



5000 Jahre Tsunami-Geschichte am Kap Pakarang (Thailand)

Nils-Peter Neubauer¹, Dominik Brill², Helmut Brückner¹, Dieter Kelletat³, Sander Scheffers⁴
& Andreas Vött⁵

¹Universität zu Köln, Deutschland

²Philipps-Universität Marburg, Deutschland

³Universität Duisburg-Essen, Deutschland

⁴Southern Cross University, Lismore, NSW, Australien

⁵Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Deutschland

Abstract

The 2004 Indian Ocean Tsunami (IOT), generated by an exceptionally strong rupture of the Sunda Arc, devastated vast coastal areas all around the Indian Ocean. Besides killing > 230,000 people and massively destroying human infrastructure its impact became particularly noticeable by erosion and deposition of coastal sediments. Since historical tsunami records are rare in the countries around the Indian Ocean, this geological evidence is of great importance to identify similar events which may have occurred in the past. We studied depositional features of the IOT at Cape Pakarang (SW Thailand) and used them as a reference for potential palaeoevents in the sedimentary record. Amongst others the 2004 tsunami left a sheet of sand commonly several centimeters thick in the coastal plain and dislocated boulders of up to 20 t. For the impact of potential palaeotsunamis we found two indicators: (1) the sediments of the coastal plain were sampled by means of vibra coring. We identified two allochthonous event layers, a homogeneous sandcap embedded in the deposits of a lagoon and a sheet of coral fragments, surrounded by shallow marine sand. For both, radiocarbon dating suggests an age of ca. 1100 cal BP. Due to correlation with contemporaneous palaeotsunami evidence from Northern Sumatra, India and Sri Lanka, the two event layers are interpreted as deposits of an 1100 year old palaeotsunami. (2) Dating 10 coral boulders on the reef platform produced ¹⁴C-age estimates between 4500 and 5300 cal BP, with two clusters at 5200 and 4700 cal BP. Additionally, all coral fragments from sediment cores revealed similar ages. Thus, the contemporaneous death of the dated corals point to the impact of two palaeoevents at 5200 and 4700 cal BP, which destroyed large parts of the former reef.

1 Einleitung

Am Morgen des 26. Dezember 2004 ereignete sich vor der Westküste Nordsumatras eines der stärksten jemals aufgezeichneten Erdbeben. Über Jahrhunderte hatten sich durch die Konvergenz zweier tektonischer Platten entlang der Subduktionszone des Sundabogens enorme Schubspannungen aufbauen können, die sich am Tage des Bebens innerhalb von Minuten entluden (Lay et al. 2005, Stein & Okal 2007) und einen katastrophalen Tsunami zur Folge hatten. Entlang vieler Küsten des indischen Ozeans kam es zu verheerenden Überflutungen mit Wellenhöhen von bis zu 30 m über mittlerem Hochwasser (m ü. MHW) im Nordwesten Sumatras (Goto et al. 2008) und etwa 12 m an der Küste von Khao Lak in Nordwestthailand (Kelletat et al. 2007). Lokal führte der Tsunami durch Erosion und die Umlagerung großer Sedimentmengen starke Veränderungen der Küstengeomorphologie herbei (Kelletat et al. 2007, Fagherazzi & Du 2008). Am Kap Pakarang wurde eine durch den normalen Küstenlängstransport zuvor akkumulierte Kapspitze komplett abgetragen und der Strand samt Strandwallsystem um 30 m zurückverlegt. Kleinräumig kam es im Bereich des Kaps aber auch zur Ablagerung einer bis zu 20 cm mächtigen Schicht aus marinen Sanden, die den Feinablagerungen des Tsunami von 2004 an anderen Lokalitäten Thailands (z.B. Hawkes et al. 2007, Naruse et al. 2010) ähnelt. Im Zuge dieser geomorphologisch-sedimentologischen Umgestaltung tauchte auf einer

intertidalen, abgestorbenen Riffplattform an der Westseite des Kaps zudem ein Blockfeld auf, das von abgestorbenen Riffblöcken mit einem Gewicht von bis zu 20 t gebildet wird (Goto et al. 2007, 2010). Die starken naturräumlichen Veränderungen am Kap Pakarang verdeutlichen idealtypisch das Erosions- und Sedimentationspotential des Sumatra-Andamanen-Tsunami. Im Falle von prähistorischen Vorgängerereignissen mit ähnlichen Magnituden könnten deshalb auch nachweisbare Spuren von Paläotsunamis in den sedimentären Geoarchiven der betroffenen Küstenabschnitte überliefert sein. Da im Gebiet um den Indischen Ozean keine weit zurückreichenden historischen Aufzeichnungen über Tsunamis existieren (Dominey-Howes et al. 2007), kommt geologischen Archiven eine besonders bedeutende Rolle bei der Bestimmung von Auftrittshäufigkeiten extremer Wellenereignisse zu (Jankaew et al. 2008, Monecke et al. 2008). Sie tragen damit entscheidend bei zur Beantwortung der Fragen: „Wo, wie und wann bzw. wie oft?“, deren Klärung die Grundlage für ein präzises und sinnvolles Risikomanagement darstellt (Jaffe & Gelfenbaum 2002, Brückner & Brill 2009).

2 Ziele

Die sedimentologisch-geomorphologischen Hinterlassenschaften des Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 am Kap Pakarang sollen als Referenz für die Identifizierung potenzieller Vorläufer dieses Ereignisses verwendet werden. Neben der Betrachtung feinkörniger Ablagerungen liegt ein besonderer Fokus darauf, die Herkunft und zeitliche Genese des Blockfeldes und die an seiner Entstehung beteiligten Prozesse zu eruieren. Die Hauptziele sind:

1. die Erfassung der sedimentologisch-geomorphologischen Hinterlassenschaften des Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 am Kap Pakarang,
2. die Suche nach Signaturen möglicher Paläotsunamis in den sedimentären dortigen Geoarchiven,
3. die Rekonstruktion der Genese des Blockfeldes.

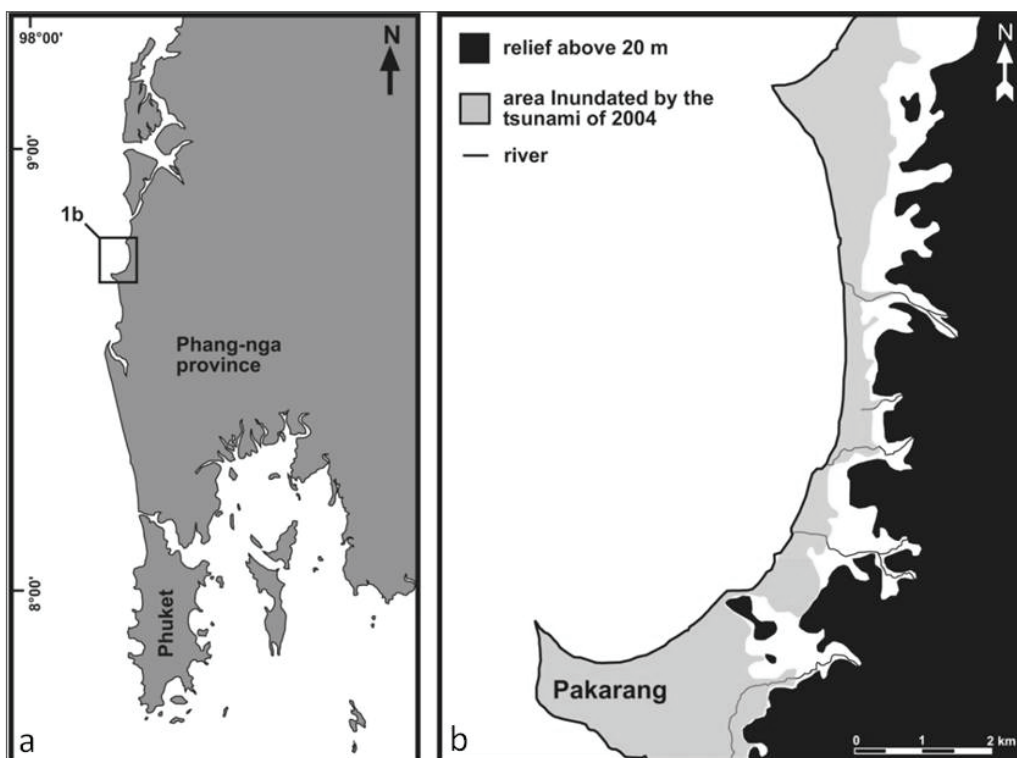


Abb. 1: (a) Übersichtskarte zur Westküste Thailands im Gebiet zwischen Ranong und Phuket.
(b) Übersichtskarte des Kap Pakarang mit Überflutungsflächen des Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 (nach Fujino et al. 2008).

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

In Feldkampagnen vom 17. November bis zum 13. Dezember 2008 und vom 04. März bis zum 05. April 2010 wurden im Rahmen des DFG-Projektes TRIAS-COAST (Tracing tsunami impacts in coastal geo- and bio-archives along the west coast of Thailand) entlang der Nordwestküste Thailands geomorphologisch-sedimentologische Untersuchungen zum Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 und zu Vorgängerereignissen durchgeführt. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Darlegung der Ergebnisse zum Kap Pakarang, 13 km nördlich von Khao Lak (Hochwert: 8° 72' 71,2" N, Rechtswert: 98° 22' 55,9" E; Abb. 1).

Physisch-geographische Charakteristika des Kap Pakarang

Das Wort „Pakarang“ bedeutet im Thailändischen „Korallen“. Tatsächlich wird der Vorsprung dieses Kaps von einer Riffplatte gebildet, die durch Sedimentation mit dem östlich anschließenden Hinterland verbunden wurde. Das Kap wurde durch den Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 geomorphologisch stark verändert. Ein Vergleich von Satellitenbildern, die vor und nach dem Tsunami aufgenommen wurden, zeigt, dass der Tsunami von 2004 die schmale Nordwestspitze des Kaps erodierte und die Westküste des Kaps um mindestens 30 m landwärts verlagerte (Abb. 2b und 2c). Auch der nordostexponierte Teil des Kaps wurde durch die Lee-Erosion bzw. durch die Auskolkung der über das Kap und die Straße flutenden Tsunamiwellen um mindestens 30 m erodiert. Die Aufnahme vom 29. Dezember 2004 (Abb. 2b) verdeutlicht, dass die nördliche Spitze des Kaps komplett abgetragen wurde. Derzeit ist sie im Begriff, sich durch die Akkumulation von Korallenschutt und Sand wieder neu aufzubauen. Im November 2008 war sie jedoch noch nicht weit genug entwickelt, um die östlich anschließende Bucht vor der Erosion durch Wellen und Strömungen zu schützen. Vor Ort waren frische Abrasionsspuren an Lockermaterial und Böden zu erkennen. Weitere Auffälligkeiten sind die durch den Tsunami angelegten *inlets* auf beiden Seiten des Kaps, der ausgedünnte Bewuchs sowie die nach dem Tsunami auf der Riffplatte auftauchenden Korallenblöcke (Abb. 2a). Laut Augenzeugenberichten wurde der Strand samt Strandwall an der Westseite größtenteils ebenfalls abgetragen (Abb. 2d).

Die Riffplatte im Westen des Kaps fällt bei mittlerem Niedrigwasser weitflächig trocken und liegt damit für die Lebensbedingungen von Korallen zu hoch, worin der Grund für das völlige Absterben des Riffes zu sehen ist und nicht in der ebenfalls auffälligen Sedimentbedeckung der Riffplattform. Kleinere lebende Korallen siedeln lediglich in tieferem Wasser auf alten, abgestorbenen Korallenblöcken am Fuß der Riffkante, die bis 500 m seewärts des Strandes liegt. Von hier stammt das Material der sich neu bildenden Spitze des Kaps und des groben Strandes; beide sind zu großen Teilen aus Korallenschutt zusammengesetzt. Seit dem Tsunami vom 26.12.2004 sind abgestorbene Korallenblöcke ebenfalls auf der Riffplatte zu sehen, wobei bislang unklar ist, ob sie lediglich durch den Tsunami exhumiert wurden, also schon vorher unter einer Schicht von Litoralsedimenten vorhanden waren, oder erst durch die Kraft des Tsunami von 2004 auf die Riffplatte gelangten. Das gesamte Blockfeld erstreckt sich über eine Länge von etwa 1 km parallel entlang der Westseite des Kaps und hat eine maximale Breite von 400 m. Nach Goto et al. (2008) haben die Blöcke ein Maximalgewicht von 10 t bis 20 t. Keiner dieser Blöcke wurde nach dem Tsunami von 2004 erneut verlagert. Die größten durch Sturmwellen transportierten Blöcke des nach 2004 aufgebauten Strandwalles haben ein um den Faktor 1000 geringeres Volumen als die Blöcke auf der Riffplatte. Ein Großteil der Blöcke zeigt gut erhaltene Wachstumsstrukturen der *Porites*-Korallenkolonien, die keine frischen Bruchstellen, sondern im Gegenteil mehr oder weniger stark verwitterte Bohrmuschellöcher aufweisen. Folglich waren die Blöcke schon lange vor dem Tsunami von 2004 abgestorben und haben für die Lithophagen frei zugänglich in der Wassersäule oder im Litoralsediment gelegen.

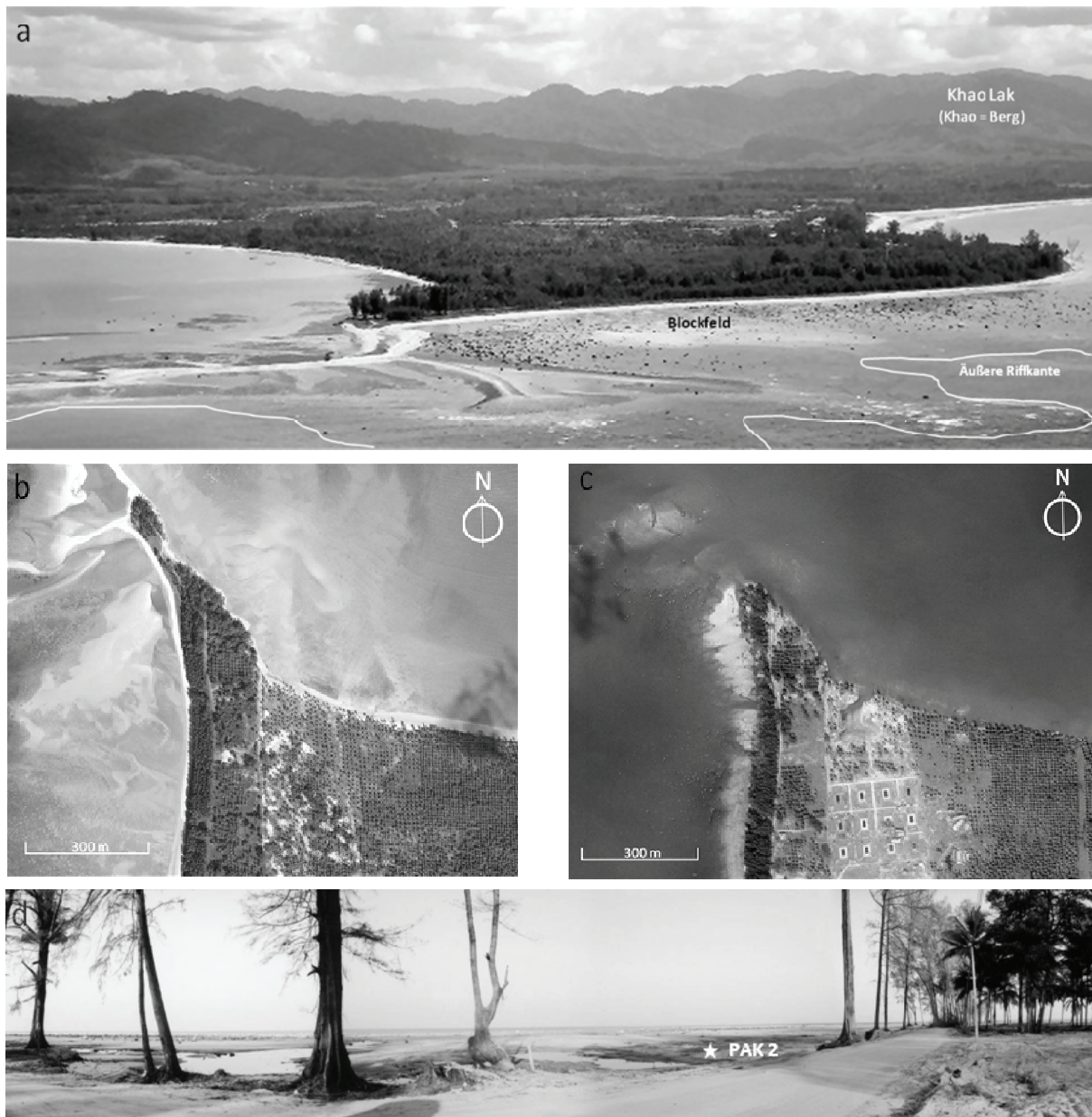


Abb. 2: (a) Luftbild (www.Khaolak.de; aufgenommen einige Jahre nach dem Tsunami von 2004 bei Niedrigwasser) aus nordwestlicher Richtung auf das Kap Pakarang mit der anschließenden weitläufigen Ebene aus Alluvionen. Im Hintergrund das Lak-Gebirge als Teil der Phuket-Kette (www.khaolak.de). (b) Kap Pakarang bei Niedrigwasser vor dem Tsunami von 2004. Ikonos-Satellitenbild vom 13. Januar 2003 (CRISP, NUS 2003). (c) Kap Pakarang bei Hochwasser nach dem Tsunami von 2004. Ikonos-Satellitenbild vom 29.12.2004 (CRISP, NUS 2004). (d) Blick in nordwestlicher Richtung auf die Spitze des Kap Pakarang unmittelbar nach dem Tsunami 2004 (Foto: J. Krull).

Insgesamt unterlag das Kap Pakarang seit dem Tsunami von 2004 sehr starken geomorphologischen Veränderungen. Der Aufbau der neuen Kapspitze geschieht einerseits durch den nordwärts gerichteten Küstenlängstransport unter Ausbildung eines frischen und sich stetig nach NW verlängernden Hakens, sowie andererseits durch die Ablagerung von größerem Korallenschutt durch Sturmwellen und Springtiden. Deutlich wird dies durch den Aufbau schmaler, bis 50 cm hoher Strandwälle aus Korallenschutt auf der Spitze des Kaps. Zudem bildet sich durch die Wellenrefraktion auf der

Nordostseite des Kaps ein Wirbel aus, der im Uhrzeigersinn drehend Material aus der östlich gelegenen Bucht nach Westen zur Kapspitze transportiert. Wie Abb. 2b zeigt, wies das Kap vor dem Tsunami-Ereignis 2004 in unmittelbarer Strandnähe einen dichten Bewuchs vor allem von Kasuarinen unterschiedlichen Alters auf. Östlich an diese anschließend ist auf dem Satellitenbild vom 13. Januar 2003 eine Palmenplantage zu erkennen. Obwohl zahlreiche Bäume durch den Tsunami entwurzelt und davon getragen wurden, scheint sich der Bewuchs im Jahr 2008 größtenteils wieder verdichtet zu haben. Neben älteren Kasuarinen, die trotz der Wurzelfreilegung durch den Tsunami stehen geblieben sind, gab es wieder einen relativ dichten jüngeren Baumbewuchs (< 4 Jahre) von mittlerer Höhe. Außerdem wurde nach dem Tsunami-Ereignis bis zum November 2008 landwärts des Blockfeldes wieder ein Strandwall von mehr als 1,5 m relativer Höhe (und Rücktiefe von > 1,3 m) aus relativ unsortiertem feinen Korallenbruch und Sand aufgebaut, der inzwischen eine erste Vegetationsdecke aus Ipomöa aufweist. Er belegt gleichzeitig, dass Strandwallbildung (aufgrund höherer (Sturm-) Wellen) auch an der Ostküste des Golfes von Bengalen regelhaft vorkommt, wie auch die etliche 1000 Jahre alten Strandwallsysteme u.a. der Insel Phra Thong im Norden beweisen.

Methoden

Neben einer eingehenden geomorphologischen Analyse des Kaps wurden acht Rammkern-Sondierungen durchgeführt, die eine maximale Tiefe von 8 m unter Geländeoberfläche (m u. GOF) erreichten. Die gezogenen Sedimentkerne wurden im Gelände nach den Vorgaben der Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005) angesprochen und beprobt. Die an die Feldkampagne anschließend im Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln durchgeführten geochemischen und granulometrischen Analysen des Probenmaterials sowie Radiokohlenstoffdatierungen ergänzten die Befunde. Ermittelt wurden die geochemischen Parameter organische Substanz, Karbonatgehalt, pH-Wert und Leitfähigkeit; außerdem erfolgte eine Korngrößenbestimmung mittels Sieb- und Schlämmanalyse. Die Bestimmung von organischer Substanz und Karbonatgehalt basierte auf der Ermittlung des organisch gebundenen Kohlenstoffs und des Gesamtkohlenstoffgehalts mit dem Elementaranalysator. Die stratigraphische Einordnung erfolgte mittels ¹⁴C-AMS-Datierung kohlenstoffhaltigen Probenmaterials in den Laboren der University of Georgia in Athens (USA) und von Beta Analytics in Miami (USA). Zur Berechnung kalibrierter Alter mit der OxCal 4.01 Software wurde auf Reimer et al. (2004) für terrestrisches Material und Hughen et al. (2004) für marine Proben zurückgegriffen. Gemäß Southon et al. (2002) wurde ein Reservoirereffekt von 400 Jahren angenommen. Alle im Text verwendeten Altersangaben beziehen sich auf 2 σ Signifikanzintervalle.

Lokalisierung der Bohrungen

Die Bohrungen PAK 1 bis 4 inklusive des Aufschlusses PAK 3 wurden auf dem nördlichen Ende des Kap Pakarang abgeteuft (Abb. 3a). PAK 1 und 2 befinden sich in einer Senke, die sich an den post-Tsunami 2004 gebildeten Strandwall an der Westseite des Kaps anschließt (Abb. 3b). Abb. 2d zeigt das Kap Pakarang unmittelbar nach dem Tsunami von 2004 mit Blick in nordwestlicher Richtung. Der Bohrstandort PAK 2 ist in diesem Bild mit einem Stern markiert. Die Unterspülungen der Baumstämme wie auch eine Erosionsrinne auf der linken Seite des Bildes belegen, dass die herannahenden Tsunamiwellen zwar kanalisiert wurden, aber insgesamt die Oberfläche der Westseite des Kaps denudativ abgetragen wurde. Das oberflächennahe Material – vor allem des sich neu gebildeten Strandwalls aber auch der Strandsenke – ist daher sehr jung und auf die normale Strandsedimentation zurückzuführen. Auf dem Strandwall wurde auch 2008 durch Sturmfluten und Springtiden noch beständig Material in Form von Korallenbruch (bis Ø 40 cm) und Korallensand akkumuliert (Höhe des Strandwalls bis ca. 1,80 m ü. MHW). Die eigentliche Strandlinie wurde durch den Tsunami 2004 um etwa 30 m landwärts verlegt; sie befindet sich mittlerweile jedoch wieder in etwa in der Position von vor 2004. Entsprechend muss das oberflächennahe Material der Bohrungen PAK 1 und 2 post-tsunami sein. Die Standorte PAK 3 und 4 befinden sich am Rand einer weitläufigen Bucht auf der Leeseite des Kaps bezüglich der rezenten Küstenströmung und der Tsunamiwellen von 2004, von PAK 1 und 2 in östlicher Richtung etwa 115 m entfernt.

An dieser Stelle kam es im tidalen Bereich unmittelbar am Strand zu einer besonders starken Auskolkung durch den Tsunami. Dennoch wurde eine bis 30 cm mächtige Sandschicht abgelagert, die in den Bohrungen der Westseite nicht existierte. Lediglich im Panoramabild (Abb. 2d) sieht man, dass auch dort die Straße von einer dünnen Sedimentschicht bedeckt wurde.

Die Bohrungen PAK 5, 20, 21, 22 und 23 befinden sich weiter östlich der Kapspitze im Bereich der holozänen Küstenebene (Abb. 3a).

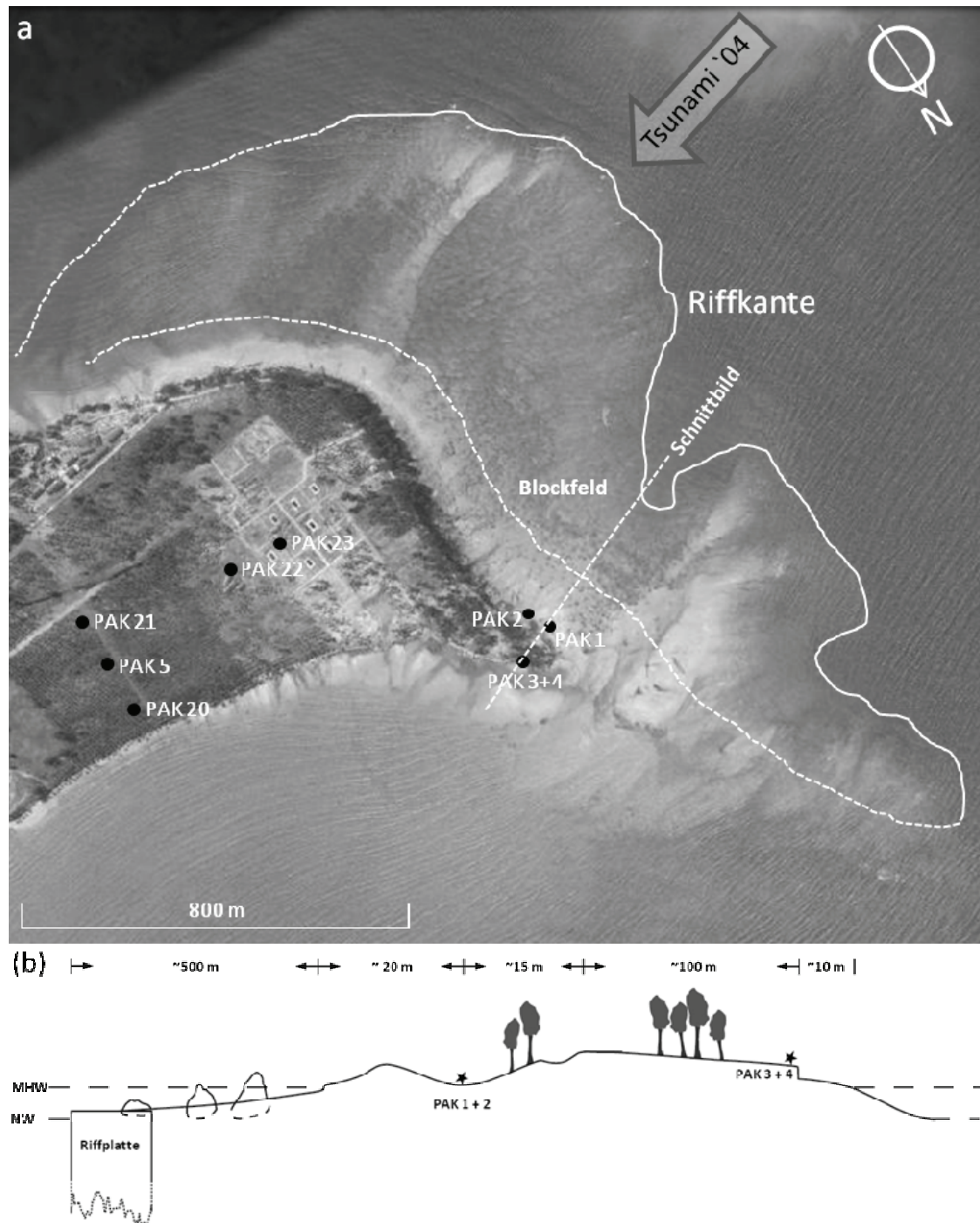


Abb. 3: (a) Satellitenbild vom 2. Februar 2005 mit Bohrstandorten und dem Verlauf der Riffkante. Die gestrichelte Linie markiert den vermuteten, unter Sedimenten bedeckten Verlauf (Google Earth). (b) Profilschnitt des Kap Pakarang (Nov. 2008). Von West nach Ost, wie in Abb. 3a durch die gestrichelte Linie dargestellt.

4 Beschreibung der Bohrprofile

Wie in Abb. 4 dargestellt, konnten die am Kap Pakarang abgeteuften Bohrprofile über die korrekte Einordnung ihrer jeweiligen Höhenlage miteinander korreliert werden. Unter Einbeziehung der Ergebnisse aller durchgeführten Analysen (die detaillierte Auswertung ist in Abb. 5 beispielhaft für PAK 4 dargestellt) wird ersichtlich, dass sich bestimmte Sedimenttypen und Sedimentsequenzen in allen Bohrungen wieder fanden, weshalb eine generalisierende Faziesklassifikation in fünf Sedimenttypen (Abb. 4) vorgenommen werden konnte.

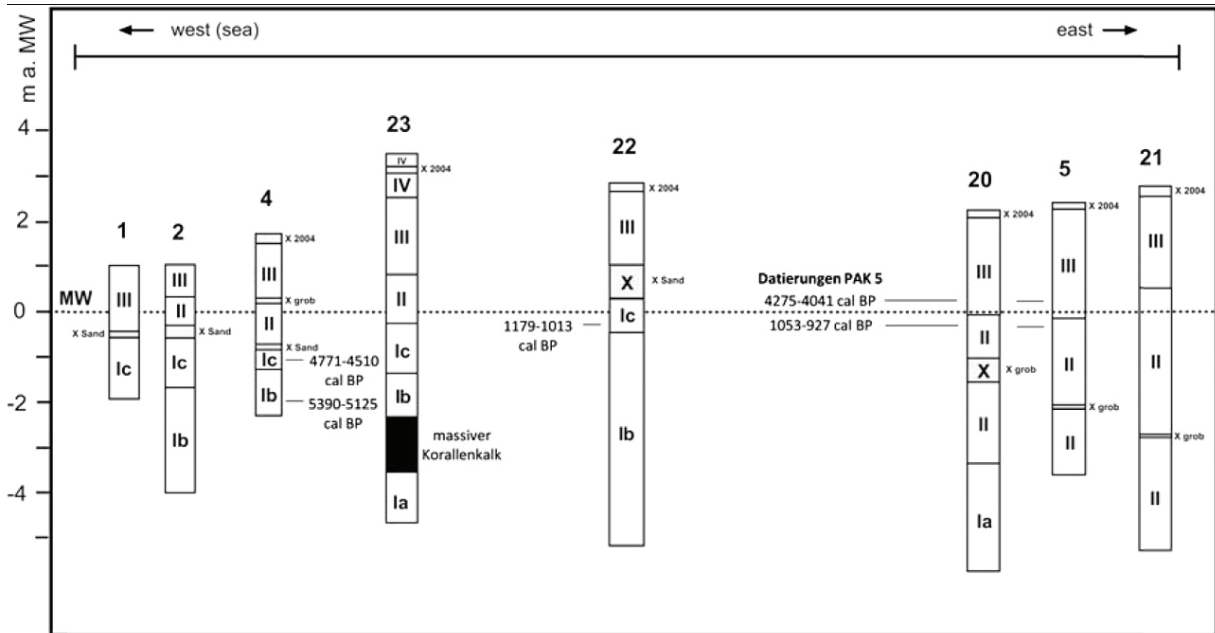
Unter Faziestyp I werden graue, schluffige Sedimente zusammengefasst, die im Basisbereich aller Bohrungen außer PAK 5 und PAK 21 vorzufinden sind. Diese Fazies lässt sich anhand ihrer Nebenbestandteile in Form von Korallen- und Muschelbruch sowie anhand des Anteils der Sandfraktion in drei aufeinander folgende Varianten untergliedern. Faziestyp Ia kommt im Basisbereich der Bohrungen PAK 20 und PAK 23 vor und wird durch ein graues, homogenes, sehr feinkörniges Sediment repräsentiert, das keinerlei Grobklasten enthält. Im Unterschied dazu weist Fazies Ib, die in PAK 23 bei 2,50 m u. MW Fazies Ia ablöst, einen hohen Anteil an Korallenfragmenten auf und erhält dadurch eine bi- bzw. multimodale Korngrößenverteilung. Auch bei den Bohrungen PAK 2, 4 und 22 tritt dieser Faziestyp auf. Ein in Fazies Ib eingelagertes Korallenfragment aus PAK 4 (#4969 in Tab. 1) datiert auf 5390-5125 cal BP. In allen Bohrungen auf der Westseite des Kaps wird Faziestyp Ib schließlich durch Sedimente vom Typ Ic abgelöst, die sich durch einen höheren Sandanteil auszeichnen. Ein Korallenfragment aus Bohrung PAK 4 datierte auf 4771-4510 cal BP (#4968 in Tab. 1), während Holzreste aus PAK 22, geborgen im obersten Bereich der Fazies, ein Alter von 1179-1013 cal BP liefern.

Tab. 1: ¹⁴C-datierte Materialien aus den Bohrungen PAK 4 und PAK 5. Labor: Center for Applied Isotope Studies (CAIS) der Universität Georgia, Athens (USA). ¹⁴C conv BP: konventionelles Alter in Jahren vor heute (= vor 1950), cal BP: kalibriertes Alter in Jahren vor heute (1950), cal AD/BC: kalibriertes Alter in Jahren v. Chr. / n. Chr. Die Kalibrierung erfolgte mit IntCal 04 (Reimer et al. 2004) und Marine 04 (Hughen et al. 2004) für *marine Proben mit $\sigma = 2$. Nach Southon et al. (2002) wurde ein Reservoireffekt von 400 Jahren berücksichtigt.

Labor-nummer	Proben-nummer	Tiefe u. GOF (m)	Tiefe u. MHW (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C conv BP	cal BP	Cal AD/BC
4968	PAK 4/6 K	2,75	1	Korallenbruch	-1,00	4440±30	4771-4510*	2822-2561 BC*
4969	PAK 4/7 K	3,57	1,82	Korallenbruch	-2,40	4930±30	5390-5125*	3441-3176 BC*
4970	PAK 5/10 K	2,35	(+) 0,15	Korallenbruch	-1,40	4100±30	4275-4041*	2326-2092 BC*
4971	PAK 5/11	2,65	0,15	Rinde o.	-27,50	1060±25	1053-927	898-1023 AD
8054	PR	2,65	0,4	Wurzel	-28,40	1190±25	1179-1013	771-937 AD
	PAK 22/11			Rinde				

Die Sequenz wird durch eine graue Sandlage (X_{Sand}) abgeschlossen, das in den Bohrungen PAK 2 und PAK 4 in den Faziestyp II übergeht. Ein deutliches Kennzeichen für die anschließend einsetzende Milieuänderung stellt ein Umschlag der bisher gräulichen Ablagerungen zu ockerfarbenen Sedimenten dar. Ihre Eigenschaften werden im Faziestyp III zusammengefasst. Diese Sedimente bildeten vor dem Tsunami von 2004 die Geländeoberfläche und werden in fast allen Bohrungen von den Ablagerungen des Tsunami von 2004 (X_{2004}) überdeckt. Lediglich an der Westseite des Kaps gibt es, wie bereits beschrieben, auf Grund vorherrschender Erosion keine Tsunamite. Das Sediment von Faziestyp III wurde hier überwiegend post-Tsunami 2004 abgelagert.

Im östlichen Teil des Kaps (PAK 5, 20 und 21: Abb. 4) wurden anstatt der Sedimente des Typs I überwiegend homogene, graue Feinsande (Typ II) erbohrt, die im Niveau des rezenten Meeresspiegels von den gelblichen Ablagerungen der Fazies III überdeckt werden. Stellenweise folgt auf Fazies III noch eine Schicht rötlicher, unsortierter und äußerst kompakter Sedimente (Typ IV), die einen hohen Anteil von anthropogenem Grobmaterial aufweisen. Eingebettet in Fazies II konnte eine weitere allochthone Lage aus Korallenfragmenten (Faziestyp X_{grob}) nachgewiesen werden. Pflanzenreste aus



Typ	Beschreibung	geochemische Charakteristika
I)	graues schluffiges Sediment	
la)	Ut - Us, steril, homogen	relativ hohe Werte für: pH, Leitfähigkeit, Gehalt an organischer Substanz, CaCO ₃
lb)	Ut - Ls, multimodale Verteilung durch Einlagerung von Grobklasten (Korallenbruch bis 2,5 cm im Durchmesser)	
lc)	Us - Su, sandiger als Ib, multimodale Verteilung durch Einlagerung von Grobklasten (Korallenbruch bis 2,5 cm Länge), Sandschicht im Hangenden	
II)	grauer Feinsand (SI2)	
	sehr gut sortiert, homogen, sehr vereinzelt Muschel- und Pflanzenreste sowie Korallenbruch (bis 3,5 cm Länge)	relativ geringe Werte für: Gehalt an organischer Substanz, Leitfähigkeit relativ hohe Werte für: pH, CaCO ₃
III)	ockerfarbener Sand (S)	
	Korallensand, schlecht sortiert, zahlreiche Korallen- und Beachrockfragmente, Muschelfragmente bis 1 cm Durchmesser, teilweise Wurzelreste	relativ hohe Werte für: CaCO ₃ , pH mittlere Werte für: Gehalt an organischer Substanz geringe Leitfähigkeit
IV)	rötliche Ablagerung (SI)	
	lehmiger Sand mit anthropogenem Schutt (künstliche Aufschüttung)	unbestimmt
X)	allochthone Lagen	
X ₂₀₀₄)	Sedimente des Sumatra-Andamanen-Tsunami 2004	divers
X _{Sand})	Sandcaps (mS, gut sortiert, Muschelbruch) oberhalb an Ic anschließend	Rückgang der Werte für: Gehalt an organischer Substanz, Leitfähigkeit
X _{grob})	Einschaltung gröbkörnigen Lagen mit hohem Anteil von Korallenfragmenten	divers

Abb. 4: Räumliche Korrelation der generalisierten Bohrprofile und Faziesklassifikation der Bohrungen am Kap Pakarang.

PAK 5 (#4971, Tab. 1) liefern ein ^{14}C -Alter von 1053-927 cal BP für den obersten Bereich von Fazies II. Aus den darüber folgenden Ablagerungen des Typs III liegt ein auf 4275-4041 cal BP datiertes Korallenfragment (#4970, Tab. 1) vor.

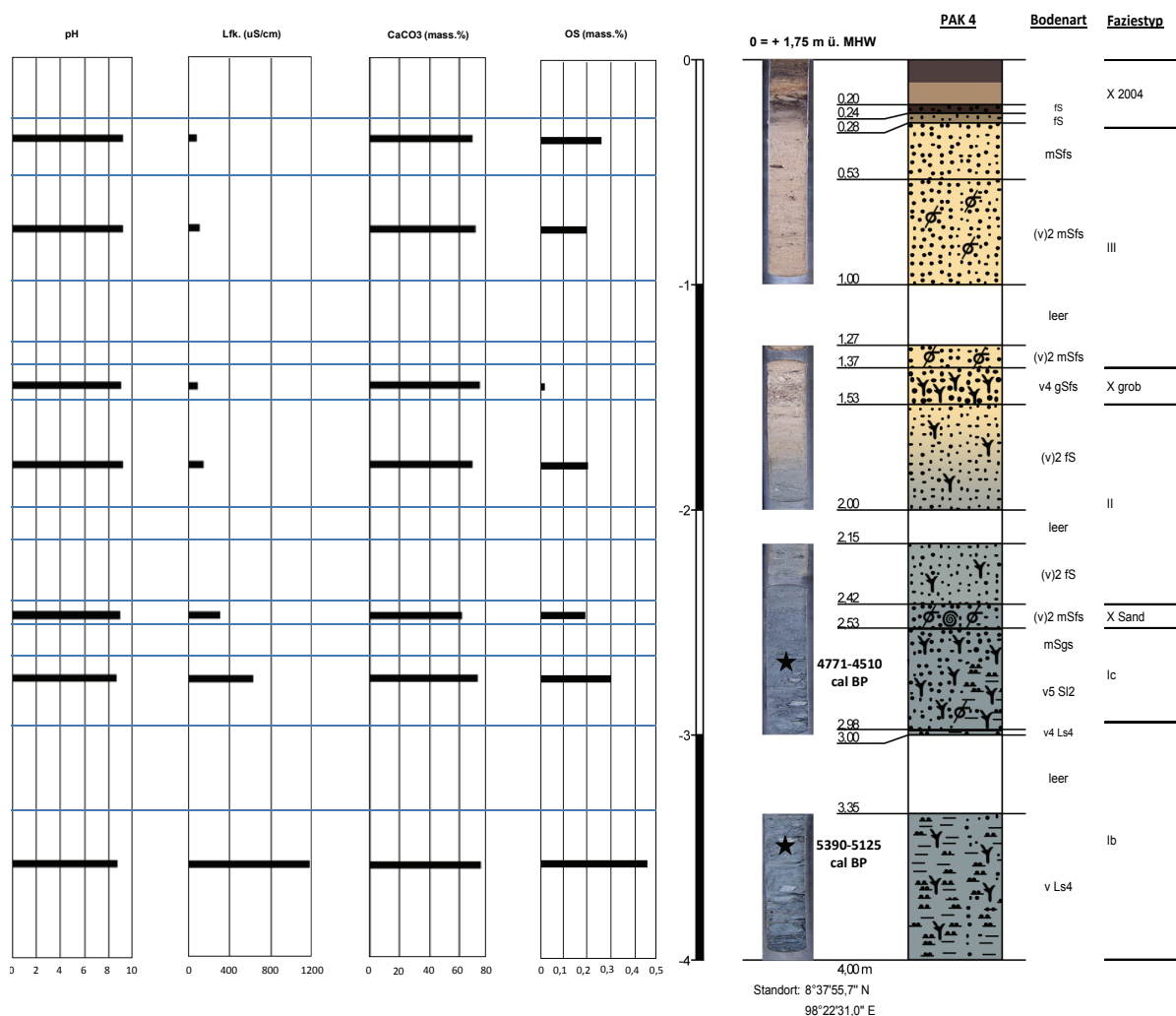


Abb. 5: Profildarstellung der Bohrung PAK 4 mit ausgewählten geochemischen Parametern.

5 Diskussion

Interpretation der Paläomilieus

Abgesehen von PAK 5 und 21 tritt in allen Bohrkernen ein sehr feinkörniges Substrat (Faziestyp I) an der Basis auf, welches als autochthones Sediment nur im Bereich eines stillen Gewässers abgelagert worden sein kann. Die geochemische Analyse deutet eine Anreicherung mit Ionen bzw. einen erhöhten Elektrolytgehalt an (Abb. 5). Zudem konnte ein hoher Gehalt an CaCO_3 festgestellt werden, was unter Berücksichtigung des nichtkarbonatischen anstehenden Festgesteins für ein marin abgelagertes Sediment spricht. Die beschriebenen Charakteristika deuten insgesamt auf ein lagunäres Sedimentationsmilieu hin, also auf einen vor größerer Wellenwirkung abgeschirmten Stillwasserbereich.

In homogener Zusammensetzung (Typ Ia) liegt das beschriebene Stillwassersediment lediglich im Basisbereich der Bohrungen PAK 20 und PAK 23 vor, mit denen die größten Tiefen u. MHW erreicht wurden. In den weniger tiefen Bohrungen, wie auch im Anschluss an Fazies Ia in PAK 23, ist das lagunäre Feinsediment dagegen von Korallenbruch mit einer Größe bis 4 cm durchsetzt (Typ Ib), so

dass sich eine bi- bzw. multimodale Korngrößenverteilung ergibt. Der Transport dieser Grobklasten erfordert eine wesentlich höhere Energie als mit der Ablagerung des feinkörnigen Materials vereinbar wäre. Diese Diskrepanz kann aber dadurch erklärt werden, dass sich die autochthone Stillwassersedimentation in proximal zum Riff gelegenen Bereichen mit dem Eintrag von Korallenbruch, der bei stärkerem Wellengang auf der Riffplattform landwärts bewegt wurde, überlagerte.

In allen Bohrkernen im westlichen Bereich des Kaps, von PAK 1 bis 22 (Abb. 4), geht die tonig-schluffige Matrix von Faziestyp Ib zunächst graduell in ein sandigeres Substrat mit gleich bleibend hohem Gehalt an grobklastischem Korallenbruch (Typ Ic) über und wird schließlich von einer nur wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Sandlage, die keine Korallenfragmente enthält, überdeckt (Typ X_{Sand}). Dieser Mittelsand löst das lagunäre Sedimentationsmilieu ab. Da sich die Lage im Profil deutlich von den angrenzenden Schichten unterscheidet, wird sie als Ergebnis eines singulären Ablagerungsereignisses interpretiert, durch das die autochthone Sedimentation in der Lagune kurzzeitig unterbrochen wurde. Zahlreiche zerbrochene Muschelreste, die im Sediment eingearbeitet sind, deuten auf ein hochenergetisches Ereignis hin, ebenso die im Vergleich zu angrenzenden Schichten gröbere Körnung der Matrix.

Anders als bei den Bohrungen im Westen des Kaps konnte in PAK 5 und PAK 21 kein lagunäres Milieu (Typ I) nachgewiesen werden. Im Basisbereich liegt zwar ebenso ein Niedrigenergiemilieu vor, die Körnung ist jedoch gröber und entspricht den Sedimentationsbedingungen im Subtidal oder *foreshore*-Bereich (Typ II). Während Faziestyp II in PAK 5 und 21 das komplette Bohrprofil bis in das Niveau des rezenten Meeresspiegels einnimmt, überdecken die marinen Sande in den westlich gelegenen Bohrungen PAK 1 bis PAK 20 stellenweise die lagunären Sedimente. Als einzige Unterbrechung der ansonsten homogenen Feinsande ist in PAK 4, 5, 20 und 21 eine bis 10 cm mächtige Lage aus Korallenfragmenten (Typ X_{grob}) eingebettet, die als Ablagerung eines hochenergetischen Ereignisses (Sturm oder Tsunami) interpretiert wird.

Abgeschlossen werden alle Bohrprofile durch Sedimente des Faziestyps III. Neben der Körnung des Substrats, seiner Herkunft als Produkt der physikalischen Verwitterung von Korallen und den eingearbeiteten Nebenbestandteilen sprechen die geochemischen Parameter (hohe CaCO_3 -Werte, geringe Leitfähigkeit, verringerter Gehalt an organischer Substanz) für eine Strandablagerung. An der Westseite des Kaps wurde dieser Sedimenttyp post-Tsunami 2004 akkumuliert und formt den rezenten Strandwall.

Im Dezember 2004 kam es schließlich zur Ablagerung der durch den Run-up und Backwash des Sumatra-Andamanen-Tsunami mobilisierten Sedimente (Typ X_{2004}). Diese überlagern in PAK 4 Reste eines Bodens, der sich auf dem zuletzt beschriebenen Strandsediment entwickelte und teilweise durch den Tsunami von 2004 gekappt wurde. Bis auf PAK 1 und 2, die im Erosionsbereich des Tsunamis liegen, findet sich in allen Bohrungen eine dünne Sandschicht, aus der sich innerhalb von nur 4 Jahren ein bis 10 cm mächtiger Ah-Horizont entwickelte. Die intensive Pedogenese ist auf die tropischen Klimabedingungen des Untersuchungsgebiets mit einem mittleren Jahresniederschlag von 2423 mm und Jahresmitteltemperaturen um 30 °C zurückzuführen (Donner 1989, Szczuciński et al. 2007).

Es kann also für den Basisbereich der westlich gelegenen Bohrungen bis einschließlich PAK 20 eine Paläolagune angenommen werden, die durch eine Barriere vom offenen Meer getrennt und somit dem Einfluss von normalem Wellenmilieu und Strömungen entzogen war. Anderenfalls hätte es nicht zur Sedimentation schluff- und tonhaltigen Materials kommen können, da diese Korngrößen schon ab einer Fließgeschwindigkeit von > 1 cm/s in Suspension gehalten werden. Als Barriere und „Wellenbrecher“ kann möglicherweise die heute im Intertidal gelegene tote Riffplattform im Westen der Bohrlokalität angenommen werden (äußere Kante ca. 600 m westlich des rezenten Strandes), an der noch heute das Brechen der Wellen zu beobachten ist. Damit ist als sehr wahrscheinlich anzunehmen, dass diese Riffplattform einst die Bildung einer Rückseitenlagune begünstigte. Aufgrund der geringen Anzahl von Bohrungen am Kap ist es jedoch schwer, die exakte Erstreckung der

Paläolagune zu rekonstruieren. Die minimale Ausdehnung nach Osten ist jedoch mit Bohrung PAK 20 erfasst.

Der hohe Anteil von Grobkomponenten in großen Teilen der Lagunenablagerungen (Typ Ib und Ic) deutet auf einen relativ kontinuierlichen Eintrag von erodiertem Korallenbruch hin, der bei stärkerem Wellengang (insbesondere während des Sommermonsuns) auf der Riffplattform zur Lagune transportiert wurde. Das Fehlen von marinen Ablagerungen tieferen Wassers (marine Sande) deutet an, dass der Transport über das westlich vorgelagerte Riff nicht durch ein Extremereignis in der Dimension des Tsunami von 2004 erfolgte. Erst die reine Mittelsandlage (Fazies X_{Sand}) belegt einen Eintrag von allochthonem Material, das über eine größere Distanz transportiert worden sein muss. So wird die Mittelsandlage als Tsunami interpretiert – als Ergebnis einer tsunamigenen Überflutung, in deren Verlauf auch marine Sande über die Barriere gelangten.

Die flachmarinen Feinsande (Typ II), die auf die in lagunäre Sedimente eingebettete Sandlage folgen, zeigen, dass im Anschluss an den potenziellen Tsunami keine lagunären Sedimentationsbedingungen mehr vorlagen. Vielmehr stellten sich an Stelle des Stillwassermilieus flachmarine Bedingungen ein, wie sie zeitgleich mit der Lagune schon östlich davon im Bereich von PAK 5 und 21 vorzufinden waren (Abb. 4). In den Bohrungen PAK 4, 20, 5 und 21 ist diese flachmarine Sedimentationsphase durch ein kurzfristiges hochenergetisches Ereignis gestört (Typ X_{grob}). Mit Blick auf die am Kap Pakarang durch ausgeprägte Sturmwellen post-Tsunami 2004 akkumulierten Wälle aus Korallenbruch sind für deren Ablagerung, neben einem Tsunami, auch durch Stürme verstärkte Flutwellen denkbar.

Potentielle Tsunamieignisse am Kap Pakarang

Im Folgenden sollen die sedimentären Spuren potentieller Tsunamis näher betrachtet werden. Neben (1) den Hinterlassenschaften des Sumatra-Andamanen-Tsunamis von 2004 in Form des Blockfeldes und einer Sandschicht (Typ X_{2004}) sind dies insbesondere (2) die allochthone Sandlage in den Ablagerungen der Paläolagune (Typ X_{Sand}) und (3) eine Korallenbruchlage in flachmarinen Sedimenten (Typ X_{grob}). Die folgenden Kapitel befassen sich mit der Interpretation der vermeintlichen Paläotsunami-Spuren und mit einer näheren Betrachtung der Genese des Blockfeldes.

Zeitliche Einordnung der Paläotsunamis

Die zeitliche Einordnung von Paläotsunami-Spuren sollte, wenn möglich, über die Datierung von in-situ-Material unmittelbar oberhalb und unterhalb der fraglichen Lagen erfolgen (sog. Sandwich-Datierung), da tsunamigene Sedimente oft mehrfach umgelagertes Material enthalten, das nicht das Ablagerungsalter wiedergibt. Im Falle der Sandlage von Pakarang (X_{Sand}) wurde datierbares Material deshalb aus den Ablagerungen der Paläolagune im Liegenden entnommen. Die Datierung der darin enthaltenen Korallenfragmente liefert allerdings nur den Zeitpunkt, an dem diese Bruchstücke aus ihrem lebenden Verbund gelöst wurden und abstarben, was nicht zwangsläufig mit dem Zeitpunkt ihrer finalen Ablagerung identisch sein muss. Aus Mangel an brauchbarem in-situ-Material (z.B. Pflanzenreste) wurden jedoch überwiegend Korallenfragmente zur zeitlichen Einordnung herangezogen.

Die Datierung des Korallenbruchs aus Fazies Ib und Ic ergab Zeitpunkte des Absterbens von 5390-5125 und 4771-4510 Jahren cal BP. Zwar lassen die Daten keinen eindeutigen Schluss darüber zu, wann die Bruchstücke in die Paläolagune eingetragen wurden, sie stellen jedoch ein Maximalalter der Ereignisse dar. Hierbei ist die jüngste Datierung ausschlaggebend. Folglich wurden die Korallen vor 5200 und 4700 Jahren aus dem Riff herausgebrochen und zeitgleich oder später in die Lagune eingetragen. Ein Alter für das Ende der lagunären Sedimentation, das gleichzeitig ein Maximalalter für die Sandlage darstellt, ist durch das ^{14}C -datierte Stück Holz aus dem obersten Abschnitt der lagunären Ablagerungen gegeben. Mit einem Alter von 1179-1013 cal BP weist es eine erhebliche Differenz zu den Korallenbruchaltern auf. Dies deutet darauf hin, dass die bimodalen Ablagerungen der Fazies Ib und Ic entweder deutlich jünger als 4500-5500 Jahre sind und der Korallenbruch vor seiner finalen Umlagerung zunächst längere Zeit vor oder auf der Riffplattform zwischengelagert war (wie wohl auch die Korallenblöcke auf der Plattform), oder dass die Sedimentation in der Lagune über einen sehr

langen Zeitraum von etwa 4000 Jahren erfolgte. Sicher ist jedoch, dass die Ablagerung der potenziell tsunamigenen Sandlage, die die lagunäre Sequenz abschließt, erst unmittelbar nach 1200-1000 cal BP erfolgte.

Auch wenn die Alter der Korallenfragmente keine genaue Aussage über das Alter der Lagune zulassen, ist ihre zeitliche Übereinstimmung mit datierten Korallenblöcken auf der Riffplattform (5.2.2) ein Indiz für den Einfluss von einem oder mehreren Extremereignissen (potenzielle Paläotsunamis) zwischen 4500 und 5500 cal BP. Diese Ereignisse führten starke Schädigungen des Riffs herbei, u.a. wurde eine Vielzahl von Großblöcken herausgebrochen.

Altersinversionen durch die Datierung von umgelagertem Korallenbruch ergaben sich auch bei der Datierung der Korallenbruchlage (X_{grob}). Das Korallenfragment aus den überlagernden Strandwalledimenten gibt mit 4100 Jahren nur den Todeszeitpunkt des Rifforganismus an, während die Datierung über Pflanzenreste aus flachmarinen in-situ-Ablagerungen unmittelbar oberhalb der Ereignislage ein Mindestalter von 1035-1085 cal BP liefert. Die finale Umlagerung des Korallenbruchs erfolgte also vor etwas mehr als 1000 Jahren.

Szenarien zur Genese des Blockfeldes

Verglichen mit zahlreichen Tsunami-Ereignissen der Vergangenheit ist die Transportkraft des Sumatra-Andamanen-Tsunami 2004 als eher gering einzuschätzen. Während sich der Transport von großen Blöcken in Thailand nur auf wenige Küstenabschnitte beschränkte, wurden in anderen Regionen der Erde durch Tsunamis wesentlich größere Blöcke über teilweise deutlich größere Distanzen verlagert, als es z.B. für die Blöcke am Kap Pakarang der Fall war (Scheffers & Kelletat 2003, Etienne et al. 2011). Kelletat et al. (2007) begründen dies mit der im Bereich der flachen Westküste Thailands geringen Strömungsgeschwindigkeit des Tsunami. Im Falle des Kap Pakarang stellt sich sogar die Frage, ob die Transportkraft ausreichte, um die Blöcke überhaupt zu verlagern. Die Datierung einiger auf der Riffplatte liegenden *Porites*-Blöcke ergab Alter von 5100-5200 cal BP für eine kleinere Anzahl mittelgroßer Blöcke sowie 4700-4800 cal BP für eine größere Anzahl an Blöcken (Tab. 2). Obwohl es sich nur um Maximalalter handelt, da lediglich das Absterben der Korallen datiert wurde, könnte, allein auf Grundlage der Datierungen, der Transport auf die Riffplattform auch schon deutlich vor 2004 erfolgt sein.

Tab. 2: ^{14}C -Alter von Riffblöcken am Kap Pakarang. Datierungslabor: Beta Analytics Inc., Miami (USA). ^{14}C conv BP: konventionelles Alter in Jahren vor heute (= vor 1950), cal BP: kalibriertes Alter in Jahren vor heute (1950), cal BC: kalibriertes Alter in Jahren v. Chr. Die Kalibrierung erfolgte mit Marine 04 (Hughen et al. 2004), $\sigma = 2$. Nach Southon et al. (2005) wurde ein Reservoirereffekt von 400 Jahren berücksichtigt.

Labor-nummer	Proben-nummer	Alter (gemessen)	13C/12C	^{14}C conv BP	*cal BC	*cal BP
253089	Pak 1	4570 ± 50	-7.0 ‰	4870 ± 50	3350 - 3070	5300 - 5020
253090	Pak 2a	4400 ± 50	-3.5 ‰	4750 ± 50	3260 - 3290	5210 - 4850
253091	Pak 2b	4600 ± 50	-3.0 ‰	4960 ± 50	3490 - 3270	5440 - 5220
253092	Pak 3	4210 ± 50	-1.0 ‰	4600 ± 50	2960 - 2760	4910 - 4710
253093	Pak 4	4130 ± 50	-3.2 ‰	4490 ± 50	2960 - 2760	4910 - 4710
253095	Pak 6	4110 ± 50	-3.9 ‰	4450 ± 50	2850 - 2540	4800 - 4490
253096	Pak 7	4100 ± 60	-1.5 ‰	4490 ± 60	2880 - 2560	4830 - 4510
253097	Pak 8	4190 ± 50	-2.7 ‰	4560 ± 50	2900 - 2680	4850 - 4630
253098	Pak 9	3990 ± 70	-2.7 ‰	4360 ± 70	2760 - 2390	4710 - 4340

Prinzipiell bestehen zwei mögliche Szenarien, die das Auftreten der seit über 4000 Jahren toten Riffblöcke nach dem Tsunami von 2004 erklären könnten. Unstrittig ist, dass die Blöcke vor 4500-

5500 Jahren durch ein oder mehrere unbekannte Ereignisse (potenzielle Paläotsunamis) aus dem Riff herausgebrochen wurden und dann abstarben. Der Transport auf die Riffplattform erfolgte entweder (1) durch das gleiche Ereignis bzw. ein anderes Paläoereignis (jedenfalls noch vor 2004) oder (2) erst durch den Tsunami von 2004. In Fall (1) müsste nach dem Transport eine Überdeckung der Blöcke mit Litoralsedimenten stattgefunden haben, da Satellitenbilder und Aussagen von Anwohnern belegen, dass sie vor dem Tsunami von 2004 nicht zu sehen waren. Denkbar wäre auch eine Mischung beider Szenarien mit wiederholter Umlagerung der Blöcke. Die gut erhaltenen Wachstumsstrukturen der Blöcke und das Fehlen erkennbarer Bruchstellen sprechen jedoch gegen mehrfache Verlagerungen.

Szenario 1: Die Blockablagerungen am Kap Pakarang als Resultat des Transports durch den Tsunami von 2004

Für den tsunamigenen Transport und die Ablagerung der Blöcke auf die Riffplatte des Kaps durch den Tsunami von 2004 sprechen folgende Indizien:

1. Während der Forschungsarbeit im November 2008 konnte beobachtet werden, dass unter einigen Riffblöcken auf der Riffplatte Baumstämme begraben lagen. Vermutlich wurden diese durch die Kraft des Tsunami entwurzelt und mit dem *backwash* auf die Riffplatte transportiert, wo sie unter die sich verlagernden Blöcke gelangten (Abb. 6). Diese Beobachtung belegt zwar, dass die Riffblöcke durch den Tsunami 2004 bewegt wurden, sie liefert jedoch keinen Hinweis darauf, über welche Distanz diese Umlagerung erfolgte.



Abb. 6: Riffblöcke auf der Riffplatte des Kap Pakarang. Im Vordergrund ist ein etwa 1,80 m über die Geländeoberfläche herausragender Block zu sehen, unter dem ein Baumstamm begraben liegt.

2. Der Vergleich von prä- und post-Tsunami 2004 aufgenommenen Satellitenbildern belegt, dass die Blöcke erst nach dem Ereignis auf der Riffplattform sichtbar wurden (Abb. 2). Jedoch lässt sich auch anhand dieser Bilder nicht zweifelsfrei klären, ob die Blöcke zuvor schon begraben im Sediment auf der Riffplatte lagen und durch den Tsunami lediglich freigelegt wurden.
3. Weitere Hinweise auf den rezenten tsunamigenen Transport der Blöcke auf die Riffplatte liefern die Aussagen von Zeitzeugen. Herr Jürgen Krull und seine Frau, deren Haus seit einigen Jahren direkt an der Küste des Kaps stand und die beide den Tsunami 2004 überlebten, berichteten, dass

es an dem Küstenabschnitt zuvor definitiv keine Blöcke gegeben hat. Die Riffplattform sei bei Ebbe so zu sehen gewesen wie jetzt, sie sei außer einem kleinen Block blockfrei gewesen.

4. Modellierungen von Goto et al. (2007, 2010) zufolge, reichte die Strömungsenergie des Tsunami von 2004 aus, um die Korallenblöcke von Pakarang auf die Riffplattform zu transportieren.

Bei diesem Szenario verwundert allerdings, dass sich auf den vor der Riffkante im Wasser gelegenen Blöcken, die durch den Tsunami 2004 mobilisiert und auf die Riffplattform geschleudert wurden, keine jüngeren Korallen ansiedelten, da ja kein einziges ^{14}C -Alter jünger als 4000 cal BP ist (Tab. 2). Demnach muss das Riff durch den Paläotsunami nicht nur physisch zerstört worden sein; offenbar wurde die gesamte Riffökologie so stark ausgelöscht, dass sich später keine Korallen mehr ansiedeln konnten.

Szenario 2: Freilegung der im Sediment begrabenen Riffblöcke durch den Tsunami von 2004

Ein Indiz für Szenario 2 ist die starke Erosion des Kaps durch den Tsunami von 2004 und die damit verbundene Möglichkeit, dass im Umfeld der Blöcke große Mengen an Sand abgetragen wurden (Abb. 7). Nach dem Tsunami konnte beobachtet werden, dass Blöcke partiell im Sediment begraben wurden. Nach dem Prinzip des Aktualismus muss die These eines Wechsels von Sedimentbedeckung und Exhumierung der Blöcke hinsichtlich der rezenten morphodynamischen Prozesse durchaus als möglich angesehen werden. Auch die eher geringe Transportkraft des Tsunami von 2004 spricht dafür, dass die Blöcke durch ein oder mehrere Paläoereignisse mit einer vergleichsweise höheren Energie verlagert wurden.



Abb. 7: Riffblock auf der sich neu ausbildenden Spitze des Kaps. Durch die stetige Anlieferung neuen Materials wird der Block nach und nach im Sediment begraben.

Allerdings ergeben sich aus der Annahme, die Blöcke seien im Zuge des Tsunami von 2004 nur freigelegt worden, auch einige Kritikpunkte. Bei einer Höhe der im Jahr 2008 komplett entblößten Riffblöcke von 1-2 m ü. GOF müsste auch Sediment in entsprechender Mächtigkeit abgetragen

worden sein. Unter der Annahme, dass der Standort vor und nach dem Tsunami 2004 tektonisch stabil war und keine co-seismischen Veränderungen erfuhr, müsste das Wasser im Bereich zwischen Riffkante und Strand daher unmittelbar vor dem Tsunami wesentlich flacher gewesen sein als es danach der Fall war (etwa 1,80 m Differenz). Dies war jedoch nicht der Fall. So soll die Wassertiefe vor dem Tsunami im Bereich der Riffblöcke nach Augenzeugenberichten ebenfalls etwa 1,80 m betragen haben. Folglich ist Szenario 2 nur denkbar, wenn mit dem Tsunami 2004 eine gleichzeitige Veränderung des lokalen relativen Meeresspiegels (z.B. durch tektonische Hebung) verbunden war. Denn wenn ca. 2 m Sediment im Bereich der Riffplatte abgetragen wurde, die Wassertiefe aber unverändert geblieben ist, dann muss das Gebiet im Zuge des Sumatra-Andamanen-Bebens zwangsläufig eine ausgleichende Hebung um etwa 2 m erfahren haben. Die Entwicklung nach Szenario 2 ist in Abb. 8 dargestellt.

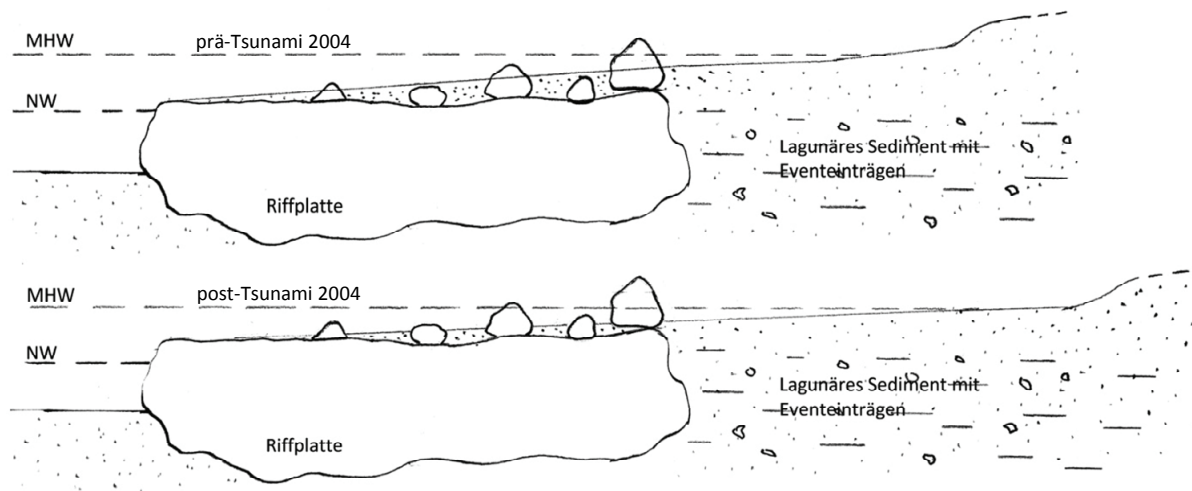


Abb. 8: Riffgenese gemäß Szenario 2. Schon vor dem Tsunami 2004 sollen laut Beschreibung von Anwohnern ein oder zwei Riffblöcke aus dem Sediment geragt haben; zumindest ein Riffblock habe auch über die Hochwasserlinie hinaus gereicht (obere Abb.). Nach dem Tsunami von 2004 weisen viele der derzeit auf der Riffplatte sichtbaren Blöcke eine Höhe von etwa 1,50 m bis 1,80 m auf. Entsprechend müsste mindestens 1,80 m Sedimentmächtigkeit abgetragen worden sein, wenn diese Blöcke zuvor begraben waren. Um eine konstante Wassertiefe zu gewährleisten, müsste sich das Gebiet tektonisch um etwa 1,80 m gehoben haben, was als sehr problematisch erscheint, weil es dafür keine weiteren Indizien gibt (untere Abb.).

Zwar gibt es in der Literatur zahlreiche Belege für co-seismische Hebungen und Senkungen von Küsten in Verbindung mit starken Erdbeben, jedoch beschränken sich diese in der Regel auf das nähere Umfeld der tektonisch aktiven Zone. Im Falle des Sumatra-Andamanen-Bebens von 2004 wurden signifikante Beträge co-seismischen Versatzes bislang nur im Bereich von Sumatra (Subraya et al. 2006) und den Andamanen (Kayanne et al. 2007, Rajendran et al. 2008) belegt, und selbst an diesen Lokalitäten betrug der Versatz maximal 1,50 m. Aus diesem Grund ist eine co-seismische Hebung von mindestens 1,80 m am 600 km von der Störungszone entfernt gelegenen und tektonisch stabilen Kap Pakarang mit großer Sicherheit auszuschließen, zumal eine Hebung dieser Größenordnung mit Sicherheit nicht unentdeckt geblieben wäre. Die tatsächlich am Standort aufgetretene Verlagerung der Küstenlinie, die auch als Indiz für eine relative Höhenveränderung des Gebietes interpretiert werden kann, ist, wie bereits beschrieben, auf die starke Denudation des Strandbereiches durch den Tsunami 2004 zurückzuführen und nicht auf co-seismische Veränderungen.

6 Schlussfolgerungen

Die mit dem Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 verbundenen Erosions- und Akkumulationsprozesse hinterließen in den küstennahen Bereichen des Kap Pakarang deutliche Spuren. Zum einen kam es (1) zur Sedimentation einer bis mehrere Dezimeter mächtigen Sandschicht in der holozänen Küstenebene, und zum anderen wurden (2) bis 20 Tonnen schwere Korallenblöcke, die vorher unter Wasser am Hang des Rifflandes gelegen haben müssen, auf die intertidale Rifflandplattform transportiert. Trotz der relativ geringen Geschwindigkeit des Tsunami von 2004 an der Westküste Thailands muss die Transportenergie ausgereicht haben, die Blöcke um mehrere Meter zu heben und über eine Strecke von mehreren 100 Metern landeinwärts zu verlagern.

Ausgehend von der Prämisse, dass prähistorische Extremereignisse ähnlich starke Auswirkungen auf den küstennahen Naturraum hatten, wurden in den sedimentären Geoarchiven mehrere Kandidaten für Paläotsunamis identifiziert:

1. Hinweise auf extreme Wellenereignisse fanden sich in Form einer allochthonen Mittelsandlage in lagunären Ablagerungen und einer Groblage aus Korallenbruch, die in flachmarine Feinsande eingebettet war. Die Datierungen beider Schichten – jünger als 1179-1013 cal BP im Falle der Sandlage und älter als 1035-1085 cal BP für die Korallenlage – lassen auf ein einziges Extremereignis schließen, das vor etwa 1100 Jahren auf die Küste des Kap Pakarang traf.
2. Ein Indiz für weitere potenzielle Paläotsunamis sind die abgestorbenen Korallenblöcke. Obwohl sie erst durch den Tsunami von 2004 in ihre heutige Lage auf der Rifflandplattform gelangten, deuten die Datierungen darauf hin, dass die Blöcke alle zwischen 4500 und 5300 cal BP aus dem Riff herausgebrochen wurden. Die Größe der Blöcke und die Tatsache, dass alle in einem eng begrenzten Zeitraum abstarben (auch die Datierung von Korallenbruch in der Bohrung PAK 4 ergab identische Alter), könnten durch den Einfluss von einem oder mehreren Paläotsunamis zwischen 4500 und 5300 cal BP erklärt werden. Da die Alter bei genauer Betrachtung in zwei Cluster um 5200 und 4700 cal BP fallen, kann von zwei unterschiedlichen Ereignissen ausgegangen werden.

Es liegen also Anzeichen für bis zu 3 potenzielle Paläotsunamis vor: ca. 1100 cal BP, 4700 cal BP und 5200 cal BP. Während eine genaue Spezifizierung der Ursache (Sturm/Tsunami) für die beiden älteren Ereignisse sehr spekulativ ist, korreliert das auf 1100 cal BP datierte Extremereignis sowohl mit Paläotsunami-Spuren aus Nordsumatra (jünger als 1150-950 cal BP; Monecke et al. 2008), Ostindien (um 1000 cal BP; Rajendran et al. 2006) und Sri Lanka (um 1000 cal BP; Ranasinghage et al. 2010), als auch mit Befunden eines Paläobebens im Bereich des Sundabogens (um 1000 cal BP; Rajendran et al. 2008), das als Auslösemechanismus in Frage kommt. Diese Häufung zeitgleicher Befunde deutet auf ein überregionales Extremereignis hin und ist ein weiteres Indiz für die Interpretation des 1100 cal BP Ereignis von Pakarang als Paläotsunami.

Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hrsg., 2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Schweizerbart, Stuttgart.
- Brückner, H. & D. Brill (2009): Der Tsunami von 2004 – fünf Jahre danach. In: Geographische Rundschau 12/2009: 4-10.
- Centre for Remote Imaging, Sensing and Processing (CRISP), University of Singapore: IKONOS Satellitenbilder (13.01.2003 u. 29.12.2004).
- Dominey-Howes, D., P. Cummins & D. Burbidge (2007): Historic records of teletsunami in the Indian Ocean and insights from numerical modelling. In: Natural Hazards (42): 1-17.

- Donner, W. (1989): Thailand: räumliche Strukturen und Entwicklungen. Darmstadt.
- Etienne, S., M. Buckley, R. Paris, A.K. Nandasena, K. Clark, L. Strotz, C. Chague-Goff, J. Goff & B. Richmond (2011): The use of boulders for characterising past tsunamis: Lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. In: *Earth Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2010.12.006.
- Fagherazzi, S. & X. Du (2008): Tsunamigenic incisions produced by the December 2004 earthquake along the coasts of Thailand, Indonesia and Sri Lanka. In: *Geomorphology* 99: 120-129.
- Fujino, S., H. Naruse, A. Suphawajruksakul, T. Jarupongsakul, M. Murayama & T. Ichihara (2008): Thickness and Grain-Size Distribution of Indian Ocean Tsunami Deposits at Khao Lak and Phra Thong Island, South-western Thailand. In: Shiki, T., Y. Tsuji, K. Minoura & T. Yamazaki (Hrsg.): *Tsunamiites – features and implications*. Amsterdam, pp. 123-132.
- Goto, K., S.A. Chavanich, F. Imamura, P. Kunthasap, T. Matsui, K. Minoura, D. Sugawara & H. Yanagisawa (2007): Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. In: *Sedimentary Geology* 202: 821-837.
- Goto, K., F. Imamura, N. Keerthi, P. Kunthasap, T. Matsui, K. Minoura, A. Ruangrassamee, D. Sugawara & S. Supharatid (2008): Distribution and Significance of the 2004 Indian Ocean Tsunami Deposits: Initial Results from Thailand and Sri Lanka. In: Shiki, T., Y. Tsuji, K. Minoura & T. Yamazaki (Hrsg.): *Tsunamiites – features and implications*. Amsterdam, pp. 105-122.
- Goto, K., K. Okada & F. Imamura (2010): Numerical analysis of boulder transport by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. In: *Marine Geology* 268: 97-105.
- Hawkes, A.D., M. Bird, S. Cowie, C. Grundy-Warr, B.P. Horton, A. Tan Shau Hwai, L. Law, C. Macgregor, J. Nott, J. Eong Ong, J. Rigg, R. Robinson, M. Tan-Mullins, T. Tiong Sa, Z. Yasin, & L. Wan Aik (2007): Sediments deposited by the 2004 Indian Ocean Tsunami along the Malaysia-Thailand Peninsula. In: *Marine Geology* 242: 169–190.
- Hughen KA, M.G.L. Baillie, E. Bard, J.W. Beck, C.J.H. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G.S. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C.B. Ramsey, P.J. Reimer, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. Plicht & C.E. Weyhenmeyer (2004): Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP. In: *Radiocarbon* 46 (3): 1059-1086.
- Jaffe, B.E. & G. Gelfenbaum (2002): Using tsunami deposits to improve assessment of tsunami risk. In: Ewing, L. & L. Wallendorf (Hrsg.): *ASCE American Society of Civil Engineers*. Reston: 836-847.
- Jankaew, K., B.F. Atwater, Y. Sawai, M. Choowong, T. Charoentitirat, M.E. Martin & A. Prendergast (2008): Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. In: *Nature* 455: 1228-1231.
- Kayanne, H., Y. Ikeda, T. Echigo, M. Shishikura, T. Kamataki, K. Satake, J.N. Malik, S.R. Basir, G.K. Chakraborty & A.K.G. Roy (2007): Coseismic and postseismic creep in the Andaman Islands associated with the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. In: *Geophysical Research Letters* 34. doi:10.1029/2006GL028200.
- Kelletat, D., S.R. Scheffers & A. Scheffers (2007): Field signatures of the SE-Asian mega-tsunami along the west coast of Thailand compared to Holocene paleo-tsunami from the Atlantic region. In: *Pure and Applied Geophysics* 164: 413-431.
- Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, A.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Butler, H.R. Deshon, G. Ekström, K. Satake & S. Sipkin (2005): The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004. In: *Science* 308: 1127-1133.
- Monecke, K., W. Finger, D. Klarer, W. Kongko, B.G. McAdoo, A.L. Moore & S.U. Sudrajat (2008): A 1,000-year sediment record of tsunami recurrence in northern Sumatra. In: *Nature* 455: 1232-1234.
- Naruse, H., S. Fujino, A. Suphawajruksakul & T. Jarupongsakul (2010): Features and formation processes of multiple deposition layers from the 2004 Indian Ocean Tsunami at Ban Nam Kem, southern Thailand. In: *Island Arc* 19: 399-411.
- Rajendran, C.P., K. Rajendran, T. Machado, T. Satyamurthy, P. Aravazhi & M. Jaiswal (2006): Evidence of ancient sea surges at the Mamallapuram coast of India and implications for previous Indian Ocean tsunami events. In: *Current Science* 91 (9): 1242-1247.
- Rajendran, K., C.P. Rajendran, A. Earnest, G.V. Ravi Prasad, K. Dutta, D.K. Ray & R. Anu (2008): Age estimates of coastal terraces in the Andaman and Nicobar Islands and their tectonic implications. In: *Tectonophysics* 455: 53–60.

- Ranasinghage, P.N., J.D. Ortiz, A.L. Moore, C. Siriwardana & B.G. McAdoo (2010): Signatures of Paleo-coastal Hazards in Back-barrier Environments of Eastern and Southeastern Sri Lanka. In: Abstract volume of the AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Reimer, P.J., M.G. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J.W. Beck, C. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G.S. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, K.A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C.B. Ramsey, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. Plicht & C.E. Weyhenmeyer (2004): IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. In: Radiocarbon 46 (3): 1029-1058.
- Scheffers, A. & D. Kelletat (2003): Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide - a review. In: Earth-Science Reviews 63: 83–92.
- Southon, J., M. Kashgarian, M. Fontugne, B. Metivier & W.W.S. Yim (2002): Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. In: Radiocarbon 44: 167-180.
- Stein, S. & E.A. Okal (2007): Ultralong period seismic study of the December 2004 Indian Ocean earthquake and implications for regional tectonics and the subduction process. In: Bulletin of the Seismological Society of America 97: 279–295.
- Subarya, C., M. Chlieh, L. Prawirodirdjo, J. Avouac, Y. Bock, K. Sieh, A.J. Meltzner, D.H. Natawidjaja & R. McCaffrey (2006): Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake. In: Nature 440: 46-51.
- Szczuciński, W., P. Niedzielski, L. Kozak, M. Frankowski, A. Ziola & S. Lorenc (2007): Effects of rainy season on mobilization of contaminants from tsunami deposits left in a coastal zone of Thailand by the 26 December 2004 tsunami. In: Environmental Geology 53: 253-264.

Danksagung

Die vorliegende Studie wurde im Rahmen des deutsch-thailändischen Kooperationsprojektes TRIAS (Tracing Tsunami Impacts On- and Offshore in the Andaman Sea Region) durchgeführt und finanziell durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert (DFG-Gz: BR 877/27-1). Die Durchführung der Geländearbeiten in Thailand wurde durch Mitarbeiter der Chulalongkorn University (Bangkok, Thailand) unterstützt.

Adresse

Dipl.-Geogr. Nils-Peter Neubauer
Geographisches Institut, Universität zu Köln
Albertus-Magnus-Platz
50923 Köln, Germany

nils-peter@gmx.de