



Ausmaße und potentielle Ursachen holozäner Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste (Argentinien)

Gerhard Schellmann¹ & Ulrich Radtke²

¹ Lehrstuhl für Physische Geographie, Universität Bamberg

² Institut für Geographie, Universität zu Köln

Abstract

A detailed sequence of elevated Holocene beach ridge systems, littoral and fluvio-littoral terraces is preserved at different coastal sites along the Patagonian Atlantic coast between Bahía Vera (44°S) in the North and San Julián (49°S) in the South. Their surface elevation above extreme high tide water level (hTw) increases with age and with wave and storm exposition of the coastal environment where they have been formed. In general, older beach ridges are more elevated than the younger ones, but younger beach ridges may be more elevated than older littoral or fluvio-littoral terraces, which have developed in a low wave energy coastal environment. The ages of the various Holocene littoral accumulation forms are determined by numerous radiocarbon dating of *in situ* articulated shells within the littoral deposits.

The various Holocene shorelines are due to different stages of relative sea-level changes. The early Holocene sea-level rise reached the Patagonian Atlantic coast about 8100 ¹⁴C BP, when sea level was less than 3 m lower than during the following Early Middle Holocene transgression maximum. The later exists between 6900 to 6200 ¹⁴C BP. Afterwards a significant sea-level decline of approx. 1 m to a second sea-level highstand between 5940 and 2600 ¹⁴C BP occurs. In the following 300 ¹⁴C years an additional strong sea-level fall of about 1 to 2 m happened. Then sea level has declined slowly up to the modern level. Both distinct Holocene sea-level falls may be the result of eustatic sea-level changes, whereas the general trend of sea-level lowering since the Early Middle Holocene transgression maximum can be explained by a slow hydro-isostatic uplift (approx. 0.3 – 0.4 m/ka) of the Patagonian Atlantic coast.

1 Einleitung

Meeresspiegelveränderungen und dadurch ausgelöste Verschiebungen der Küstenlinien sind ein prägendes Element des quartären Eiszeitalters und stellen insofern nicht eine „Erfindung“ aktueller Diskussionen über potentielle Folgen einer globalen Klimaerwärmung dar. In den Geowissenschaften sind sie schon seit langem ein wichtiger Untersuchungsgegenstand gewesen. Neben der reinen Quantifizierung 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, Küstenvorbau oder Küstenerosion als Ursachen diskutiert. Da die Rekonstruktion eustatischer Veränderungen des Meeresspiegels besonders schwierig ist, gibt es bis heute keine allgemein anerkannte eustatische Paläomeeresspiegelkurve, weder für das Holozän noch für die älteren pleistozänen Warmzeiten. Ein Grund liegt im Mangel an chronostratigraphisch gut abgesicherten Regionalstudien aus verschiedenen Küstenräumen der Erde. Geomorphologische und geochronologische Küstenstudien bilden zudem die Datenbasis und das Korrekturmaß für glazio-hydro-isostatische Modelle, deren Ziel es ist, Ursache und Ausmaß vergangener Meeresspiegelveränderungen an den Küsten der Erde im regionalen Maßstab zu modellieren, um u.a. zukünftige Veränderungen zutreffender vorausszusagen. Für die patagonische

Atlantikküste liegen jüngere Modellrechnungen für den Zeitraum seit dem letzten Hochglazial u. a. von Milne et al. (2005), Peltier (2002), Guilderson et al. (2000) und Rostami et al. (2000) vor.

Die Bedeutung der patagonischen Atlantikküste für die Quantifizierung von Paläomeeresspiegelveränderungen liegt u.a. darin, dass sich diese Küste entlang eines Kontinentalrandes erstreckt, der zu den tektonisch stabilsten Küstengebieten dieser Erde zählt (Schellmann 1998a). Damit ist eine wichtige Voraussetzung für die Erforschung und Quantifizierung absoluter Meeresspiegelveränderungen vorhanden. Natürlich existieren lokal aber auch Küstengebiete wie in der Verlängerung des Gran Bajo de San Julián und wahrscheinlich im Bereich der Península Valdés, 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 (Schellmann 1998a; ders. 1998b; ders. 2000).

In den Jahren 2002 – 2005 konnten 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 ähnliche Untersuchungen in den 1990'er Jahren voraus, deren thematischer Schwerpunkt allerdings auf der Kartierung und geochronologischen Alterseinstufung jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen lag (u.a. Schellmann 1998a; ders. 1998b; ders. 2000; Schellmann & Radtke 2000). Holozäne Bildungen wurden bisher nur untergeordnet betrachtet (u.a. Schellmann & Radtke 2003). Bezüglich einer ausführlichen Darstellung der hier vorgestellten Neuuntersuchungen sei auf Schellmann & Radtke (2007) verwiesen.

Lage der untersuchten Küstenlokaltäten an der patagonischen Atlantikküste



Im Einzelnen konzentrierten sich die aktuellen Untersuchungen auf sieben Küstenlokaltäten an der mittelpatagonischen Atlantikküste zwischen der Bahía Vera im Norden und der Ría Deseado im Süden (Abb. 1). Von den Lokaltäten Bahía Vera und Ría Deseado existierten bisher keine morpho- und chronostratigraphischen Untersuchungen zu den dort verbreiteten holozänen Küstenterrassen. An den anderen Lokaltäten wurden die bisherigen Kenntnisse zur Verbreitung und Altersstellung der holozänen Terrassen (Schellmann & Radtke 2003) erweitert bzw. weiter abgesichert.

Abb. 1: Die Lage der Untersuchungsgebiete an der patagonischen Atlantikküste

Methodisches

Die holozänen Alterseinstufungen der verschiedenen litoralen Akkumulationsformen stützen sich auf konventionelle oder AMS-14C-Datierungen von Muschelschalen, die fast ausschließlich in beidschaliger Erhaltung aus litoralen, selten aus sublitoralen Sedimenten geborgen werden konnten. Da sie bei einer weiteren Umlagerung auseinander fallen würden, sind sie ohne Zweifel als in situ befindlich anzusehen. Das bestätigen Paralleldatierungen mehrerer, mit beiden Schalen zusammenhängender Muschelschalen aus einer Sedimentlage, die bei Berücksichtigung des 14C-Fehlerintervalls nahezu identische Alter ergaben (Schellmann 1998a; Schellmann & Radtke 2007). Da sich die meisten untersuchten Küstenterrassen nahe bzw. unmittelbar an der aktuellen Küstenlinie erstrecken, wurde deren Höhenlage über heutigem Springtidehochwasser mit Hilfe manueller Nivellements, ausgehend vom jeweiligen aktuellen Tidewasserspiegel, eingemessen. Die Umrechnung auf das hier verwendete Bezugsniveau des Springtidehochwassers (m. ü. hTw = höchste Tidewasser) erfolgte anhand der jährlich vom Servicio de Hidrografia Naval in Buenos Aires publizierten „Tablas de Marea“. Weitere methodische Details sind bei Schellmann & Radtke (2007) dargestellt.

2 Holozäne Meeresspiegelindikatoren an der patagonischen Atlantikküste im Überblick

Die patagonische Atlantikküste besitzt überwiegend hoch-energetische, makrotidale und sturmreiche Sedimentationsmilieus, wobei Kliffküsten mit vorgelagerten Abrasionsplattformen sowie grobkiesige Strandwallsysteme den küstenmorphologischen Formenschatz beherrschen (Schellmann 1998a). In der Mehrzahl der untersuchten Küstenabschnitte prägen kiesige Strandwall-Sequenzen den litoralen Formenschatz. Oft bilden sie markante dammartige Kiesrücken, die sich zum Teil einige Meter über das dahinterliegende Hinterland erheben (Abb. 2). Untersuchungsgebiete mit Strandbildungen in solchen hoch-energetischen Küstenmilieus erstrecken sich an der zum Atlantik offenen Küste im Bereich der Bahía Vera, der Bahía Camarones und Bahía Bustamante, bei Caleta Olivia und Mazarredo, nördlich von Puerto Deseado sowie am Ausgang der Bahía San Julián (Abb. 1). Mittelholozäne Strandwälle erreichen dort extreme Höhenlagen von nahezu 10 m ü. hTw (Tab. 1). Die Oberflächen aktueller Bildungen erheben sich im Mittel 2 bis 3 m ü. hTw.

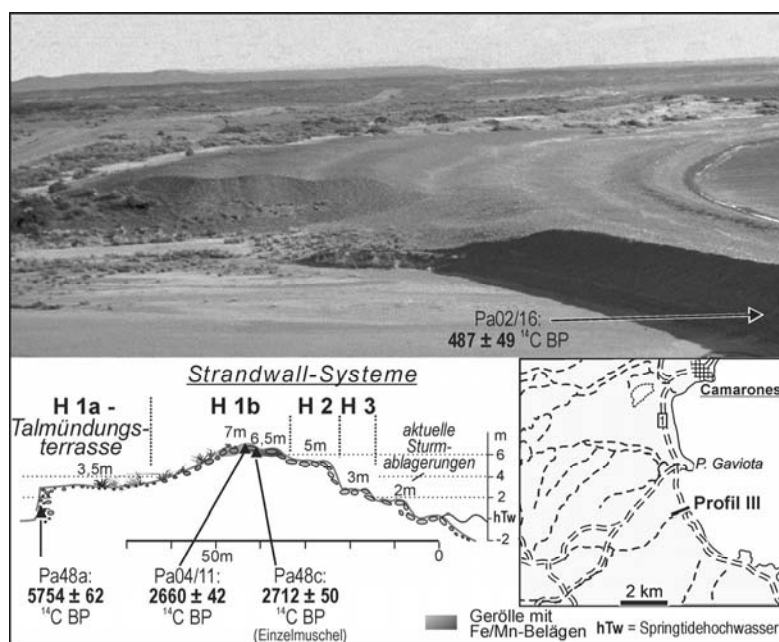


Abb. 2: Jungholozäne Strandwälle an der Bahía Camarones

Daneben existieren in wind- und brandungsgeschützten Buchten niedrig-energetische Küstenmilieus mit feinkiesigen und meist muschelbruchreichen Strandwall- oder sandreichen Strandterrassensequenzen, teilweise mit Marschen entlang der aktuellen Küstenlinie. Derartige Küstenmilieus und ihre für Rekonstruktionen des Meeresspiegels besser geeigneten litoralen Formen und Ablagerungen befinden sich u.a. in der Umrahmung der Caleta Malaspina südlich von Bustamante, in einer kleinen Bucht südlich der Landspitze Pta. Maqueda (Abb. 3) sowie innerhalb der Bahía San Julián. Im Gegensatz zu den brandungsexponierten Küstenstandorten erreichen dort die ältesten frühmittelholozänen Strandterrassen lediglich Höhenlagen von bis zu 6,5 m ü. hTw (Tab. 1), und auch die Oberflächen aktueller Strandablagerungen liegen tiefer bei nur etwa 1 m ü. hTw.

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

Tab. 1: Stratigraphische Übersicht holozäner Küstenformen im Untersuchungsgebiet (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)

In vielen Studien zur Rekonstruktion von Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste fehlt eine solche morphologisch-sedimentologische Differenzierung von Strandformen und Strandablagerungen, obwohl ihnen je nach litoralem Bildungsmilieu sehr unterschiedliche Bedeutungen als Meeresspiegelindikatoren zuzuschreiben sind.

Ein sehr schönes Beispiel für den Einfluss der Küstenexposition auf die Höhenlage von Strandbildungen sind altersgleiche, aber unterschiedlich hohe H1a-Strandwälle und H1a-Strandterrassen südlich der Punta Maqueda nördlich von Caleta Olivia (Abb. 3). Die Oberflächen der an der offenen Atlantikküste verbreiteten matrixarmen, grobkiesigen und blockreichen H1a-Strandwälle und ihre ausgeprägten Strandwallrücken und Strandwallrinnen liegen bei ca. 7 - 8 m ü. hTw. Dagegen erheben sich die innerhalb der brandungsgeschützten Bucht unmittelbar südlich der Punta Maqueda erhaltenen sandigen und muschelschalenreichen Sedimentkörper der H1a-Strandterrasse nur etwa 5 m ü. hTw. Beide litoralen Bildungen entstanden zeitgleich vor etwa 5200 - 5500 ¹⁴C-Jahren. Folglich kann die Rekonstruktion von Paläomeeresspiegeln um mehrere Meter differieren, wenn solche Expositionseinflüsse unberücksichtigt bleiben.

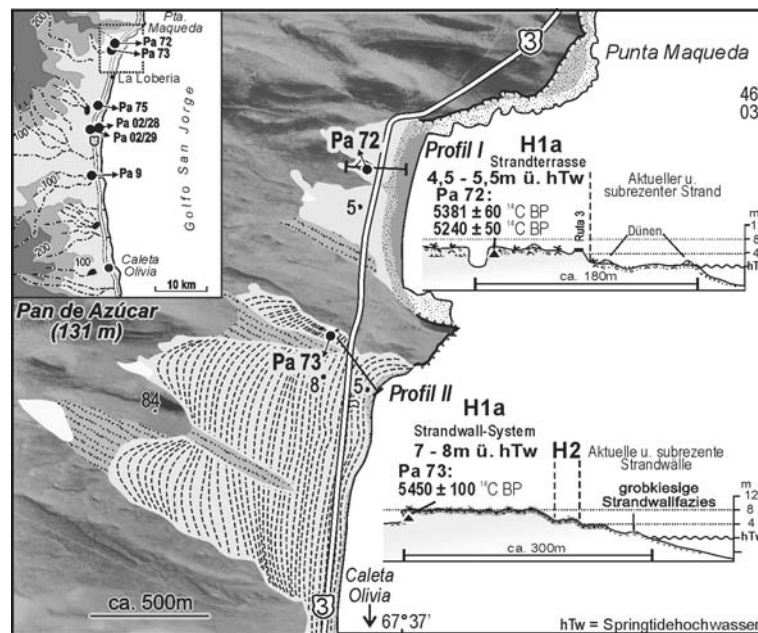


Abb. 3: Je nach Küstenexposition besitzen altersgleiche H1a-Küstenformen südlich der Punta Maqueda (Caleta Olivia Nord) unterschiedliche Meereshöhen und verschiedene morphologische und sedimentologische Ausprägungen.

Strandwälle – Sturmablagerungen im hoch-energetischen Küstenmilieu

In den untersuchten Küstenabschnitten liegen die Oberflächen rezenter Strandwälle bei exponiertem hoch-energetischen Bildungsmilieu im Allgemeinen etwa 2 bis 3 m ü. hTw (Tab. 1). Bei extremer Brandungsexposition der Küste, wie es nördlich von Camarones und auch an der offenen Küste nördlich von Caleta Olivia der Fall ist, können Sturmwellen vereinzelt auch durchaus höher hinauf reichen. Dann können Muschelschalen und Sedimentfahnen bis zu 5 m über das allgemeine Sturmsedimentationsniveau hinaus transportiert und auf älteren Strandwällen abgelagert werden (Details in Schellmann & Radtke 2007). Insofern ist eine chronostratigraphische Einstufung von Strandwällen und Strandterrassen erst dann optimal abgesichert, wenn mehrere Datierungen an beidschaligen Muscheln aus verschiedenen Sedimentlagen vorliegen. Ideal wären mehrere Datierungen von der Basis bis zum Top des Sedimentkörpers. Einzeldaten von der Oberfläche litoraler Akkumulationsformen können manchmal viel zu jung sein.

Bei extremer, den Wellen des Atlantiks ausgesetzter Exposition besitzen Strandwälle gut sortierte, grobkiesige und blockreiche Sedimentkörper mit zahlreichen matrixfreien, häufig invers gradierten Kieslagen. Unabhängig von der Intensität der Wellenexposition haben sie einen großbogig schräggeschichteten Innenbau, wobei die Schrägschichtung meerwärts mehr oder minder stark geneigt einfällt. In der seitlichen Aneinanderlagerung der Schrägschichtungslagen spiegelt sich die allmähliche meerwärtige Progression der Strandzone während ihrer Bildung wider. Insofern sind Strandwallsysteme regressive Bildungen bei stagnierender Meeresspiegelhöhe, bzw. exakter ausgedrückt, regressive Bildungen bei stagnierender Auslaufhöhe der Sturmwellenwirkung. Ihre Oberflächen gestalten annähernd strandparallel verlaufende, in der Regel 1 bis 2 m hohe Strandwallrücken, getrennt durch entsprechend tiefe Strandwallrinnen. 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 & Bujalesky (2000), Isla et al. (2005) sowie Simeoni et al. (1997).

Die Bildungszeit der ältesten an der patagonischen Atlantikküste erhaltenen frühmittelholozänen T1[1]–Strandwälle in ca. 8,5 – 9,5 m ü. hTw konnte in der Umrahmung der Bahía Bustamante über die 14C-Datierung von insgesamt sieben beidschaligen Muscheln aus zwei räumlich auseinanderliegenden

Aufschlüssen ziemlich genau auf den Zeitraum zwischen ca. 6200 – 6900 ^{14}C BP datiert werden (Tab. 1). Eine weitere Muschelschale, die an der Basis von T1[1]-Kiesen in 3 m Tiefe unter Strandwalloberfläche in der Caleta Malaspina in situ eingelagert war (Schellmann 1998a), hatte ein Alter von 8090 ^{14}C BP (Abb. 4). Daher dürfte bereits zu dieser Zeit der frühholozäne eustatische Meeresspiegelanstieg höchstens 3 m unterhalb des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums gelegen haben.

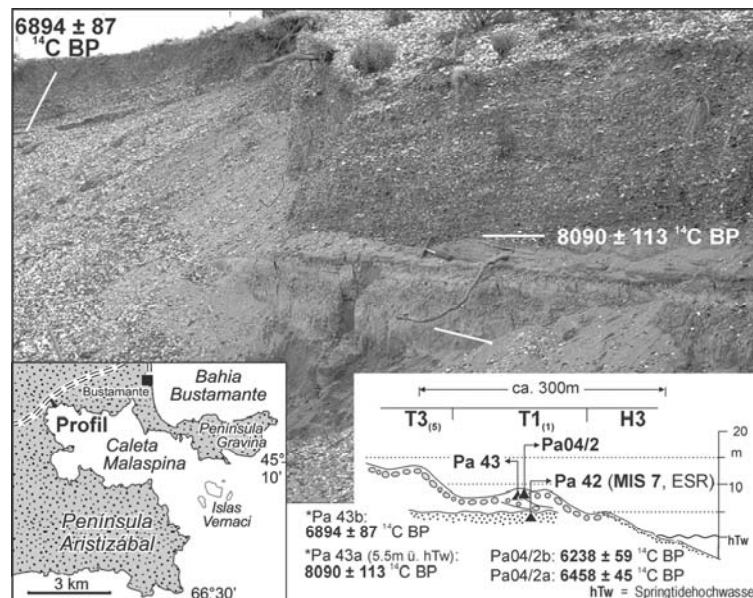


Abb. 4: Frühmittelholozäne T1[1]-Strandwallkiese über MIS 7 - Vorstrandsedimenten aufgeschlissen am Westrand der Caleta Malaspina. Wegen der brandungsgeschützten Lage am westlichen Rand der Caleta Malaspina sind die T1[1]-Strandwallkiese dort relativ sandreich und führen zahlreiche Muschelschalen, wenn auch nur selten in beidschaliger Erhaltung.

Strandterrassen – Sturmablagerungen im niedrig-energetischen Küstenmilieu



Abb. 5: Blick nach Südwesten über die Caleta Malaspina. Die Lage der Caleta zeigt Abb. 4. Im Vordergrund ist die wenig reliefierte, etwa 5400 ^{14}C -Jahre alte 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.

Das Oberflächenrelief der Strandwallsysteme wird in den Untersuchungsgebieten mit abnehmender Wellenexposition ausgeglichen. Gleichzeitig reduziert sich in wind- und brandungsgeschützten Buchten der Höhenabstand zwischen den rezenten litoralen Sturmablagerungen und dem

Springtidehochwasser auf etwa einen Meter oder auch weniger. An Stelle der durch zahlreiche Kieswälle geprägten kiesigen Strandwallsysteme treten nun morphologisch gesehen relativ ebene Strandterrassen (Abb. 5), deren Oberflächen fast unauffällig durch flache Rücken und Rinnen gegliedert werden. Der Höhenabstand zwischen Strandwallrücken und Strandwallrinnen ist bis auf wenige Dezimeter reduziert. Statt blockreicher Grobkiese dominieren sandreiche, fein- und mittelkiesige Sedimentkörper, die häufig Muschelbruch und zahlreiche Lagen aus Muschelschalen führen. Solche litoralen Bildungen im niedrig-energetischen Milieu folgen dem Tidehochwasser in einem relativ geringen Höhenabstand. Daher liegen die Oberflächen der jüngsten, vermutlich jungholozänen H3-Strandterrassen nur 1 - 2 m ü. hTw (Tab. 1), eine Folge ihrer sturmgeschützten Expositionslage. Da ihre Oberflächenhöhe weniger stark von extrem hoch auflaufenden Sturmwellen beeinflusst ist, sind sie bessere Meeresspiegelindikatoren als Strandwallsysteme.

Das Alter der ältesten holozänen T1[1]-Strandterrasse konnte am Westufer der Bahía San Julián, bevor die Bahía wenige hundert Meter weiter nördlich den offenen Atlantik erreicht, bestimmt werden. 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 altersgleiche T1[1]-Talmündungsterrasse bei Camarones (Tab. 1). Drei 14C-Alter an beidschalig erhaltenen Muscheln der Gattung *Mytilus edulis* belegen, dass diese Terrasse im Zeitraum um 6200 – 6400 14C BP in Bildung begriffen war. In dieser Zeit entstanden auch die T1[1]-Talmündungsterrassen bei Camarones (ca. 6200 – 6700 14C BP) und die T1[1]-Strandwälle in der Caleta Malaspina (ca. 6200 – 6900 14C BP) (Tab. 1). Damit ist dokumentiert, dass die während des holozänen Transgressionsmaximums gebildeten T1[1]-Strandablagerungen 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 – 9,5 m ü. hTw (Tab. 1) angesiedelt ist. Insofern kann eindeutig die immer noch vertretene Auffassung einer nach Süden, mit Annäherung an die pleistozänen Vereisungsgebiete vorhandenen glazial-isostatischen Hebungstendenz der patagonischen Atlantikküste, ausgeschlossen werden.

Eine weitere küstenmorphologische Besonderheit an der patagonischen Atlantikküste ist der breite Mündungsästuar des Rio Deseado, die sog. „Ría Deseado“ (Abb. 1). Innerhalb des Unterlaufs der Ría sind in einigen expositionsgeschützten Buchten wenig reliefierte holozäne Strandterrassen erhalten, wobei geringer Fetch und sturmgeschützte Lage innerhalb der Ría die nur bis zu einem Meter betragene Lage der Oberflächen aktueller Sturmablagerungen über dem Springtidehochwasser begründen. Daher ist wahrscheinlich, dass auch die Oberflächen der dort erhaltenen fossilen Strandterrassen bei ihrer Bildung nur wenig über dem Tidehochwasserspiegel lagen, so dass diese ebenfalls relativ genaue Meeresspiegelindikatoren darstellen. Im Rahmen der aktuellen Untersuchungen konnten erstmalig in vier Buchten innerhalb der Ría Deseado holozäne Strandterrassen nachgewiesen und über die AMS 14C-Datierung eingelagerter beidschaliger Muscheln, vor allem der Gattung *Mytilus edulis*, bestimmt werden (Details in Schellmann & Radtke 2007). Die dort erhaltene H1b-Strandterrasse in 4 – 4,5 m ü. hTw entstand vor etwa 3400 - 4400 14C-Jahren und die höhenmäßig deutlich niedrigeren H2-Strandterrassen in 2 – 2,5 m ü. hTw vor etwa 2400 14C-Jahren. Beide Terrassenniveaus sind keine singulären lokalen Phänomene, die in ihrer Verbreitung auf die Ría Deseado beschränkt sind. Ähnlich hohe und alte Strandterrassen existieren auch weiter nördlich in der Caleta Malaspina (Tab. 1).

Talmündungsterrassen – fluvio-litorale Bildungen an der Mündung einzelner periodisch durchflossener Trockentäler (Cañadones)

Weitere wichtige Küstenformen zur Rekonstruktion relativer Veränderungen des Paläomeeresspiegels sind Talmündungsterrassen (valley mouth terraces), die an der Mündung einzelner periodisch durchflossener Trockentäler (Cañadones) erhalten sind. Die Talböden von Trockentälern bzw. deren Talmündungsterrassen sind in der unmittelbaren Küstenzone auf die heutige bzw. die ehemalige Höhenlage des Tidehochwassers ausgerichtet (Abb. 6). Sie sind damit die genauesten Indikatoren für die Rekonstruktion von Paläomeeresspiegeln an der patagonischen Atlantikküste. Leider sind sie nur

selten erhalten, so dass zusätzlich auch Strandwälle und Strandterrassen als Meeresspiegelindikatoren herangezogen werden müssen (Abb. 7).

Talmündungsterrassen sind u.a. südlich von Camarones im Mündungsbereich einiger Cañadónes weitflächig erhalten und konnten dort datiert werden. Die älteste holozäne T1[1]-Talmündungsterrasse besitzt dort eine Oberflächenhöhe von etwa 5 m ü. hTw und entstand nach 14C-Datierungen von insgesamt sechs beidschaligen Muscheln während des holozänen Transgressionsmaximums vor etwa 6200 bis 6700 14C Jahren (Tab. 1). 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 (Details in Schellmann & Radtke 2007). Nach 14C-Datierungen an eingesiedelten, beidschaligen Muscheln entstand sie im Zeitraum zwischen ca. 5500 – 6000 14C BP und damit zeitgleich mit den an mehreren Lokalitäten datierten H1a-Strandwallsystemen und H1a-Strandterrassen (Tab. 1). Das bedeutet aber, dass nach dem frühmittelholozänen Transgressionsmaximum (T1[1]) das Tidehochwasser zwischen 6200 bis 6000 14C BP (ca. 6700 – 6300 cal. BP) erstmalig deutlich abgesenkt wurde auf das etwa einen Meter tiefere H1a-Talmündungsniveau (Abb. 6).

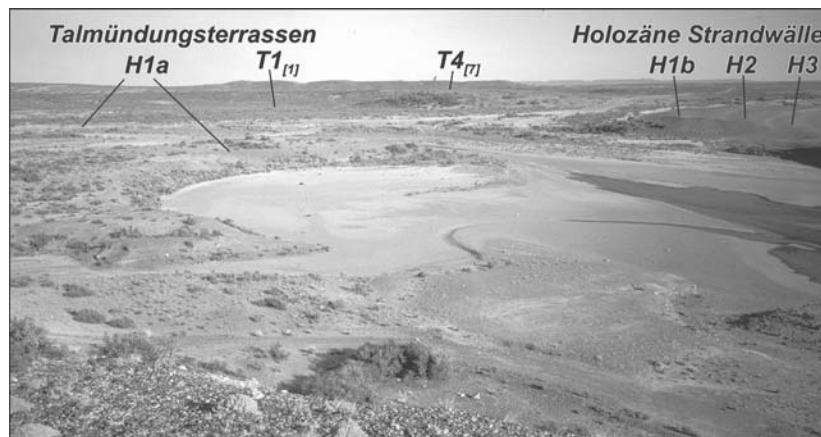


Abb. 6: Mündung eines namenlosen Cañadóns südlich von Camarones. Die holozänen Strandwälle im rechten oberen Bildausschnitt zeigt Abb. 2. Das Bachbett besitzt an der Mündung eine Höhenlage im Bereich des Tidehochwassers. Beiderseits des heutigen Abflussbettes erstrecken sich 5 bzw. 3 m höhere mittelholozäne T1[1]- bzw. H1a-Talmündungsterrassen, in deren Sedimentkörpern litorale und fluviale Sedimente verzahnt sind.

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

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 zunehmenden glazial-isostatischen Hebungstendenz der Küste Patagoniens und Feuerlands seit Ausgang der letzten Kaltzeit (siehe auch Schellmann & Radtke 2003). Auch bedeutendere tektonische Heraushebungen der Küste können ausgeschlossen werden, besitzen doch jungpleistozäne Strandwall-Lagunensysteme von Camarones im Norden bis nach Mazarredo im Süden eine ähnliche Höhenlage von etwa 16 bis 18 m ü. hTw und das unabhängig von der großtektonisch-strukturellen Lage des Küstenstandortes (Schellmann & Radtke 2003). Insofern sind sowohl glazial-isostatische, als auch kräftige epirogene Hebungen mit langandauernder konstanter Hebungsrates für die patagonische Atlantikküste auszuschließen.

Insgesamt sind die in Abb. 7 für die verschiedenen Meeresspiegelindikatoren (Strandwälle, Strandterrassen, Talmündungsterrassen) dargestellten relativen Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste im wesentlichen das Ergebnis zweier sich überlagernder Prozesse: 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 kontinuierlichen Abfall des Meeresspiegels nicht erklären. Lediglich die im Vergleich zu heutigen Bildungen bis zu 1,5 m größere Höhendifferenz zwischen der Oberflächenlage der tidehochwasserbezogenen T1[1]-Talmündungsterrassen und den von Sturmwellen beeinflussten Erhebungen der T1[1]-Strandwallssysteme (Abb. 7) könnte die Folge eines gehäuften Auftretens von extremen Stürmen zu dieser Zeit sein.

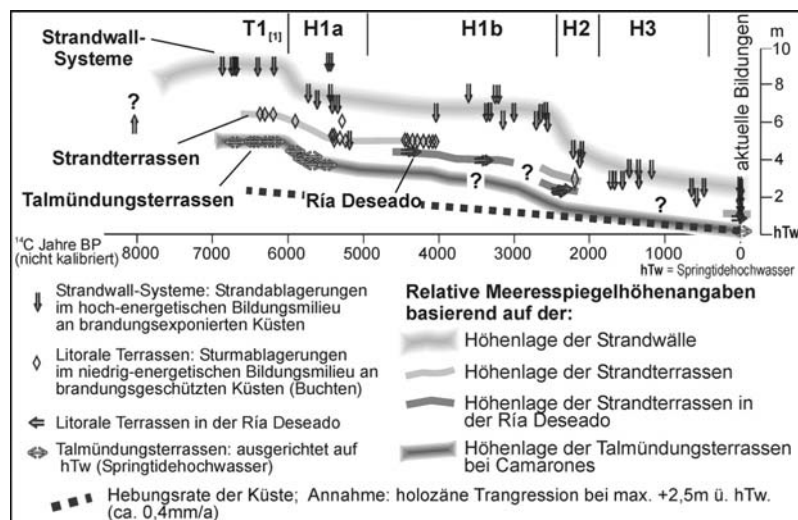


Abb. 7: Rekonstruktion der relativen Veränderungen des holozänen Meeresspiegels an der patagonischen Atlantikküste für die verschiedenen litoraler Formen. Die gestrichelte Linie zeigt die Größenordnung der hydro-isostatischen Heraushebung der Küste.

Eine langsame, hydro-isostatische Heraushebung der Küste, wie sie seit längerer Zeit in geophysikalischen Modellen (s.o.) angenommen wird, dürfte im Holozän und sicherlich bereits schon seit dem ausgehenden Spätglazial stattgefunden haben. Geht man dabei von einer kontinuierlichen Heraushebung aus, die sich allerdings zum Jungholozän hin eher abschwächen sollte, dann erreichte sie in den vergangenen 6900 14C-Jahren eine Größenordnung von etwa 0,3 – 0,4 mm/a. Dieser Schätzung liegt ein 2 - 3 m höherer Meeresspiegel während des holozänen Transgressionsmaximums und eine entsprechend eustatisch korrigierte Höhenlage über Tidehochwasser der T1[1]-Talmündungsterrassen zugrunde (Abb. 7). Verwendet man die Höhenlagen der Strandwallssysteme, die sehr stark von der Brandungsexposition der Küste und der Stärke der Stürme abhängig sind, dann ergibt sich eine etwas höhere Hebungstendenz in der Größenordnung von etwa 0,5 – 0,7 mm/a.

Die 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 belegen, 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 (Strandwallssysteme, 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. Diese tiefere Lage des Meeresspiegels spiegelt sich auch in der plötzlich deutlich verringerten Höhenlage der H1a-Strandterrassen und in der mehrheitlich geringeren Höhenlage der in dieser Zeit entstandenen H1a-Strandwallssysteme wider (Abb. 7).

Zwischen ca. 6000 – 2600 14C BP stagnierte 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 expositionsbedingt oder durch die etwas stärkere isostatische Heraushebung der älteren Formen erklärbar.

Ein weiteres in kurzer Zeit erfolgtes und insofern sicherlich eustatisch verursachtes 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 genauere Informationen über die Lage des Meeresspiegels in diesem Zeitraum fehlen.

Insgesamt ist also bisher belegbar, dass die seit dem holozänen Transgressionsmaximum erfolgten eustatischen Meeresspiegelabsenkungen an der patagonischen Atlantikküste ungefähre Größenordnungen von jeweils einem (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 kontinentalen Vergletscherungen auf der Erde notwendig waren. Umgekehrt resultiert aus der Gesamtsumme der beiden postulierten eustatischen Meeresspiegelabsenkungen, 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 Heraushebung der Küste verstärkt. Die Ursache für die extrem hohe Lage der mittelholozänen T1[1]- und H1-Strandwälle gegenüber den anderen im niedrig-energetischen Küstenmilieu gebildeten litoralen Formen der Strandterrassen und Talmündungsterrassen könnte darin liegen, dass während ihrer Bildung extremere Stürme auftraten als in der jüngeren Vergangenheit.

4 Schlussfolgerungen

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 Strandwall-Lagunen-Systeme, Strandterrassen und Talmündungsterrassen nachgewiesen und deren Alter über 14C-Datierungen an eingelagerten beidschaligen Muscheln bestimmt werden. Dabei wurde kein Widerspruch zu unserer bisherigen Auffassung gefunden, wonach die mittel- und südpatagonische Atlantikküste im jüngeren Quartär keine starke 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 pleistozänen Vereisungsgebiete zunehmende glazial-isostatische Heraushebung der Küste kann ausgeschlossen werden. Insofern hängt die aktuelle Höhenlage der im Küstenraum verbreiteten litoralen Terrassen

zunächst davon ab, ob diese in einem brandungsgeschützten niedrig-energetischen, oder in einem brandungsexponierten hoch-energetischen oder in 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 – 0,4 mm/a (0,3 – 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 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. 1950 cal BP).

Diese Aspekte erschweren natürlich eine überregionale Korrelation der Meeresspiegelentwicklung im Untersuchungsgebiet mit den wenigen bis heute vorliegenden stratigraphisch und geochronologisch gut abgesicherten Informationen aus anderen Küstengebieten an der südamerikanischen Atlantikküste. Insgesamt zeigen sich jedoch gewisse Parallelisierungen bzw. ähnliche Entwicklungen, die bei Schellmann & Radtke (2007) dargestellt sind.

Danksagung

Wir sind der DFG (Sche 465/2-1) und den Universitäten Bamberg und Köln sehr dankbar für die gewährten finanziellen Unterstützungen der Untersuchungen. Für die zahlreichen ^{14}C -Datierungen bedanken wir uns herzlich bei Dr. Bernd Kromer (Universität Heidelberg) und allen Mitarbeitern im AMS- ^{14}C -Labor der Universität Erlangen.

Literatur

- Codignotto, J.O., R.R. Kokot & S.C. Marcomini (1992): Neotectonism and sea level changes in the coastal zone of Argentina. *Journal of Coastal Research* 8, 125-133.
- Gordillo, S., G.G. Bujalesky, A. Pirazzoli, J.O. Rabassa & J.-F. Saliège (1992): Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 99, 41-54.
- Guilderson, T.P., L. Burckle, S. Hemming & W.R. Peltier (2000): Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1.
- Isla, F.I. (1993): Overpassing and armouring phenomena on gravel beaches. *Marine Geology* 110, 369-376.
- Isla, F.I. & G.G. Bujalesky (2000): Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 170, 105-122.
- Isla, F.I., G.G. Bujalesky, M.L. Galasso & C.G. de Francesco (2005): Morphology, grain-size and faunistic composition of the macrotidal beaches of Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, 435-445.
- Isla, F.I., F.E. Vilas, G.G. Bujalesky, M. Ferrero, G. González-Bonorino & A. Arche-Miralles (1991): Gravel drift and wind effects on the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 97, 211-224.

- Milne, G.A., A.J. Long & S.E. Bassett (2005): Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews* 24, 1183-1202.
- Peltier, W.R. (2002): On eustatic sea level history: Last glacial Maximum to Holocene. *Quaternary Science Reviews* 21, 377-396.
- Rabassa, J., A. Coronato, G. Bujalesky, M. Salemme, C. Roig, A. Meglioli, C. Heusser, S. Gordillo, F. Roig, A. Borrromei & M. Quattrocchio (2000): Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68-71, 217-240.
- Rostami, K., W.R. Peltier & A. Mangini (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.
- Schellmann, G. (1998a): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). *Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen. Essener Geographische Arbeiten* 29, 216 S. 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: Blotvogel, H.H., J. Ossenbrügge. & G. Wood (Hrsg.): *Lokal verankert – Weltweit vernetzt. Verhandlungsband des 52. Deutschen Geographentages, Hamburg 4. – 9. Oktober 1999*, 101-110, Stuttgart.
- Schellmann, G. & U. Radtke (2000): ESR dating of stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). *Quaternary International* 68-71, 261-273.
- Schellmann, G. & U. Radtke (2003): Coastal terraces and Holocene sea-level changes along the Patagonian Atlantic coast. *Journal of Coastal Research* 19, 983-996.
- Schellmann, G. & U. Radtke (2007): Neue Befunde zur Verbreitung und chronostratigraphischen Gliederung holozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Argentinien) - Zeugnisse holozäner Meeresspiegelveränderungen. *Bamberger Geogr. Schr.* 22, Bamberg (im Druck).
- Simeoni, U., G. Fontolan & E. Colizza (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.
- Vilas, F., A. Arche, M. Ferrero & F. Isla (1999): Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 160, 301-326.

Adresse

Prof. Dr. Gerhard Schellmann
Lehrstuhl für Physische Geographie und Landschaftskunde, Universität Bamberg
Am Kranen 1
D-96045 Bamberg

gerhard.schellmann@ggeo.uni-bamberg.de