODIGNOTTO et al. (1992) weitestgehend räumlich unabhängig von den im Mesozoikum und Alttertiär aktiven tektonischen Großstrukturen erfolgen. Auch eine nach Süden mit Annäherung an die letztglazialen Vereisungsgebiete zunehmende glazial-isostatische Heraushebung der Küste kann ausgeschlossen werden (Kap. 4).

Insofern hängt die aktuelle Höhenlage der im Küstenraum verbreiteten litoralen Terrassen zunächst davon ab, ob diese in einem brandungsgeschützten niedrig-energetischen, oder einem brandungsexponierten hoch-energetischen, oder einem „fluvio-litoralen“ Strandmilieu gebildet wurden. Die aktuellen Höhenlagen ihrer Oberflächen sind zudem das Resultat einer zeitlich vor allem auf das Holozän, evtl. auch noch auf das Spätglazial, begrenzten hydro-isostatischen Hebung der Küste und zwar in einer Größenordnung von etwa 0,3 bis 0,4 mm/a (0,3 bis 0,4 m/ka), so dass bei vorausgesetzter ähnlicher Brandungsexposition ältere Strandbildungen höhere Oberflächen besitzen als jüngere. Weiterhin ist davon auszugehen, dass neben dieser generellen Hebungstendenz auch die von holozänen Klimaschwankungen, wie sie zum Beispiel in holozänen Gletscherschwankungen dokumentiert sind, ausgelösten glazial- und thermo-eustatischen Meeresspiegelveränderungen verstärkt oder abgeschwächt wurden. Da holozäne Klimaschwankungen, wie zum Beispiel die spätmittelalterlich/frühneuzeitliche „Kleine Eiszeit“, oft relativ schnell erfolgten und jeweils in der Regel nur wenige Jahrhunderte andauerten, ist es natürlich schwierig, diese kurzfristigen Änderungen a) zeitlich aufzulösen, u.a. wegen der großen Unschärfe von ^{14}C -Datierungen an marinen Karbonaten, und b) die in der Regel auftretenden geringen Meeresspiegelschwankungen im Küstenformenschatz nachzuweisen. An der patagonischen Atlantikküste reichen die dort erhaltenen Meeresspiegelindikatoren nicht aus, um Meeresspiegelveränderungen von unter einem Meter erkennen zu können. Insofern gab es im Holozän sicherlich mehr als die konstatierten starken Meeresspiegelabfälle zwischen 6200 und 6000 ^{14}C BP (zwischen ca. 6700 und ca. 6350 cal BP) sowie zwischen 2600 und 2400 ^{14}C BP (zwischen ca. 2300 und ca. 2000 cal BP).

Diese Aspekte erschweren natürlich eine überregionale Korrelation der relativen

und absoluten Meeresspiegelentwicklung im Untersuchungsgebiet mit stratigraphisch und geochronologisch gut abgesicherten Informationen aus anderen Küstengebieten an der südamerikanischen Atlantikküste. Insgesamt zeigen sich jedoch durchaus gewisse parallele bzw. ähnliche Entwicklungen.

Wie oben ausgeführt, erreichte der frühholozäne Meeresspiegelanstieg im Untersuchungsgebiet die patagonische Atlantikküste spätestens vor etwa 8100 ¹⁴C-Jahren. Damit steht im Einklang, dass nach derzeitiger Kenntnis der Beagle Channel (Feuerland) bereits vor mehr als 8200 ¹⁴C Jahren vom Meer überflutet wurde und marine Verhältnisse dort mindestens seit 7900 ¹⁴C BP existierten (RABASSA et al. 2000: 228; RABASSA et al. 1986). Aber noch vor 8620 ¹⁴C Jahren lag der Meeresspiegel deutlich tiefer, im Bereich des Río de La Plata bei etwa 18 m unter dem heutigen Niveau (CAVALLOTTO et al. 2004; CAVALLOTTO et al. 2005).

Dieser eustatisch bedingte frühholozäne Meeresspiegelanstieg erreichte im Untersuchungsgebiet sein Transgressionsmaximum spätestens vor 6900 ¹⁴C-Jahren. Auf diesem hohen Niveau verharrte der Meeresspiegel bis ca. 6200 ¹⁴C BP. Zu dieser Zeit dürfte der Meeresspiegel eustatisch bedingt etwa +2 bis maximal +3 m über dem heutigen Niveau gelegen haben. Anschließend fiel er bis etwa 5950 ¹⁴C BP um etwa einen Meter ab und blieb bis etwa 2600 ¹⁴C BP in dieser etwas tieferen Höhenlage (Abb. 27). Danach scheint er allmählich weiter bis auf das heutige Niveau gefallen zu sein.

Ähnliche Befunde liegen auch von der nordpatagonischen und der nördlich des Río Colorado gelegenen argentinischen Atlantikküste vor. Im Delta des Río de La Plata lag der relative Meeresspiegel nach CAVALLOTTO et al. (2004) während des holozänen Transgressionsmaximums um ca. 6000 ¹⁴C BP bei 6,5 m ü. M., also in einer ähnlichen Höhenlage wie sie im Untersuchungsgebiet in den Strandterrassen aus dieser Zeit dokumentiert ist. Die Autoren gehen von einem nachfolgenden kräftigen Meeresspiegelabfall in der Größenordnung von 1,5 m aus. Die nun erstmalig tiefere Meeresspiegellage von ca. 5 m ü. M. soll von 5000 bis 3500 ¹⁴C BP existiert haben. Spätestens bis 2500 ¹⁴C BP soll dann der Meeresspiegel ein weiteres Mal kräftig um 2,5 m abgesunken sein, um anschließend langsam bis auf das heutige Niveau abzusinken (CAVALLOTTO et al. 2005). Auch diese regionale Meeresspiegelkurve ähnelt in hohem Maße der vorgestellten mittel- und südpatagonischen Meeresspiegelkurve, wobei allerdings gewisse Unterschiede in den zeitlichen Fixierungen der konstatierten Meeresspiegelschwankungen bestehen. Teilweise könnten sie eine Folge unterschied-

lich hoher ^{14}C -Reservoirwerte in beiden Regionen zu dieser Zeit sein oder auch unsichere, da auf Einzelschalen von Muscheln gestützte Alterseinstufungen.

An der Mündung des Río Quequén untersuchten ISLA et al. (1986) dort erhaltene fluvio-litorale Ästuarablagerungen aus dem mittleren Holozän, in denen marine Muschelschalen in Lebendstellung enthalten waren. Sie postulieren für den Zeitraum zwischen ca. 7140 und 6230 ^{14}C BP einen 2 bis 2,5 m höheren eustatischen Meeresspiegel, was mit den eigenen Befunden sehr gut übereinstimmt. Unklar ist allerdings, inwieweit Muschelbruchstücke mit einem ^{14}C -Alter von 7640 ^{14}C BP an der Basis der untersuchten Ablagerungen tatsächlich umgelagert sind, wie dieses von ISLA et al. (1986: 147) angenommen wird. Auch ist nicht ersichtlich, welche Bedeutung das Alter einer Muschelschale von 5340 ^{14}C BP, die anscheinend in den Toplagen der Sequenz enthalten war (ISLA et al. 1986: Fig. 4), für die Höhenlage des holozänen Meeresspiegels hat.

Im Bereich des Bahía Blanca Ästuars haben nach GONZÁLEZ (1989: Table 2) die ältesten, während des holozänen Transgressionsmaximums entstandenen TS-I Strandwälle in ca. 9,5 m ü. M. ^{14}C -Alter zwischen 6600 und 5990 ^{14}C BP. Sie entsprechen damit von ihrer Altersstellung und Höhenlage her den T1_[1]-Strandwallsystemen im Untersuchungsgebiet.

Nach WEILER (1998) lag der relative Meeresspiegel im Bereich der Bahía Anegada zwischen 6560 bzw. 6190 ^{14}C -Jahren etwa 4,5 m bzw. 5 m über dem heutigen Niveau, bevor er um 5570 ^{14}C BP um zwei Meter auf 3 m ü. M. abgesunken war. Auch dort besitzen ^{14}C -Datierungen an gut erhaltenen Muschelschalen aus Strandwällen, die keine Spuren eines längeren Transports bzw. Umlagerung aufweisen, frühholozäne Alter von bis zu 8700 ^{14}C -Jahren (WEILER 1998: 1041).

An der nordpatagonischen Küste und zwar innerhalb des sturmgeschützten Golfo San José haben BRÜCKNER et al. (in diesem Band) Hinweise auf einen etwa 3 m höheren Meeresspiegel während des holozänen Transgressionsmaximums vor 6500 ^{14}C -Jahren.

Auch in der Magellanstraße existierte das holozäne Transgressionsmaximum schon um 6450 ^{14}C BP (MCCULLOCH & DAVIES 2001). Im Beagle Channel wurden vor etwa 6000 ^{14}C -Jahren die bisher ältesten holozänen Strandwälle in 10 m ü. M. gebildet (u.a. RABASSA et al. 2000: 228; GORDILLO et al. 1993). Zwischen 6000 und 5000 ^{14}C BP soll der Meeresspiegel in der Magellanstraße und dem Beagle Channel etwa 3,5 m höher gewesen sein als heute (PORTER et al. 1984: 65).

Fast alle Regionalstudien gehen davon aus, dass der Meeresspiegel im jüngeren Holozän weitgehend kontinuierlich gefallen ist. Lediglich der Startpunkt dieses generellen Meeresspiegelabfalls bis auf das heutige Niveau wird unterschiedlich gelegt. So gehen einige Autoren davon aus, dass eine kontinuierliche Meeresspiegelabsenkung bereits vor etwa 6000 oder 5000 ^{14}C -Jahren (GONZALES & WEILER 1994; ISLA 1998; VILAS et al. 1998) oder erst nach 4500 ^{14}C BP (AGUIRRE & WHATLEY 1995) bzw. vor etwa 4000 ^{14}C -Jahren (ISLA & ESPINOSA 1995) oder erst vor ca. 2900 bzw. 2500 ^{14}C -Jahren (CAVALLOTTO et al. 2004; 2005) einsetzte. Diese differierenden Zeitvorstellungen dürften vor allem aus morphostratigraphischen Überlieferungslücken im Küstenformenschatz oder lückenhaften Datierungen vorhandener Strandbildungen resultieren. Insofern sind weitere, über das Untersuchungsgebiet hinausgehende Detailaufnahmen und Datierungen notwendig, um auf der Basis besserer regionaler Detailkenntnisse allgemeine Grundzüge großräumiger relativer und absoluter Meeresspiegelveränderungen im Holozän zu gewinnen. Erst auf dieser Basis sind gesicherte Aussagen über Zeitpunkt und Ausmaß global wirksamer eustatischer und damit paläoklimatisch induzierter Meeresspiegelschwankungen möglich.

In einer aktuellen Zusammenstellung der Daten zum derzeitigen Kenntnisstand mittel- und jungholozäner Meeresspiegelschwankungen an der brasilianischen Atlantikküste stellen ANGULO et al. (2006: 7) fest, dass auch dort der Meeresspiegel bereits vor mehr als 6600 ^{14}C BP über dem heutigen Niveau gelegen hat. Während dieses Meeresspiegelhochstandes, den die Autoren als das holozäne Transgressionsmaximum ansehen, soll der relative Meeresspiegel etwa 2 bis 4 m höher gewesen sein als heute. Dabei ist allerdings der Beginn dieses Hochstandes bisher nur durch vier ^{14}C -Datierungen an Vermetiden mit Altern zwischen 5400 bis 4600 ^{14}C BP (ANGULO et al. 2006: 10) abgesichert. Dieser Hochstand soll noch bei einer etwa 2 bis 3 m hohen Lage des Meeresspiegels bis um ca. 2000 cal BP (ca. 2600 ^{14}C BP) angedauert haben, was eine Parallelisierung mit dem vorgestellten mittelholozänen H1-Meeresspiegelhochstand an der patagonischen Atlantikküste nahe legt. Da ältere Daten bisher weitgehend fehlen, ist eher davon auszugehen, dass das holozäne Transgressionsmaximum an der brasilianischen Küste noch nicht nachgewiesen wurde. Nachfolgend belegen dann die brasilianischen Daten um ca. 2000 cal BP ein ebenfalls deutliches Absinken des Meeresspiegels bis auf das heutige Niveau (ANGULO et al. 2006: 16, Fig. 18 und Fig. 19). Insgesamt zeigen sich somit an der brasilianischen und der patagonischen Atlantikküste deutliche Parallelitäten im relativen Meeresspiegelverlauf der vergangenen 5400 ^{14}C -Jahren. An beiden Küsten erfolgte an der Wende zum Jungho-

lozän ein bedeutender Meeresspiegelabfall vom relativ hohen mittelholozänen auf das tiefere heutige Niveau. Die Ursache für die skizzierten relativen Meeresspiegelveränderungen an der brasilianischen Küste liegt nach ANGULO et al. (2006: 16ff.) abgesehen von einzelnen lokal begrenzten tektonischen Einflüssen in hydro-isostatischen Bewegungen der Küste. Sie sehen keine Hinweise für Geoid-Verlagerungen.

6. Zusammenfassung

Geomorphologische und chronostratigraphische Untersuchungen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste belegen an verschiedenen Küstenlokalitäten von der Bahía Vera (44°s.Br.) im Norden bis nach San Julián (49°s.Br.) im Süden eine reichhaltige Abfolge holozäner Strandwall-Lagunen-Systeme, Strand- und Talmündungsterrassen. Ihr Bildungsalter konnte über zahlreiche ^{14}C -Datierungen an eingelagerten beidschaligen Muscheln bestimmt werden. Die heutige Oberflächenlage der verschiedenen litoralen Formen über dem aktuellen Springtidehochwasser (hTw) hängt zum einen von dem jeweiligen Bildungsmilieu ab, ob dieses brandungsgeschützt niedrig-energetisch oder brandungsexponiert hoch-energetisch oder „fluvio-litoral“ war. Zum anderen ist sie das Resultat einer a) zeitlich vor allem auf das Holozän, vielleicht auch noch das Spätglazial begrenzten hydro-isostatischen Hebung der Küste, und b) von mindestens zwei seit dem mittelholozänen Transgressionsmaximum erfolgten eustatischen Meeresspiegelabsenkungen.

Im Einzelnen konnte gezeigt werden:

- a) dass die süd- und mittelpatagonische Atlantikküste wahrscheinlich bis heute langsam isostatisch heraus gehoben wird und zwar in einer Größenordnung von etwa 0,3 bis 0,4 mm/a;
- b) dass generell derartige isostatische Hebungen der Küste jeweils am Ausgang der Interglaziale stattgefunden haben, während in den Glazialen weitgehend tektonische Stabilität dominierte;
- c) dass der frühholozäne Meeresspiegelanstieg die heutige Küstenlinie spätestens vor etwa 8100 ^{14}C -Jahren erreicht hat, wobei er wahrscheinlich bereits im heutigen Niveau gelegen hat;
- d) dass das holozäne Transgressionsmaximum im Zeitraum von 6900 bis mindestens 6200 ^{14}C BP existierte, wobei der Meeresspiegel eustatisch bedingt etwa 2 bis maximal 3 m über dem heutigen Niveau gelegen hat;

- e) dass der Meeresspiegel zwischen 6200 – 6000 ¹⁴C BP eustatisch bedingt um etwa 1 m abgesunken ist;
- f) dass zwischen 6000 – 2600 ¹⁴C BP die Höhenlage des Meeresspiegels weitgehend stagnierte;
- g) dass zwischen 2600 – 2400 ¹⁴C BP erneut ein eustatisch bedingtes Absinken des Meeresspiegels in der Größenordnung von etwa 1 bis maximal 2 m erfolgte, vermutlich bis auf das heutige Niveau.

Insgesamt wurde der höchste absolute Meeresspiegel an der patagonischen Atlantikküste bereits vor mindestens 6900 ¹⁴C Jahren erreicht und lag damals etwa 2 bis höchstens 3 m über dem aktuellen Springtidehochwasser. Das seit dieser Zeit erfolgte relative Absinken des Meeresspiegels ist natürlich wegen der langsamen hydroisostatischen Hebung der Küste zusätzlich verstärkt. Infolgedessen besitzen Strandwallbildungen an der patagonischen Atlantikküste, die während des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums in brandungsexponierter Küstenposition entstanden sind, ungewöhnlich extreme Höhenlagen von bis zu 10 m über dem aktuellen Springtidehochwasser. Sogar die Oberflächen frühmittelholozäner Strandbildungen, die als Tal-mündungsterrassen oder Strandterrassen in brandungsgeschützter Küstenposition entstanden, erheben sich heute 5 bis 6,5 m über das aktuelle Springtidehochwasser.

Im überregionalen Vergleich der holozänen Küstenentwicklung an der argentinischen und patagonischen Atlantikküste zeigen sich große Ähnlichkeiten, was den generellen Verlauf der relativen Meeresspiegelentwicklung angeht: Frühholozäner Meeresspiegelanstieg, frühmittelholozänes Transgressionsmaximum mit einem einige Meter höheren Meeresspiegel als heute und seitdem generelles Absinken des Meeresspiegels vermutlich bis heute. Inwieweit dieses Absinken kontinuierlich oder mit zwei oder mehr diskreten Sprüngen erfolgt ist, ist in vielen Küstenräumen wegen des Fehlens entsprechend detaillierter geomorphologischer und chronostratigraphischer Detailaufnahmen bisher nicht bekannt und fordert somit zu weiteren Untersuchungen auf.

Danksagung

Wir danken den Mitarbeitern am ¹⁴C-Labor des Physikalischen Instituts der Universität Erlangen für die zahlreichen AMS ¹⁴C-Datierungen und ebenso dem Kollegen Dr. Bernd Kromer, Universität Heidelberg, für die Erstellung der konventionellen ¹⁴C-Alter. Besonderen Dank für die gewährte finanzielle Unterstützung, ohne die diese

Untersuchungen nicht möglich gewesen wären, gebührt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG; Sche 465/2-1).

Literatur

- AGUIRRE, M.L. (2003): Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in Golfo San Jorge, Patagonia: molluscan evidence. – *Marine Geology*, 194: 3-30.
- 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.
- AGUIRRE, M.L., SIRCH, Y.N. & RICHIANO, S. (2005): Late Quaternary molluscan assemblages from the coastal area of Bahía Bustamante (Patagonia, Argentina): Paleoecology and paleoenvironments. – *Journal of South America Earth Sciences*, 20: 13-32.
- AGUIRRE, M.L., PEREZ, S.I. & SIRCH, Y.N. (2006a): Morphological variability of *Brachidontes* Swainson (Bivalvia), Mytilidae) in the marine Quaternary of Argentina (SW Atlantic). – *Palaeogeographie, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239: 100-125.
- AGUIRRE, M.L., RICHIANO, S. & SIRCH, Y.N. (2006b): Palaeoenvironments and palaeoclimates of the Quaternary molluscan faunas from the coastal area of Bahía Vera-Camarones (Chubut, Patagonia). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 251-286.
- ALBERO, M., ANGIOLINI, F.E. & PIANA, E.L. (1987): Holocene ^{14}C reservoir effect at Beagle Channel (Tierra del Fuego, Arg. Rep.). – *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 5: 59-71; Rotterdam.
- ANGULO, R.J., LESSA, G.C. & DE SOUZA, M.CHR. (2006): A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. – *Quaternary Science Reviews*, 25 (5-6): 486-506.
- ARDOLINO, A., BUSTEROS, A., FAUQUÉ, L., FRANCHI, M. & LEMA, H. (1998): Estratigrafía del cuaternario del litoral patagónico entre Cabo Aristizabal y Bahía Camarones, Provincia del Chubut, Argentina. – *Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 107-113.
- BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R.G. & ZINDLER, A. (1990): Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. – *Nature*, 345: 405-410.

- BONORINO, G.G., BUJALESKY, G., COLUMBO, F. & FERRERO, M. (1999): Holocene coastal paleoenvironments in Atlantic Patagonia, Argentina. – *Journal of South American Earth Science*, 12: 325-331.
- BROECKER, W.S. & OLSON, E.A. (1961): Lamont Radiocarbon Measurements VIII. – *Radiocarbon*, 3: 176-204.
- BRÜCKNER, H., SCHELLMANN, G., DAUT, G., MÄUSBACHER, R., SCHNACK, E. & SCHNEIDER, H. (in diesem Band): Erste Befunde zu Veränderungen des holozänen Meeresspiegels und zur Größenordnung holozäner ¹⁴C-Reservoireffekte im Bereich des Golfo San José (Península Valdés, Argentinien). – *Bamberger Geographische Schriften*, 22: 93-111; Bamberg.
- 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; Buenos Aires.
- CAVALLOTTO, J.L., VIOLANTE, R.A. & COLOMBO, F. (2005): Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del río de la Plata. – *Revista del la Asociación Geológica Argentina*, 60 (2): 353-367.
- CAVALLOTTO, J.L., VIOLANTE, R.A. & PARKER G. (2004): Sea-Level fluctuations during the last 8600 years in the Río de la Plata river (Argentina). – *Quaternary International*, 114: 155-165.
- CIONCHI, J.L. (1984): Las ingresiones marinas del Cuaternario Tardío en la Bahía Bustamante (Provincia del Chubut). – *Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar el Última Hemiciclo Deglaciar 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 Revista*, XLII (1-2): 61-72; Buenos Aires.
- CIONCHI, J.L. (1988): Geomorfología de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut. – *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLIII (1-2): 51-62; Buenos Aires.
- CLARK, J.A. & BLOOM, A.L. (1979): The effect of the Patagonian ice sheet on relative sea levels along the Atlantic Coast of South America: A numerical calculation. – *Proceedings, 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, Brasil*: 61-76.
- CODIGNOTTO, J.O. (1983): Depósitos elevados y/o acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguino patagónica. – *Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar el Última Hemiciclo Deglaciar 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 Revista*, 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., CÉSARI, O. & BEROS, C.A. (1990): Morfochronologia sequencial evolutiva Holocena, en Bahía Solano, Chubut. – *Asociación Geológica Argentina, Rev.*, XLV: 205-212; Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., KOKOT, R.R. & MARCOMINI, S.C. (1992): Neotectonism and sea level changes in the coastal zone of Argentina. – *Journal of Coastal Research*, 8: 125-133.
- CORDERO, R.R., PANARELLO, H., LANZELOTTI, S. & DUBOIS, C.M.F. (2003): Radiocarbon age offsets between living organisms from the marine and continental reservoir in coastal localities of Patagonia (Argentina). – *Radiocarbon*, 45: 9-15.
- COYNE, M.K., JONES, B. & FORD, D. (2007): Highstands during Marine Isotope Stage 5: evidence from the Ironshore Formation of Grand Cayman, British West Indies. – *Quaternary Science Reviews*, 26: 536-559.
- FERUGLIO, E. (1947): Nueva contribución al estudio de las terrazas marinas de la Patagonia. – *Revista Soc. Geologica Argentina*, II: 223-238; Buenos Aires.
- FERUGLIO, E. (1950): Descripción geológica de la Patagonia. – *Dir. General de Yacimientos Petroliferos Fiscales (YPF)*, Tomo I - III; Buenos Aires.
- 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 Bulletin*, 74: 879-920.
- GONZÁLES, M.A. (1989): Holocene Levels in the Bahía Blanca Estuary, Argentine Republic. – *Journal of Coastal Research* 5 (1): 65-77.
- GONZÁLES, M.A. & WEILER, N.E. (1994): Argentinian Holocene Transgression: Sidereal Ages. – *Journal of Coastal Research*, 10 (3): 621-627.
- 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.
- 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.
- GRÜN, R. (1989a): Electron Spin Resonance (ESR) dating. – *Quaternary International*, 1: 65-109.
- GRÜN, R. (1989b): *Die ESR-Altersbestimmungsmethode*. – Heidelberg, Berlin (Springer Verl.).
- GUILDERTON, T.P., BURCKLE, L., HEMMING, S. & PELTIER, W.R. (2000): Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1.
- HUGHEN, K.A., BAILLIE, M.G.L. & 25 others (2004): Marine 04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0 - 26 Kyr BP. – *Radiocarbon*, 46 (3): 1059-1086.
- ISLA, F.I. (1993): Overpassing and armouring phenomena on gravel beaches. – *Marine Geology*, 110: 369-376; Amsterdam.
- ISLA, F.I. (1998): Holocene coastal evolution in Buenos Aires Province, Argentina. – *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 16: 297-321.
- ISLA, F.I. & BUJALESKY, G.G. (2000): Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. – *Marine Geology*, 170 : 105-122.
- ISLA, F.I. & ESPINOSA, M.A. (1995): Coastal environmental changes associated with Holocene sea-level fluctuations: Southern Buenos Aires, Argentina. – *Quaternary International*, 26: 55 - 60.
- 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-MIRALLES, A. (1991): Gravel drift and wind effects on the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. – *Marine Geology*, 97 (2): 211-224.
- ISLA, F.I., IANTANOS, N. & ESTRADA, E. (2004): Dinámica submareal y condiciones ambientales de la ría Deseado, Santa Cruz. – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 367-375.
- ISLA, F.I., BUJALESKY, G.G., GALASSO, M.L. & DE FRANCESCO, C.G. (2005): Morphology, grain-size and faunistic composition of the macrotidal beaches of Tierra del Fuego. – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (3):

435-445.

- JONAS, M. (1997): Concepts and methods of ESR dating. – *Radiation Measurements*, 27: 943-973.
- KELLETAT, D. (1998): Main Aspects of German Geographical Coastal Research During the Last Decade. - In: KELLETAT, D. (ed.): *German Geographical Coastal Research – The Last Decade.* – Institute for Scientific Co-operation, Committee of the Federal Republic of Germany for the International Geographical Union: 11 – 29; Tübingen.
- KELLETAT, D. (1999): *Physische Geographie der Meere und Küsten.* – 2. Aufl.; Leipzig (Teubner Verl.).
- KOKOT, R.R., CODIGNOTTO, J.O. & ELISSONDO, M. (2004): Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro. – *Rev. de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (3): 477-487.
- LANFREDI, N.W., POUSA, J.L. & D'ONOFRIO E.E. (1998): Sea-level rise and related potential hazards on the Argentine Coast. – *Journal of Coastal Research*, 14: 47-60.
- LEVIN, I. & KROMER, B. (2004): The Tropospheric $^{14}\text{CO}_2$ Level in Mid-Latitudes of the Northern Hemisphere. – *Radiocarbon*, 46: 1261-1272.
- LIGHTY, R.G., MACINTYRE, I.G. & STUCKENRATH, R. (1982): *Acropora palmata* reef framework: A reliable indicator of sea level in the Western Atlantic for the past 10,000 years. – *Coral Reefs*, 1: 125-130; Heidelberg.
- MCCULLOCH, R.D. & BENTLEY, M.J. (1998): Late Glacial ice advances in the Strait of Magellan, Southern Chile. – *Quaternary Science Reviews*, 17: 775-787.
- MCCULLOCH, R.D. & DAVIES, S.J. (2001): Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173: 143-173.
- MILNE, G.A., LONG, A.J. & BASSETT, S.E. (2005): Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. – *Quaternary Science Reviews*, 24: 1183-1202.
- 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.
- PELTIER, W.R. (1988): Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history, and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sea level change: a summary of some sources of nonuniqueness. – *Quaternary Research*, 229:

93-112.

- PELTIER, W.R. (2002): On eustatic sea level history: Last glacial Maximum to Holocene. – *Quaternary Science Reviews*, 21: 377-396.
- PIRAZZOLI, P.A. (1991): *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. – Amsterdam (Elsevier).
- PIRAZZOLI, P.A. (1996): *Sea-Level Changes - The Last 20.000 Years*. – Chichester (John Wiley & Sons).
- 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.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, 23: 497-500.
- 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.
- RABASSA, J., CORONATO, A., BUJALESKY, G., SALEMME, M., ROIG, C., MEGLIOLI, A., HEUSSER, C., GORDILLO, S., ROIG, F., BORROMEI, A. & QUATTROCCHIO, M. (2000): Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. – *Quaternary International*, 68-71: 217-240.
- RADTKE, U. (1989): *Marine Terrassen und Korallenriffe - Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados*. – *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 27; Düsseldorf.
- RADTKE, U. & SCHELLMANN, G. (2005): Timing and magnitude of sea level change during MIS 5 derived from Barbados coral reef terraces: a critical literature review and new data. – *Journal of Coastal Research*, SI 42: 52-62.
- RADTKE, U., RUTTER, N. & SCHNACK, E.J. (1989): *Untersuchungen zum marinen Quartär Patagoniens (Argentinien)*. – *Essener Geographische Arbeiten*, 17: 267-289; Paderborn.
- RIBAUD-LAURENTI, A., HAMELIN, B., MONTAGGIONI, L., CARDINAL, D., 2001. Diagenesis and its impact on Sr/Ca ratio in Holocene *Acropora* corals. – *International Journal of Earth Sciences*, 90: 438-451.
- RINK, W. J. (1997): Electron Spin Resonance (ESR) Dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry. – *Radiation Measurements*, 27: 975-1025.

- RODRIGUEZ, J.F.R. & LITKE, R. (2001): Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modelling study. – *Marine and Petroleum Geology*, 18: 995-1028.
- ROSTAMI, K., PELTIER, W.R. & MANGINI, A. (2000): Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. – *Quaternary Science Reviews*, 19: 1495-1525.
- 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.
- 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. – *Journal of Coastal Research*, 6: 391-411.
- SAUER, D., SCHELLMANN, G. & STAHR, K. (2007): A soil chronosequence in the semi-arid environment of Patagonia (Argentina). – *Catena*, 71: 382-393.
- SCHELLMANN, G. (1998a): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). *Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen*. – *Essener Geographische Arbeiten*, 29; Essen.
- SCHELLMANN, G. (1998b): Coastal development in Southern South America (Patagonia and Chile) since the Younger Middle Pleistocene – Sea Level Changes and Neotectonics. In: KELLETAT, D. (ed.): *German Geographical Coastal Research – The Last Decade*. Institute for Scientific Cooperation, Committee of the Federal Republic of Germany for the International Geographical Union: 289–304; Tübingen.
- SCHELLMANN, G. (2000): Tektonik und Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste seit dem jüngeren Mittelpleistozän. – In: BLOTEVOGEL, H.H., OSSENBRÜGGE, J. & WOOD, G. (Hrsg.): *Lokal verankert – Weltweit vernetzt*. Verhandlungsband des 52. Deutschen Geographentages, Hamburg 4. – 9. Oktober 1999: 101 - 110; Stuttgart (Steiner Verlag).
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1999): Problems encountered in the determination of dose and dose rate in ESR dating of mollusc shells. – *Quaternary Science Reviews*, 18: 1515-1527.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2000): ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). – *Quaternary International*, 68-71: 261-273.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2001): Progress in ESR dating of Pleistocene

- corals - a new approach for D_E determination. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 1015-1020.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2003a): Die Datierung litoraler Ablagerungen (Korallenriffe, Strandwälle, Küstendünen) mit Hilfe der Elektronen-Spin-Resonanz-Methode (ESR). – *Essener Geographische Arbeiten*, 35: 95-113; Essen.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2003b): Coastal terraces and Holocene sea-level changes along the Patagonian Atlantic coast. – *Journal of Coastal Research*, 19: 983-996.
- SCHELLMANN G. & RADTKE, U. (2004): The marine Quaternary of Barbados. – *Kölner Geographische Schriften*, 81; Köln.
- SCHELLMANN; G., BEERTEN, K. & RADTKE, U. (in press): Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials. – *Eiszeitalter u. Gegenwart, Quaternary Science Journal*; Manuscript accepted.
- SCHILLER, W. (1925): Strandbildungen in Südpatagonien bei San Julián. – *Jahresberichte des Niedersächsischen Geologischen Vereins*, XVII: 196-216; Hannover.
- 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).
- SIMEONI, U., FONTOLAN, G. & COLIZZA, E. (1997): Geomorphological characterization of the coastal and marine area between Primera und Segunda Angostura, Strait of Magellan (Chile). – *Journal of Coastal Research*, 13: 916-924.
- STUIVER, M. & POLLACH, H.A.: (1977): Discussion Reporting of ^{14}C Data. – *Radio-carbon*, 19 (3): 355-363.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. (2006): CALIB 5.10. - [<http://www.calib.org>].
- SYLWAN, C.A. (2001): Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. – *Journal of Iberian Geology*, 27: 123-157.
- TANNER, W.F. (1995): Origin of beach ridges and swales. – *Marine Geology*, 129: 149-161.
- TAYLOR, M. & STONE, G.W. (1996): Beach-ridges: A review. – *Journal of Coastal Research*, 12: 612-621; Fort Lauderdale (Florida).
- VILAS, F., ARCHE, A., FERRERO, M. & ISLA, F. (1999): Subantarctic macrotidal flats,

-
- cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. – *Marine Geology*, 160: 301-326.
- WEILER, N.E. (1998): Holocene Sea Levels in Anegada Bay, Argentine Republic. – *Journal of Coastal Research*, 14: 1034-1043.
- WOODROFFE, C.D. (2005): Late Quaternary sea-level highstands in the central and eastern Indian Ocean: A review. – *Global and Planetary Change*, 49: 121-138.
- ZAMBRANO, J.J. & URIEN, C.M. (1970): Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation off the Atlantic Shore. – *Journal of Geophysical Research*, 75: 1363-1396.
- ZONG, Y. (2007): Sea-levels, Late Quaternary, Tropics. – In: ELIAS, S.A. (ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*, Vol. 4: 3087-3094; Amsterdam (Elsevier).

