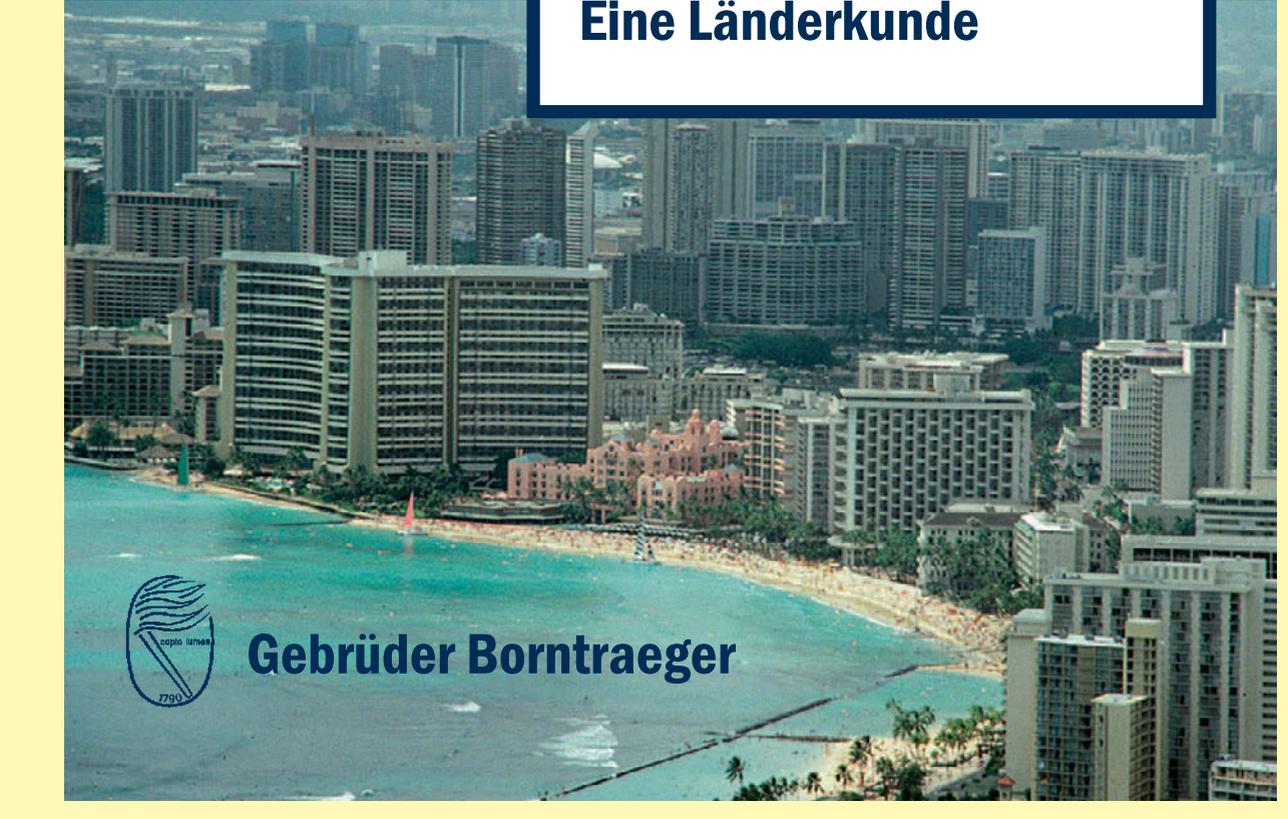




Die **Werner Kreisel**
pazifische
Inselwelt

Eine Länderkunde

2., völlig neu
bearbeitete Auflage



Gebrüder Borntraeger

Die pazifische Inselwelt

Eine Länderkunde

Die pazifische Inselwelt

Eine Länderkunde

von

Werner Kreisel

mit 30 Abbildungen und 47 Fotos im Text,
19 Tabellen und 37 Farbabbildungen



Gebr. Borntraeger • Berlin • Stuttgart 2004

*Adresse des Autors:
Prof. Dr. Werner Kreisel
Geographisches Institut der
Georg-August-Universität Göttingen
Abteilung Kultur- und Sozialgeographie
Goldschmidtstr. 5
D-37077 Göttingen*

Umschlag:

Abbildung oben: Low Islands, Palau © Bernd Sauer-Diete.
Abbildung unten: Waikiki, Honolulu, Hawai © Werner Kreisel.

1. Auflage 1991, Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft

<http://www.schweizerbart.de>
e-mail: mail@schweizerbart.de

ISBN 978-3-443-01052-2
ISBN ebook (pdf) 978-3-443-01114-7
© 2004 by Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart

♻ Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier nach ISO 9706-1994

Alle Rechte, auch das der Übersetzung, des auszugsweisen Nachdrucks, der Herstellung von Mikrofilmen und der photomechanischen Wiedergabe, vorbehalten. Auch die Herstellung von Photokopien des Werkes für den eigenen Gebrauch ist gesetzlich ausdrücklich untersagt.

Verlag: Gebr. Borntraeger, Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart
Druck: Druckerei zu Altenburg
Printed in Germany

Meiner Frau gewidmet

Vorwort

Der vorliegende Band stellt eine vollständig überarbeitete Neuauflage des 1991 erschienenen Buches über die pazifische Inselwelt dar. Verschiedene Themenbereiche mussten zu diesem Zwecke ergänzt und aktualisiert werden, was bei der Vielzahl der pazifischen Inselgruppen eine höchst komplizierte Aufgabe war. Hierbei war mir die Mitarbeit einer ganzen Reihe von Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern eine unentbehrliche Hilfe. Erwähnen möchte ich in diesem Zusammenhang Herrn Matthias Becker, Herrn Michael Hoppe, Herrn Tobias Reeh, Frau Andrea Reese-Hummelsiep, Frau Nora Wieczorek und Herrn Johannes Winter. Ohne ihr großes Engagement und ihren unermüdlichen Einsatz bei der Recherche, der Überarbeitung und Durchsicht von Text, Abbildungen und Statistiken wäre die Fertigstellung des Buches nicht möglich gewesen. Dafür möchte ich ihnen ganz herzlich Dank sagen. Herrn Prof. Dr. Karl-Heinz Pörtge schulde ich Dank für zahlreiche wichtige Kommentare zu den naturgeographischen Kapiteln des Buches. Die sorgfältige Reinzeichnung der Karten besorgte Herr Erwin Höfer. Darüber hinaus danke ich meiner Mutter für umfangreiche Korrekturarbeiten. Herr Werner Gallhammer, Herr Dr. Roland Seib, Frau Christiane Brauer, Herr Florian Hogg, Herr Bernd Sauer-Diete, Frau Ingrid Schilsky, Herr Harry Haase, Herr Ernst Herb, Herr Dr. Heiko Faust und Herr Bernhard Küpper stellten mir dankenswerterweise zahlreiche Photos zur Verfügung, durch die eigene Aufnahmen und solche meiner Frau sinnvoll ergänzt werden konnten. Für ihre wertvolle Hilfe insbesondere bei der Beschaffung von Photos bin ich Frau Julia Ratzmann von der Pazifik-Informationsstelle/Neuendettelsau, Frau Dagmar Empt und Herrn Hermann Rupp von Misereor/Aachen sowie Herrn Dr. Gundolf Krüger, Institut für Ethnologie der Universität Göttingen, sehr zu Dank verpflichtet.

Göttingen, Juli 2003

Werner Kreisel

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	VII
1 Die pazifische Inselwelt – Begriff und Abgrenzung	1
2 Naturräumliche Gegebenheiten	5
2.1 Geologische und tektonische Grundlagen	5
2.1.1 Plattentektonische Grundstrukturen	5
2.1.2 Vulkanismus	12
2.1.3 Tsunamis	17
2.1.4 Morphologische Grundzüge und Formelemente	19
2.2 Klimatische und ozeanographische Grundlagen	22
2.2.1 Klima	22
2.2.2 Meeresströmungen	27
2.2.3 Das El Niño-Phänomen	29
2.3 Vegetation, Tierwelt, Böden	35
2.4 Der Einfluss des Klimawandels auf die Ökosysteme der pazifischen Inseln	42
3 Voreuropäische Kulturen der pazifischen Inselwelt	47
3.1 Grundzüge der Sozialstruktur	48
3.2 Religiöse Vorstellungen	51
3.3 Das Landrecht	55
3.4 Die traditionelle Landwirtschaft	56
3.5 Die Siedlungen	61
3.6 Handwerk und Kunst	62
3.7 Handel und Verkehr	70
4 Die Herkunft der voreuropäischen Bevölkerung	72
4.1 Die voreuropäischen Bevölkerungsgruppen	72
4.1.1 Die Melanesier	72
4.1.2 Die Mikronesier	74
4.1.3 Die Polynesier	74
4.2 Die Herkunft der Polynesier	75
4.2.1 Erkenntnisse der Anthropologie	75
4.2.2 Ergebnisse der Sprachwissenschaft	77
4.2.3 Rückschlüsse aus Traditionen und Legenden	79
4.2.4 Ergebnisse der Ethnologie	80
4.2.5 Ergebnisse der Archäologie	82
4.2.6 Erkenntnisse der Ethnobotanik	83
4.2.7 Meeresströmungen und die technische Durchführbarkeit der Seefahrt	85
4.2.8 Aktuelle Forschungsansätze zur Herkunft der Polynesier – Methoden und Ergebnisse	87

5	Die ausländische Einflussnahme in der pazifischen Inselwelt	97
5.1	Die europäische „Entdeckung“	97
5.2	Vorstufen intensiver Beeinflussung: Walfang und Handel	104
5.3	Missionierung	107
5.4	Änderung der Herrschaftsstrukturen	111
5.5	Verwestlichung des Landrechts	113
5.6	Zunahme der wirtschaftlichen Interessen von Weißen	116
5.7	„Labour trade“	118
5.8	Annexion, Kolonialismus	120
6	Ethnische Situation und Probleme der Gegenwart	126
6.1	Weitergehende ausländische Einflussnahme trotz „Entkolonialisierung“	126
6.2	Räumliche Differenzierung und ethnische Regionalisierung	129
6.3	Gegenwärtige ethnische Spannungen und Konflikte	132
6.3.1	Hawaii	132
6.3.2	Neuseeland	139
6.3.3	Neukaledonien	147
6.3.4	Fiji	154
6.3.5	Weitere Problemgebiete	160
6.4	Tradition in der Konfrontation mit der westlichen Zivilisation – Die Cargo-Kulte	162
6.5	Pazifische Identität?	164
7	Bevölkerungskonzentration und Verstädterung	166
7.1	Grundlagen und Vorstufen des Städtewesens	166
7.2	Die „pazifische Stadt“ – Hierarchie des Städtewesens	170
7.2.1	Metropolen	170
7.2.2	Hauptstädte der Inselgruppen	170
7.2.2.1	Hauptstädte mit regionaler Bedeutung	172
7.2.2.2	Hauptstädte von lediglich lokaler Bedeutung	173
7.2.3	Sekundäre Zentren	173
7.2.4	Städtische Hierarchie – Neuseeland, Hawaii, Papua-Neuguinea, Fiji	173
7.2.4.1	Das neuseeländische Städtewesen	173
7.2.4.2	Hawaii	175
7.2.4.3	Papua-Neuguinea und Fiji	176
7.3	Ursachen der gegenwärtigen Verstädterung	177
7.4	Probleme des Städtewachstums im Pazifik	182
7.5	Denkbare Alternativen	185
8	Der Pazifik im weltpolitischen Kräftespiel	188
8.1	Die „pazifische Herausforderung“	188
8.2	Politische Situation, geostrategische und militärische Bedeutung des Pazifiks	191
8.3	Der Pazifik als Nukleartestgelände	200
8.4	Regionale Kooperationsversuche im Pazifik	207
9	Wirtschaftliche Situation und Potenziale der pazifischen Inselwelt ...	211
9.1	Landwirtschaft	211
9.1.1	Die neuseeländische Landwirtschaft	211
9.1.2	Exportorientierte Regionen	216
9.1.3	Dualistische Wirtschaftsstruktur: Exportorientierung und traditionelle Subsistenzwirtschaft	222
9.1.4	Probleme der Landwirtschaft und Lösungsansätze	230

9.2	Fischfang	233
9.2.1	Traditioneller Fischfang	233
9.2.2	Fischarten	234
9.2.3	Moderne Fangmethoden und beteiligte Länder	235
9.2.4	Aquakultur	239
9.2.5	Die Seerechtskonvention (UNCLOS III)	239
9.3	Bodenschätze	249
9.3.1	Bodenschätze in Papua-Neuguinea	249
9.3.1.1	Geologische Voraussetzungen	249
9.3.1.2	Entwicklung des Bergbaus	249
9.3.1.3	Bougainville	250
9.3.1.4	Ok Tedi	253
9.3.1.5	Weitere Vorkommen	255
9.3.1.6	Wirtschaftliche Bedeutung	257
9.3.1.7	Soziokulturelle Konsequenzen	258
9.3.1.8	Ökologische Konsequenzen	259
9.3.2	Bergbau in Neukaledonien	260
9.3.2.1	Nickellagerstätten und ihre geologischen Grundlagen	260
9.3.2.2	Wirtschaftliche Bedeutung des Nickels für Neukaledonien	262
9.3.2.3	Andere bergbauliche Produkte in Neukaledonien	263
9.3.3	Phosphatlagerstätten	264
9.3.3.1	Vorkommen von Phosphat	264
9.3.3.1.1	Festlandlagerstätten	264
9.3.3.1.2	Insulare Phosphatlagerstätten	264
9.3.3.1.3	Submarine Phosphate	266
9.3.3.2	Entwicklung des Abbaus	266
9.3.3.3	Die Bedeutung des Phosphatabbaus für Nauru	267
9.3.4	Weitere Bergbaugebiete	270
9.3.5	Bodenschätze des Meeresbodens	272
9.3.5.1	Lagerstätten	272
9.3.5.2	Erforschungsgeschichte und Verbreitung	274
9.3.5.3	Technischer Entwicklungsstand und wirtschaftliche Bedeutung	275
9.4	Die Industrie	276
9.4.1	Die industrielle Struktur Neuseelands	276
9.4.2	Weitere Industrien im pazifischen Inselraum	278
9.4.3	Grenzen der Industrialisierung	281
9.5	Alternative Energie	282
9.6	Der Tourismus	284
9.6.1	Voraussetzungen	284
9.6.1.1	Der „Südseemythos“	284
9.6.1.2	Das touristische Potenzial	286
9.6.2	Entwicklung des Tourismus	287
9.6.3	Bedeutung und Auswirkungen des Tourismus	290
9.6.3.1	Die Besucherstruktur	290
9.6.3.2	Wirtschaftliche Auswirkungen	291
9.6.3.3	Soziokulturelle Auswirkungen	293
9.6.3.4	Ökologische Auswirkungen	295
9.6.4	Nachhaltigkeit in der künftigen touristischen Entwicklung der pazifischen Inselwelt?	297

10 Probleme und Perspektiven der pazifischen Inselwelt.....	299
10.1 Die politische Problematik	299
10.2 Die wirtschaftliche Problematik	302
10.2.1 Die Landwirtschaft.....	302
10.2.2 Der Bergbau	303
10.2.3 Die Industrie	304
10.2.4 Der Tourismus	304
10.3 Die Bevölkerungsproblematik	305
10.3.1 Die ethnischen Probleme	305
10.3.2 Mobilität und Bevölkerungskonzentration	305
Anhang – Tabellen	307
Ausgewählte Quellen zu den Tabellen	352
Literaturverzeichnis	354
Register	396

1

Die pazifische Inselwelt – Begriff und Abgrenzung

Der Pazifische Ozean als riesige „Wasserwüste“, die darin verstreuten Inseln als „Südseeparadiese“ – beide geläufigen Klischees entsprechen in dieser Form nicht der Realität. Bevor im Einzelnen hierauf eingegangen werden kann, muss zunächst der Begriff und die Abgrenzung der pazifischen Inselwelt geklärt werden.

Jede Abgrenzung eines Raumes hat ihre speziellen Probleme. Dies gilt auch für die „pazifische Inselwelt“, die als einer der Teilbereiche des „pazifischen Raumes“ angesehen wird. Hierunter versteht man einerseits die gewaltige, inseldurchsetzte Wasserfläche des Pazifischen Ozeans selber mit seinen 181,34 Mio. Quadratkilometern (Tab. 1, 2), andererseits den „pazifischen Randsaum“ der angrenzenden Kontinente mit den entsprechenden Landarealen („Pacific Basin and its rim“; s. KOLB 1984, S. 211–225; KOLB, JASCHKE 1986, S. 517). Unterschieden von diesem „geographisch-pazifischen Raum“ ist der „pazifische Staatenraum“, der sämtliche an den Pazifik angrenzenden Staaten beinhalten würde, während der „pazifische Randsaum“, von hohen, parallel zur Küste verlaufenden Gebirgen von den landeinwärts anschließenden kontinentalen Gebieten abgesetzt wird. Neben solchen geomorphologischen Gegebenheiten können klimatische Erscheinungen, Vegetationsformen und kulturgeographische Merkmale herangezogen werden, die den Randsaum der Kontinente charakterisieren.

Dieser „geographisch-pazifische Raum“ kann in verschiedene Einzelregionen unterteilt werden (KOLB 1984, S. 213):

1. Die nordostasiatische Region (russischer Ferner Osten);
2. Die ostasiatische Region (Nordmandschurei bis Hainan; Inselketten Japans; Korea; Riukiu-Inseln; Taiwan);
3. Die südostasiatische Region (hinterindische Halbinsel; Insulinde; Philippinen);
4. Die australasiatische Region (Australien; Neuseeland);
5. Die pazifische Inselregion (Melanesien; Mikronesien; Polynesien);
6. Das pazifische Nordamerika (nordwestamerikanische Region: Alaska bis British Columbia; nordamerikanischer „Ferner Westen“: Washington, Oregon, Kalifornien);
7. Die pazifische Region in Mittelamerika;
8. Die pazifische Region Südamerikas.

Diese Unterteilung resultiert im allgemeinen aus der Differenzierung in verschiedene „Kulturräume“ innerhalb des durch Merkmale pazifischer Identität geprägten „geographisch-pazifischen Raumes“, auch wenn eine solche Gliederung im Einzelnen wieder problematisch sein kann und in jedem Fall einen Kompromiss darstellt. Die „pazifische Inselwelt“ als Gegenstand der vorliegenden Länderkunde umfasst denjenigen Kulturraum, der durch die traditionellen „ozeanischen“ Bevölkerungsgruppen der Melanesier, Mikronesier und Polynesier grundgelegt ist, also Melanesien, Mikronesien und Polynesien. Sie setzt sich von den ostasiatischen Inselketten, den Philippinen und der Insulinde ab, die eine unterschiedliche kulturlandschaftliche Entwicklung mit andersartigen historischen, wirtschaftlichen und sozialen Charakteristika aufweisen (Abb. 1).

Die Behandlung Melanesiens, Mikronesiens und Polynesiens impliziert, dass sowohl Neuseeland als auch Hawaii mit einbezogen werden, denn beide waren von Polynesiern besiedelt worden und hatten für deren kulturelle Entfaltung außerordentlich große Bedeutung. Von daher wäre es nicht berechtigt, diese Inselgruppen nicht zu berücksichtigen, unbeschadet der Tatsache, dass Neuseeland aufgrund der europäischen Einwanderung sehr starke europäische Züge aufweist und dass Hawaii zum amerikanischen Wirtschaftsraum gehört. Doch ist die Einheitlichkeit dieses „ozeanischen“ Raumes, die möglicherweise von vornherein überbetont worden ist, heute auch in anderen Bereichen nicht mehr gegeben: zu unterschiedlich ist die Überfor-

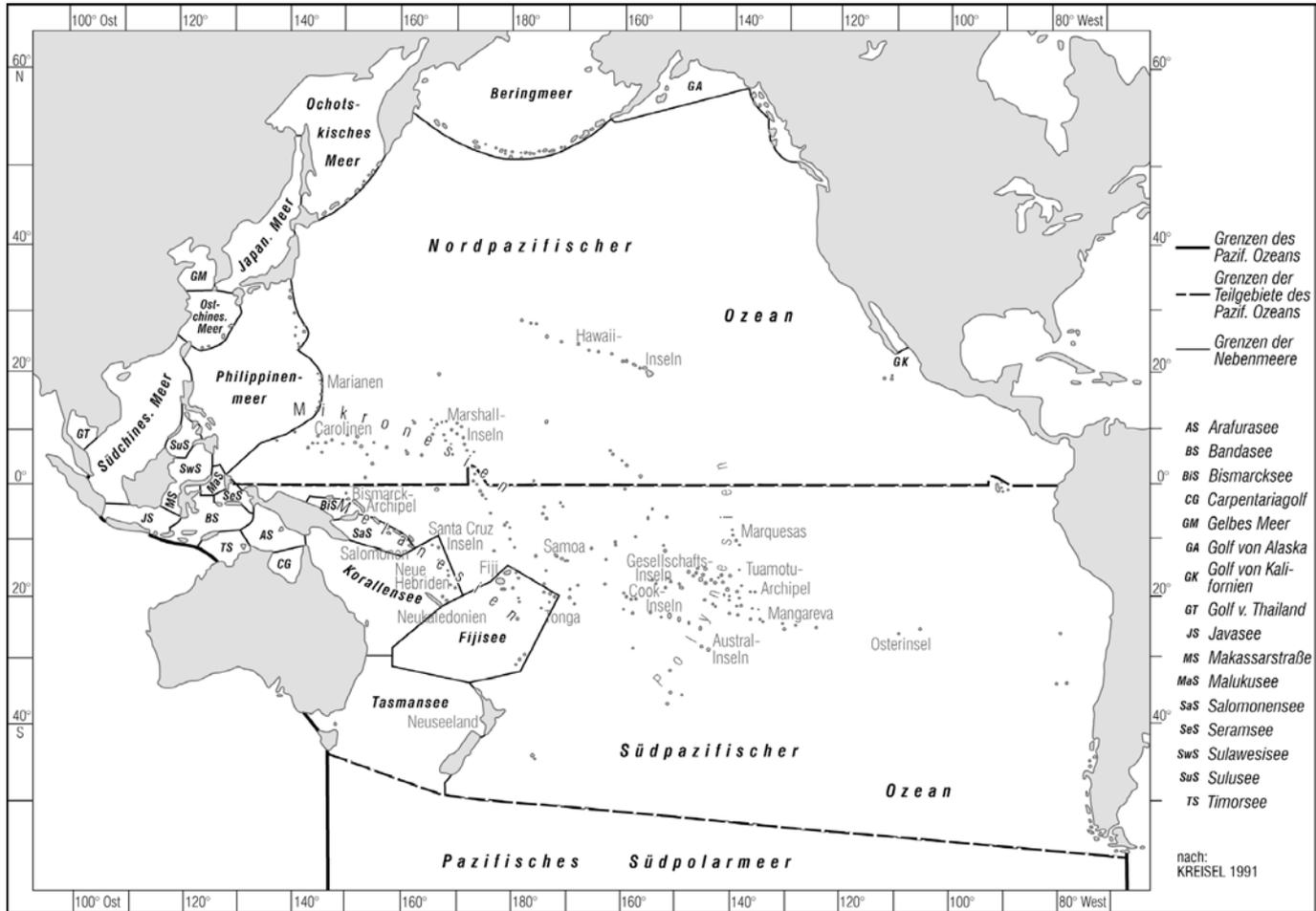


Abb. 1. Übersichtskarte Pazifischer Ozean.

mung durch Kolonialmächte, die wirtschaftliche und soziale Entwicklung in den einzelnen Inselgruppen vor sich gegangen, als dass man noch prinzipiell eine Gleichartigkeit erwarten könnte. Das Bewusstsein pazifischer Identität ist sowohl in Neuseeland als auch in Hawaii vorhanden. Beide Inselgruppen stellen somit nur das Ergebnis einer vielleicht extremen Entwicklung in der pazifischen Inselwelt dar, und sind deshalb heute von anderen pazifischen Staaten und Territorien unterschieden. Sicher hat es seine Berechtigung, Neuseeland im gleichen Atemzug mit Australien zu nennen; beide Länder sind sehr stark europäisch geprägt. Jedoch muss Australien aufgrund seines kontinentalen Charakters hier außer Acht gelassen werden, wenn es auch bei manchen Themen aufgrund seiner politischen und wirtschaftlichen Rolle im Pazifik ebenso wie andere Länder (USA, Großbritannien, Frankreich, Japan, Russland) nicht übergangen werden kann.

Neben dem Begriff „pazifische Inselwelt“ sind weitere Bezeichnungen üblich: Der Ausdruck „Ozeanien“ unterstreicht die Bedeutung der riesigen Wasserfläche des Pazifiks für die Inselwelt. Häufig gebraucht wird überdies der Begriff „Südpazifik“ oder „südpazifischer Inselraum“ (BUCHHOLZ 1984), der im politischen Vokabular in selbstgewählten Bezeichnungen (South Pacific Commission, South Pacific Forum etc.) auftritt. Dieser Ausdruck geht auf den Terminus „Südsee“ zurück, der seit dem 16. Jahrhundert geläufig ist, obwohl er geographisch gesehen im Grunde nicht ganz zutrifft, da zahlreiche Inseln dieser Inselwelt nördlich des Äquators liegen (Großteil Mikronesiens, Hawaii).

Die pazifische Inselwelt geht weithin auf vulkanische Entstehung zurück. Sie beschränkt sich insgesamt auf lediglich 1,3 Mio. Quadratkilometer Landfläche (Tab. 1), von denen jedoch allein 1,15 Mio. auf die Insel Neuguinea (Papua-Neuguinea und West-Papua/Irian Jaya) und Neuseeland entfallen. Neben der gemeinsamen Grundlegung durch die ursprünglichen Bevölkerungsgruppen kann somit für viele Inselgruppen (mit der Ausnahme von Neuguinea und Neuseeland) als weitere Gemeinsamkeit die Kleinheit ihres Areals herausgestellt werden. Oftmals ist die Landfläche dieser über den Pazifischen Ozean verstreuten Inseln minimal, was in deutlichem Gegensatz zur riesigen Seefläche steht, die im Zusammenhang mit der 200 Seemeilen-Zone beansprucht wird (Tab. 2, 3). Zur kleinen Landfläche kommt die Aufsplitterung des jeweiligen Gebiets in eine Vielzahl von einzelnen Inseln (Tab. 6), was die wirtschaftlichen Potenziale noch zusätzlich einschränkt. Mit der Lage innerhalb des Ozeans hängt es zusammen, dass diese Inselgruppen vom Weltmarktgeschehen isoliert sind, was eine schwerwiegende Benachteiligung darstellt. Ausnahmen sind auch hierbei festzustellen, doch ist eine gelungene Integration in den Weltmarkt die Ausnahme (Neuseeland, Hawaii).

Graduell unterschiedlich, aber teilweise doch noch deutlich konnten in der pazifischen Inselwelt traditionelle Strukturen überdauern. Dies ist umso mehr der Fall, je unzugänglicher diese Inseln waren und je weniger sich ausländischer Einfluss ausdehnen konnte. Archaischer strukturiert sind dabei die melanesischen Inseln, während sich Polynisien und Mikronesien im Allgemeinen eher an die moderne Zivilisation angepasst haben. In dieser Inselwelt leben heute ca. 15,1 Mio. Menschen (12,1 Mio. in Papua-Neuguinea, Neuseeland, West-Papua/Irian Jaya und Hawaii). Bei der Beschränktheit der Landfläche und der geringen Bevölkerung ist es einleuchtend, dass sich der Begriff der „pazifischen Herausforderung“ nicht auf die Inselwelt beziehen kann. Sie betrifft die pazifischen Randstaaten mit ihren gewaltigen Ressourcen und ihrer großen Bevölkerungszahl, die in Zukunft eine Konkurrenz zu den traditionellen Schwerpunkten der Weltwirtschaft darstellen könnten. Die Inselwelt selber spielt hierbei nur randlich eine Rolle, gewinnt jedoch in der Gegenwart bei geostrategischen Überlegungen zunehmend an Gewicht.

Grundsätzlich wäre es möglich, jede der einzelnen pazifischen Inselgruppen bzw. zumindest die größeren Territorien (Papua-Neuguinea, Neuseeland etc.) zum Gegenstand einer Länderkunde zu machen. Wenn im Folgenden die gesamte pazifische Inselwelt behandelt wird, so geschieht dies mit dem Ziel, die jeweils gemeinsamen Fragenkreise, die sich im Bereich der physischen und der Anthropogeographie aufdrängen, zu betrachten. Dieses Vorgehen beinhaltet den Verzicht auf die lückenlose und detaillierte Aufnahme eines jeden Landes zugunsten der

aktuellen Problematik. Dementsprechend werden einleitend die Grundzüge der physischen Geographie analysiert. Danach wird auf die traditionellen Kulturen in ihren Ähnlichkeiten und ihrer Differenzierung eingegangen und das Problem der Herkunft der Polynesier diskutiert. Die einzelnen Phasen des Wandels von den autochthonen Kulturen über die europäische „Entdeckung“ zum heutigen vielgestaltigen Bild von Gesellschaft und Wirtschaft leiten zu den gegenwärtigen Fragenkomplexen von ethnischen Differenzen, Bevölkerungskonzentration und Verstädterung, der Rolle des Pazifiks im weltpolitischen Kräftespiel und den aktuellen wirtschaftlichen Tendenzen über.

2

Naturräumliche Gegebenheiten

2.1 Geologische und tektonische Grundlagen

2.1.1 Plattentektonische Grundstrukturen

Wenn auch die Einzelheiten der plattentektonischen Vorgänge noch nicht ausdiskutiert sind, so scheinen doch einige Grundprinzipien eindeutig geklärt: Der Bereich des Pazifiks besteht aus verschiedenen Platten, die sich allmählich verlagern; mittelozeanische Rücken, Subduktionszonen mit vulkanischen Formen und Intraplattenvulkanismus prägen den pazifischen Raum und sind für seine morphologische Struktur verantwortlich (Abb. 2).

Den größten Teil des Pazifiks nimmt die *Pazifische Platte* ein. Im nördlichen und nordöstlichen Pazifik grenzt sie – abgesehen von der kleinen (ozeanischen) *Gorda-Platte* – an die *Nordamerikanische Platte*. In der Höhe von Mittelamerika liegt die *Cocos-Platte*, die nach NE von der *Karibischen Platte* begrenzt wird. Nach SE folgt die *Nazca-Platte*, die bei den Anden auf die *Südamerikanische*, im S auf die *Antarktische* und die *Südostpazifische Platte* trifft. Im SW grenzt die *Pazifische* an die *Australische Platte*. Die Strukturen im westlichen Pazifik sind komplizierter: In Melanesien kann man die *Fiji-Platte* und die *Bismarck-Platte* unterscheiden; den Bereich der Philippinen nimmt die gleichnamige *Philippinen-Platte* ein, bevor sich im NW die *Eurasische Platte* anschließt.

Während der atlantische Ozean einen deutlichen mittelatlantischen Rücken aufweist, beginnt ein solcher mittelozeanischer Rücken („mid ocean ridge“) im Pazifik erst am Südausgang des Golfes von Kalifornien. Dies ist der *Ostpazifische Rücken* (East-Pacific Rise), der sich dann weit nach S erstreckt und die Pazifische Platte von der Cocos- und der Nazca-Platte trennt. Noch weiter südlich setzt sich der Ostpazifische im *Südpazifischen Rücken* bzw. im *Indisch-Antarktischen Rücken* (Pacific-Antarctic Ridge) fort, durch den die Pazifische von der Antarktischen Platte getrennt wird, während die *Chilenische Schwelle* (Chile-Rise) die Nazca-Platte von der Antarktischen und der Südostpazifischen Platte absetzt. Es werden jedoch auch nördlich der *Mendocino-Frakturzone* im nördlichen Pazifik Ansätze einer mid ocean ridge vermutet. Man interpretiert zudem den *Golf von Kalifornien* als aufreißenden Ozeanteil in der mobilen Randzone zwischen Platten des Pazifischen Ozeans und Nordamerikas. Die *San-Andreas-Spalte* (San-Andreas-Fault) steht mit ihren auch rezenten Versetzungen hiermit in Zusammenhang.

Im nördlichen Pazifik existieren zudem lang gestreckte Bruchzonen (*Mendocino-Bruchzone*, *Pioneer-Bruchzone*, *Murray-Bruchzone*, *Molokai-Bruchzone*, *Clarion-Bruchzone*, *Clipper-ton-Bruchzone*), die sich weiter nach S zu fortsetzen (*Galapagos-Bruchzone*, *Osterinsel-Bruchzone*). Man kann überdies davon ausgehen, dass es im östlichen Pazifischen Ozean (zwischen ostpazifischem Rücken und Südamerika) eine Reihe fossiler mid ocean ridges gibt – ebenso wie die Frakturzonen sich in den amerikanischen Kontinent hinein fortsetzen und möglicherweise sogar eine Verbindung zu atlantischen Bruchzonen haben.

Pazifische Platte (Gorda-Platte), Cocos-Platte und Nazca-Platte tauchen unter die östlich anschließenden Platten ab. Während sich beim Übergang zur (ozeanischen) Karibischen Platte kein orogener Gürtel ausgebildet hat, führte die Subduktion unter die nord- und südamerikanische (kontinentale) Platte hingegen zum klassischen Kordillerentyp: Im N und NW des Pazifischen Ozeans tauchen die Pazifische und die Philippinen-Platte unter die Eurasische Platte. Als Konsequenz bildeten sich hier die charakteristischen Inselbögen der Aläuten, der Kurilen, der japanischen Inseln, der Philippinen und Teilen der Insulinde, während die Marianen aufgrund

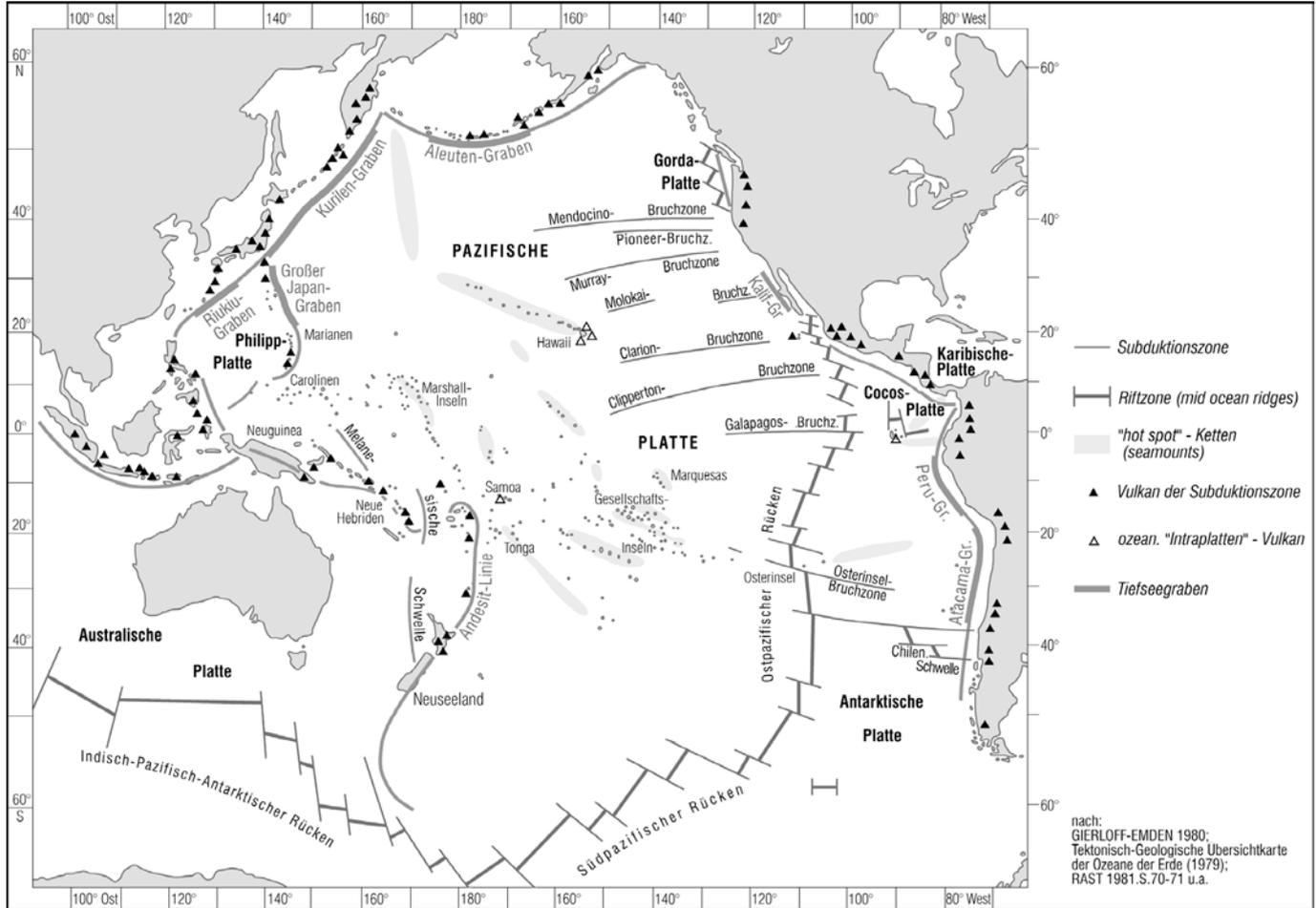


Abb. 2. Tektonisch-Geologische Übersicht.

des Abtauchens der Pazifischen unter die Philippinen-Platte entstanden sind. Am Grenzbereich zwischen Pazifischer und Australischer Platte taucht die Pazifische Platte im Tonga-Kermadec-Bogen unter die Australische Platte; im westlichen Pazifik hingegen hat die Abtauchrichtung gewechselt: Dort schieben sich die Indisch-Australische sowie die Fiji-Platte unter die Pazifische Platte. In Neuguinea sind vermutlich Inselbogen und Kontinent kollidiert. Im Bereich von Neuseeland hat sich durch plattentektonische Schubkräfte eine „Torsion“ an Plattengrenzen ereignet. Die Folge ist, dass von Neuseeland an weiter nach S die Australische Platte unter die Pazifische untertaucht (ILLIES 1977).

Die Kollision von Platten äußert sich somit in der Subduktionszone am Ostrand des Pazifiks in der Bildung eines Großorogens. Nach W zu ist hingegen entsprechend der größeren Komplexität der Plattengrenzen ein breiterer Gürtel vorhanden: Charakterformen sind hier die vulkanischen Inselbögen, die im nördlichen und westlichen Teil des Pazifiks randliche Nebenmeere eingrenzen (Beringmeer, ochotskisches Meer, ostasiatische und südostasiatische Randmeere und diejenigen zwischen Australien, Neuseeland und Fiji). Diese Inselbögen, die sich von den Aläuten über den Ostrand Kamtschatkas, Japan, die Marianen, Yap, Neuguinea, den Bismarck-Archipel, die Salomonen und Fiji bis Neuseeland erstrecken, markieren die „Andesit-Linie“ nach dem hier (und in den angrenzenden Kontinentalbereichen) vorherrschenden Lavatyp. Er fehlt im zentralen Pazifischen Becken (THOMAS 1961, S. 9), tritt also bei den „innerpazifischen“ Inseln nicht auf. Die Andesit-Linie kennzeichnet die „Grenze“ zwischen dem weitesten Vordringen der Australischen und der Eurasischen „kontinentalen“ Platte gegenüber der ozeanischen Pazifischen Platte. Sie bildet somit die Trennlinie zwischen den Gebieten, die wenigstens teilweise eine sialische Kruste besitzen und den eigentlichen ozeanischen Regionen, die eine solche Kruste nicht aufweisen (GIERLOFF-EMDEN 1980, S. 406).

Die Inseln westlich der „Andesit-Linie“ werden von daher auch als „kontinentale“ Inseln bezeichnet. Der Begriff bezieht sich ursprünglich nicht auf die teilweise „kontinentale“ Größe (Neuguinea) dieser Inseln. Trotzdem hat sich eine Differenzierung der Inseln westlich der Andesit-Linie in die großen, stark reliefierten, erzeichen „kontinentalen“ Inseln (Neuguinea, Salomonen, Vanuatu, Fiji, Neukaledonien, Neuseeland) und die kleineren, stärker von explosivem Vulkanismus geprägten „ozeanischen Inseln“ oder „ozeanischen Inselketten“ (in einem schmalen Streifen von den Marianen über Palau und Yap bis Tonga) eingebürgert (BUCHHOLZ 1984, S. 105). Ganz glücklich sind diese Begriffe freilich nicht, umso weniger, als die dritte Zone östlich der Andesit-Linie dann als die Zone der „Vulkan- und Koralleninseln“ bezeichnet wird. Diese Formulierung trifft auch auf zahlreiche Inseln westlich der Andesit-Linie zu, nicht nur auf die innerpazifischen Inseln. Von der geologischen Entstehung her gesehen wäre eine Differenzierung in die (größeren und kleineren) „kontinentalen“ Inseln (die sich in den Subduktionszonen bildeten) und die „innerpazifischen, ozeanischen“ Inseln (die als Folge des Intraplattenvulkanismus entstanden sind) naheliegender. Die Entstehung des Pazifischen Ozeans wird heute durch die Theorie der Plattentektonik im Zusammenhang mit dem „sea floor spreading“ erklärt (VINE 1966). Die hierin enthaltenen Erkenntnisse betreffen etwa die Entstehung der mittelozeanischen Rücken („mid ocean ridges“) mit dem Phänomen des Aufbrechens von Ozeanböden und ihrer Kruste, verbunden mit der Entstehung neuer Ozeanböden. In Zusammenhang hiermit steht die Translation der Kontinente („drifts“) aufgrund des Baus der Erdkruste in Form von Platten, die sich relativ zueinander bewegen und die Kontinenteile und Ozeanböden in Schollen einbeziehen.

Für das Modell der Plattentektonik sind die Erdkruste und der obere Mantel von Bedeutung, wobei man heute von einem schalenförmigen Aufbau der Erde ausgeht. Die Erde besteht aus einem Kern, der von mehreren Schalen umgeben wird: Über dem Erdmantel befinden sich die Ozeanböden in drei Schichten verschiedener Dicke der Kruste (GIERLOFF-EMDEN 1980, S. 469):

- „Layer 1“: eine Schicht mit noch nicht oder wenig verfestigten Sedimenten; Mächtigkeit zwischen 0–1 km, über weite Flächen der Ozeanböden bis zu 300 m mächtige, harte Feuersteinschichten; Leitgeschwindigkeit von 2 km/sec. von Wellen der Sprungseismik.

- „Layer 2“: vorwiegend basaltisches Material (extrusiver Vulkanismus mit Kissenlava); 1–2 km mächtig, kann beim „sea floor spreading“ entstanden sein; Leitgeschwindigkeit 5 km/sec.
- „Layer 3“: vorwiegend Gabbro und Diorite (intrusiver Vulkanismus); Mächtigkeit 4–5 km; Leitgeschwindigkeit 6,5 km/sec.

Diese drei Schichten werden durch Diskontinuitätsflächen, an denen sich die Geschwindigkeit seismischer Wellen ändert, voneinander getrennt, was auf eine veränderte physikalische und chemische Zusammensetzung der Schalen hinweist (RAST 1980, BOILLOT 1978). Sie bilden mit einer Mächtigkeit von 7–8 km die „ozeanische Kruste“; die sog. „kontinentale Kruste“ ist hingegen im Regelfall ca. 35 km mächtig.

Die Kruste wird nach unten mit der sog. „Mohorovicic-Diskontinuität“ (Moho) abgeschlossen, die einen charakteristischen Sprung in der Leitfähigkeit von seismischen Signalen markiert. Darunter beginnen die „ultramafitischen“ Gesteine des Erdmantels mit höherem spezifischen Gewicht und einer Leitfähigkeit von 8 km/sec. Der Bereich der Erdkruste und des obersten Mantels, die „feste“ Gesteinshülle, wird als Lithosphäre bezeichnet. Darunter beginnt die „plastische“ Schale der Asthenosphäre (Gutenbergzone) in Tiefen von 80–300 km, in der seismische Wellen langsamer werden. Die Gesteine sind hier in der Nähe ihrer Schmelztemperatur und werden dadurch unter Druck plastisch verformbar. Es ist nun anzunehmen, dass in der Asthenosphäre Konvektionsbewegungen stattfinden und dass die weniger dichte Lithosphäre, die in Platten zerbrochen ist, auf ihr „schwimmt“ und so bewegt wird.

Nach der klassischen Plattentektonik treffen sich an jedem mittelozeanischen Rücken zwei Konvektionswalzen (BISCHOFF 1987, S. 63) mit ihrem aufsteigenden Ast. Das empordringende, erwärmte und dadurch leichtere Material hebt die Kruste unter dem Meer an. Der Strom gabelt sich unter der Lithosphäre und biegt nach beiden Seiten hin ab. Damit zieht er die Kruste am mittelozeanischen Rücken auseinander. In die entstehenden Risse dringt aufsteigendes Magma, das erstarrt und schließlich gleichfalls zur Seite befördert wird. Frisches Magma bildet hingegen das nächste Stück Lithosphäre. Umgekehrt treffen an den Subduktionszonen die absteigenden Äste zweier Konvektionswalzen zusammen. Mit dem Abstrom wird das abtauchende Platteneinde in die Tiefe gezogen und dort aufgeschmolzen (vgl. FRANCHETEAU 1987, MCKENZIE 1987).

Die heutige Form der Ozeane wird somit durch riesige untermeerische Gebirgssysteme, die *mittelozeanischen Rücken* („mid oceanic ridges“) von durchschnittlich 2500 m Höhe und 1000 km Breite bestimmt. Sie bilden ein weltweites Gebirgssystem von insgesamt 60–70.000 km Länge. Entlang der Längsachse der mittelozeanischen Rücken verläuft eine Längsspalte (Scheitelgraben, „rift valley“), die eigentlich aus Spaltenbündeln („rifts“) besteht. Sie kann sich zu Grabensystemen ausweiten, eine Breite von ca. 30 km und eine Tiefe von 3000–4000 m erreichen. Hier konzentrieren sich fast alle Epizentren ozeanischer Erdbeben.

Diese Riftzonen sind – folgt man der Theorie der klassischen Plattentektonik – der geologisch jüngste Teil der Rücken und entscheidend für die Plattenbewegungen: Die dort herrschende ständige vulkanische Aktivität führt zur Förderung großer Mengen vulkanischer Schmelze (was die riesigen Lavadecken der Ozeane erklärt). Dort gehen das Aufbrechen und die Neubildung von Ozeanboden vor sich, indem laufend neue Kruste gebildet wird und somit der Rücken (mit den sich an dieser Grenze treffenden Platten) von dieser Mittellinie auseinanderdriftet (sea floor spreading). Die mittelozeanischen Rücken sind ihrerseits in viele Teilbereiche zerbrochen, die an *Transformstörungen*, *Querstörungen*, *Transversalstörungen*, *Frakturzonen* („transform faults“) gegeneinander versetzt sind. Die ursprüngliche Deutung als Horizontalverschiebung hat man inzwischen modifiziert: Bei der Annahme einer – späteren – Horizontalverschiebung müssten die „transform faults“ die jüngsten aktiven Zonen sein. Dies widerspricht jedoch den ebenso aktiven „rifts“. Daher wird die Möglichkeit einer gleichzeitigen Entstehung von „Driftnarbe“ und Querzone („transform fault“) diskutiert (SCHÖNENBERG 1975, S. 29). Offensichtlich werden die Gesteine mit zunehmender Entfernung von den mittelozeanischen Rücken immer älter, wie erdmagnetische Messungen ergeben haben.

Da sich das Volumen der Erde in den letzten 200 Mio. Jahren nicht vergrößert hat, muss bei fortwährender Bildung von neuer Kruste bisherige Kruste wieder abgebaut werden: Dies be-

deutet, dass sich die Erdkruste im Bereich der Ozeanböden gleichzeitig in ständiger Erneuerung durch Material aus dem Erdmantel („mid oceanic ridge“ = Divergenzzone) und in dauerndem Vergehen in Form eines „Verschluckungsprozesses“ befindet: Die ozeanische Kruste kühlt sich mit zunehmender Entfernung vom Entstehungsort ab, wird spezifisch schwerer und durch auflagernde Sedimentation dicker. Im Bereich der Tiefseegräben ist sie so schwer geworden, dass sie an den sog. *Subduktionszonen* schräg unter die Kontinentalkruste, die eine geringere Dichte hat, abtaucht und im Mantelbereich assimiliert wird. Der Kreislauf des Auf- und Abtauchens beruht dabei auf dem Prinzip der Konvektionsströmungen. Auf diese Weise wird erklärbar, dass sich die Pazifische Platte unter die Asiatische und Amerikanische schiebt.

Die Untersuchung der vulkanischen Aktivität und Erdbebenhäufigkeit im Bereich des zirkumpazifischen Faltengebirgsgürtels hat zu der Feststellung geführt, dass die Tiefe der Erdbebenherde von den Inselbögen und Faltengebirgsrändern zu den Kontinenten hin schräg zunimmt (in Extremfällen bis 700 km). Nach dem amerikanischen Seismologen H. BENIOFF (1899–1968), der auf die Bedeutung solcher Zonen in der Umrandung des Pazifiks aufmerksam gemacht hat, bezeichnet man diese schräg einfallenden Gleitzonen hoher seismischer Aktivität als „*Benioff-Zone*“. An ihr lässt sich das Absinken der Subduktionszonen beobachten.

Die Epizentren von Erdbeben konzentrieren sich, wie erwähnt, auf bestimmte Zonen, welche primär an den Rändern der Platten zu finden sind. Sie repräsentieren die Gebiete mit den häufigsten Erdbeben, Vulkanreihen und jungen Faltengebirgen. Dabei können sich die Ränder der Platten auf drei verschiedene Weisen relativ zueinander verhalten: sie können divergieren (auseinanderdriften), konvergieren (sich aufeinander zu bewegen) oder sich an den „transform faults“ schräg aneinander vorbeibewegen (PAVONI 1988, S. 58, 59, GREEN 2001, S. 14–21).

Die divergierenden, *konstruktiven* Plattenränder folgen der zentralen Riftzone der aktiven mittelozeanischen Rücken. Dort driften Lithosphäre-Platten auseinander; aus dem Erdinneren fließt glutflüssiges Material nach, erstarrt und bildet neue ozeanische Lithosphäre. Die angrenzenden Platten werden dadurch vergrößert und wachsen, indem parallel zum Verlauf des Rifts ständig weitere Streifen neu gebildeter Lithosphäre in symmetrischer Abfolge an beide Platten angeschweißt werden (PAVONI 1988, S. 59, 60). Im Bereich konvergierender, *destruktiver* Plattenränder stoßen zwei Platten zusammen. Wenn die eine Platte aus ozeanischer Lithosphäre besteht, kommt es zur Subduktion der ozeanischen Platte. Diese taucht tief in den Erdmantel ab, da sie spezifisch etwas schwerer ist als das umgebende wärmere Mantelmaterial und wird dabei selbst aufgelöst. Diese Zone ist durch orogene Faltengebirgsgürtel (zirkumpazifischer Faltengebirgsgürtel), Inselbögen und Tiefseegräben charakterisiert. An Bruchzonen, den „transform faults“, liegen die *konservativen* Plattenränder, entlang denen sich zwei Platten seitlich aneinander verschieben, ohne dass dabei neue Lithosphäre erzeugt oder bestehende zerstört wird.

Die Einzelheiten der Plattentektonik sind freilich in ihrem Wirkungsgefüge noch nicht vollständig geklärt. Modifizierungen ergeben sich u. a. durch das Konzept der „*Terrane*“. Dieses besagt, dass sich von ozeanischen Platten mitgeführte Krustenblöcke im Verlauf der Plattendrift an alte Kontinentalkerne anlagern (HOWELL 1987). Dabei kann es sich um aus der ozeanischen Platte herausragende Inseln und Inselketten handeln, die über „hot-spots“ entstanden sind oder Inselbögen, die von explosivem Vulkanismus parallel zu den Subduktionen zeugen. Zudem „treiben“ in den Ozeanbecken Reste von Kontinentalrändern, dicke und spezifisch leichtere Krustenblöcke, die vom Festland abgebrochen sind, wo dieses sich aufgespalten hat und neue Ozeane gebildet werden. Außerdem ist der Meeresboden von einem „Sedimentteppich“ bedeckt, dessen Volumen weltweit 170 Mio. Kubikkilometer beträgt. Manchmal werden überdies Sedimente von der sich überschiebenden Platte abgeschert und an den Kontinentalrand angefügt. Ein Teil des Materials auf dem Meeresboden taucht mit der ozeanischen Platte ab. Ein Großteil der Sedimente, basaltischen Tiefseeberge, vulkanischen Inselbögen und Kontinentalreste wird jedoch zu Terranen zusammengeschoben, welche die Kontinente wachsen lassen. Solche Terrane sind für die Entstehung und Umgestaltung der Kontinentalränder des pazifischen Raumes verantwortlich, insofern, als den alten Kontinentalkernen neue Krustenteile angeschweißt wurden (HOWELL 1987, S. 103–104).

Im Gegensatz zur herkömmlichen Meinung werden in jüngerer Zeit jedoch Teile der klassischen plattentektonischen Vorstellungen in Zweifel gezogen. So äußert BISCHOFF (1987, S. 64) vor allem zwei prinzipielle Einwände:

1. Afrika ist von mittelozeanischen Rücken umgeben (mittelatlantischer und Carlsberg-Rücken). Zwischen diesen Rücken ist jedoch keine Subduktionszone zu erkennen. Im Gegenteil: Im Bereich von Afrika finden eher Dehnungs- als Kompressionsprozesse statt (Grabenbrüche). Was geschieht dann aber mit der angeblich an den beiden mittelozeanischen Rücken produzierten und in Richtung Afrika transportierten Lithosphäre? Wird sie nicht „verschluckt“?
2. Die an der Westseite Nordamerikas angelandeten Terrane stammen aus dem zentralen Pazifik und sind während der letzten 180 Mio. Jahre über 1000 km nach NE in Richtung Nordamerika gewandert. Der „mittelozeanische Rücken“ des Pazifiks verläuft jedoch nicht in der Mitte, sondern im E. Ein Terran, das im zentralen Pazifik entstanden und nach Nordamerika gedriftet ist, müsste also diesen Rücken gequert haben. Ein Terran wird von der Platte, auf der es liegt, passiv mitgeführt – es kann nicht aktiv in Gegenrichtung wandern. Dies ist aber bei einer angeblich westwärtigen Bewegung der Pazifischen Platte nicht möglich.

Beide Widersprüche lassen sich demnach nur lösen, wenn man annimmt, dass auch die mittelozeanischen Rücken wandern (Mittelatlantischer- und Carlsberg-Rücken von Afrika weg; Ostpazifischer Rücken auf Amerika zu). Dieser Deutungsversuch beinhaltet, dass den mittelozeanischen Rücken nicht die Primärfunktion als „Motor“ der Plattentektonik zukommt. BISCHOFF (1987, S. 65) geht vielmehr von einem „bizellularen Strömungssystem“ aus, wobei sich die eine Zelle im Mantel der pazifischen Erdhälfte mit Aufstiegszentrum unter dem zentralen Pazifik und die andere auf der gegenüberliegenden Hälfte unter Afrika befindet. Um diese Zentren verlaufen die mittelozeanischen Rücken in weiten Bögen, und die Transformstörungen sind nahezu radial zu ihnen angeordnet.

Die Ursache dieser Situation liegt nach BISCHOFFS Theorie im Aufbrechen des „Superkontinents“ der *Pangaea* seit 180 Mio. Jahren durch die Bildung eines Wärmestaus unter der isolierenden Kontinentalkruste: Dies ergäbe eine nach außen gerichtete Zugspannung; die einheitliche Landmasse würde zerbrechen und einige seitliche Teile würden wegtransportiert (Australien, Indien). Einen solchen Wärmestau unter der Südhälfte *Pangaeas*, *Gondwana*, legen die dortigen riesigen Basaltergüsse nahe. Die einzelnen Kontinente seien nun nach allen Seiten von *Pangaea* abgebrochen und gegen den alten Ozean *Panthalassa* vorgerückt. An der Stirnseite wurden die ehemaligen Schelfsedimente *Pangaeas* gestaucht und es entstanden Faltengebirge, davor bildeten sich Subduktionszonen, an denen die ozeanische Kruste von *Panthalassa* abtauchte. An der Rückseite der wegdriftenden Kontinente entstanden Grabenbrüche („rift valleys“), die sich schließlich zu neuen Meeresbecken mit mittelozeanischen Rücken öffneten und erweiterten. Nach PAVONI (1988, S. 60) ist es wahrscheinlich, dass benachbarte Platten auch durch eine einseitig gerichtete Strömung mit horizontalem Gradienten auseinander bewegt werden können. Dabei entstehen ebenfalls symmetrische Streifen neu gebildeter Lithosphäre beidseits der Schwächezone des Rifts.

Die mittelozeanischen Rücken würden demnach nicht mit dem Aufstrombereich der Konvektionswalze zusammenfallen, sondern sie wären Bruchstellen zwischen einem Urkontinent (*Gondwana*) und einem seitlich abgerissenen Kontinentblock (zunächst Grabenbruch, dann „rift valley“, dann ozeanischer Rücken). Rein *passiv* würde in die sich öffnende Naht Mantelmaterial eindringen, was mit vulkanischen Erscheinungen einhergehe.

Die Annahme einer radialen und ringförmigen Wegwanderung von einem Hitzezentrum unter Afrika aus würde dadurch unterstrichen, dass die zugehörigen mittelatlantischen Rücken wesentlich länger sind als die Umrise des Kontinents. Bei einem normalen Auseinanderbrechen und Westwärtsdriften müssten z. B. mittelatlantischer Rücken und Westküste Afrikas gleich lang sein. Ein weiteres Argument wären die zwischen den nun radial auseinanderdriftenden Kontinenten entstehenden Lücken, in die (zwischen Nord- und Südamerika bzw. zwischen Südamerika und der Antarktis) ozeanische Lithosphäre von *Panthalassa* eingedrungen sei. Die Konsequenz sei die Entstehung des karibischen Inselbogens bzw. des Südantillenbogens. Auch

östlich von Afrika sei pazifische Kruste in die Lücken zwischen Indien und Australien sowie zwischen Neuseeland und der Antarktis eingedrungen. Dabei hätten sich der indonesische Inselbogen bzw. der der Macquarie-Inseln gebildet.

Nach dieser Theorie ist ebenso wie Pangaea auch Panthalassa vor ca. 180 Mio. Jahren aufgebrochen worden – ausgehend von einem Konvektionsstrom im Bereich des Darwin Rise (westlicher äquatorialer Pazifik). Hier seien die ozeanischen Krustenstücke ringförmig auseinandergedriftet – ebenso wie die kontinentalen durch den Aufstrom unter Pangaea. Die Bruchstellen wurden gleichfalls zu sich langsam nach außen verlagernden mittelozeanischen Rücken. Hierfür spräche die asymmetrische Lage des mittelpazifischen Riftsystems, seine gebogene Form und die mehr oder weniger ringförmig um den Darwin Rise gruppierten paläomagnetischen Streifen.

Ein Argument für die Ostwärtswanderung des Pazifischen Rückens liefern zudem die an Nordamerika angelandeten Terrane. Sie hatten sich demnach von Anfang an östlich des Rückens befunden und wurden mit seiner Ostwanderung an Amerika angegliedert. Die Ostwanderung würde auch durch die zwei auffälligen Ausbuchtungen in den Lücken zwischen Nord- und Südamerika bzw. Südamerika und der Antarktis unterstrichen. Dort sei – nicht gebremst durch die Kontinentalblöcke – die Pazifische Platte weit vorgedrungen (heute ist die Lücke in der Karibik freilich geschlossen; dort wird die pazifische Kruste jetzt subduziert). An der Außenseite des ostpazifischen Rückens würden die aufgrund der radialen Bewegung auftretenden Lücken der ozeanischen Kruste durch Querrücken markiert, an denen wiederum *passiv* Material aus dem Mantel aufsteigt. Auch hier handelt es sich nicht um einen *aktiven* Aufstrom. Es muss im Übrigen als Ergebnis der Aufspaltung Panthalassas auch im W und N des Pazifiks noch Rückensysteme gegeben haben, die aber bereits von Pangaea-Teilen überdriftet und unter Asien und Australien subduziert wurden. Auch der ostpazifische Rücken ist im Bereich von Kalifornien bereits unter Nordamerika abgetaucht. Dies würde erklären, warum vor Kanada und Kalifornien keine Subduktionszone vorhanden ist.

Das angenommene Konvektionssystem unter dem Darwin Rise, also unter Panthalassa, wäre eine direkte Folge des Systems unter Pangaea, indem der Aufstrom besonders heißen Mantelmaterials unter Pangaea einen „Absaugeffekt“ im Erdmantel bewirkte. Im Ausgleich für das zur Bildung der Lithosphäre des Atlantik und Indik verbrauchten Materials wurde ozeanische Lithosphäre aus dem pazifischen Raum regelrecht angesaugt, was auch dort eine Konvektionsströmung zum Ausgleich des Defizits in Gang setzte. Diese Vorstellung geht davon aus, dass der Pazifik allseitig weiter überdriftet wird, bis er sich wieder vollständig geschlossen hat, und die Kontinente wieder eine mehr oder weniger zusammenhängende Landmasse bilden. Unter dieser Landmasse würde sich erneut ein Wärmestau und damit ein Konvektionsstrom entwickeln, der auch diesen neuen „Superkontinent“ schließlich auseinanderrisse. Demnach würden sich die Kontinente immer wieder vereinigen, aufspalten und wiedervereinigen.

PAVONI (1988) hat demgegenüber ein „echtes“ bipolares geotektonisches Modell entwickelt. Er schließt auf eine fundamentale hemisphärische Symmetrie oder Bipolarität globaler tektonischer Vorgänge und nimmt eine bizellulare Konvektion im Erdmantel an: Unter der Pazifischen Platte, im Gebiet des zentralen Pazifik und unter der Afrikanischen Platte ist im Erdmantel eine breit angelegte, aufsteigende Strömung vorhanden. Die Lage der beiden hypothetischen geotektonischen Zentren dürfte seiner Ansicht nach folgendermaßen lokalisiert werden: Das Pazifische Zentrum P bei 170° W / 0° N, das Afrikanische Zentrum A bei 10° E / 0° N. Unterhalb der Lithosphäre wird das aufsteigende Mantelmaterial gezwungen, horizontal und radial abzufließen: In je 70 – 90° Distanz von den beiden Polen P und A konvergiert die Strömung und taucht nach der Tiefe hin ab.

Seismologische Untersuchungen bestätigen die fundamentale, also nicht erst sekundäre pazifisch-antipazifische Bipolarität, indem sie im zentralen Pazifik und unter Afrika eine aufsteigende Mantelströmung erschließen lassen. Auch die Berechnungen des Geoidkörpers entsprechen diesen Überlegungen, insofern, als sich um das Pazifische- und das Afrikanische Zentrum (P und A) zwei ausgedehnte Aufwölbungen, sog. „Geoid-Hochs“ befinden. Nach PAVONI

(1988, S. 64) sei die Aufspaltung der paläo-pazifischen Lithosphäre zur selben Zeit erfolgt wie im Bereich unter Afrika, also ohne zeitliche Verzögerung und damit nicht sekundär. Zudem sei der Aufstrom unter dem Pazifik so intensiv, dass er nur primären Ursprungs sein und nicht erst auf einen sekundären „Absaugeffekt“ zurückgehen könne.

2.1.2 Vulkanismus

Die Plattentektonik ist im pazifischen Raum für die Entstehung verschiedener Formen des Vulkanismus verantwortlich. Der Vulkanismus lässt sich dabei in verschiedene Arten einteilen. Am wichtigsten ist der Vulkanismus der Subduktionszonen und der ozeanische Intraplattenvulkanismus an Störungszonen auf den zentralen Teilen der Platte (Abb. 2, Tab. 19).

Der *Vulkanismus der Subduktionszonen* ist die häufigste Form des übermeerischen Vulkanismus. Die gesamten vulkanischen Erscheinungen des zirkumpazifischen Gebirgsgürtels müssen zu diesem Typ des Vulkanismus gerechnet werden. Druck und Temperatur steigen umso mehr, je tiefer die Platte abtaucht. Das Gestein wird schließlich Aufschmelzvorgängen unterworfen. Das geförderte Material besitzt meist einen hohen Kieselsäureanteil (60%) und besteht hauptsächlich aus Andesit. Der Vulkanismus der Subduktionszonen ist das bekannteste und oft beschriebene „Idealbild“ des Vulkanismus, der sich zuweilen katastrophal auswirkt. Diese Vulkane werden als Stratovulkane bezeichnet; sie besitzen symmetrische, steile Flanken und vergleichsweise kleine Krater am Gipfel und entstehen durch alternierende Lagen von Lava und pyroklastischen Ablagerungen. Die andesitische oder rhyolitische Lava, die dort austritt, ist dicker und viskoser als die basaltischen Ergüsse der Schildvulkane. Die Auswurfmaterialien reichen von Aschepartikeln bis zu hohen Aschenkegeln, Bimsstein, größeren Bomben und Blöcken. Stratovulkane können teilweise für Jahrhunderte „schlummern“ und die Bevölkerung in trügerischer Ruhe wiegen (PRAGER 2000, BOLT 1999, DAVIES 1999).

Die vulkanischen Eruptionen gehen dabei folgendermaßen vor sich: Bei der Subduktion einer Platte setzen zunächst Erdbeben ein. Die Platte erhitzt sich dann in einer Tiefe von ungefähr 110–120 km, magmatische Schmelzen beginnen an die Oberfläche zu dringen und Vulkane werden aufgebaut. Besonders dann, wenn die darüberliegende Platte eine ozeanische Platte ist, kommt es beim Durchstoßen dieser Platte durch die vulkanischen Schmelzen zur Ausbildung von Inselbögen. Hierzu gehören bspw. die Kurilen, die Aläuten, Japan, die Ryukyu-Inseln und die Philippinen. In anderen Gebieten, mehr im westlichen und südwestlichen Bereich des Pazifiks, ist diese Form der Inselbögen nicht so deutlich ausgeprägt (Indonesien, Salomonen), jedoch handelt es sich natürlich auch dort um die Subduktion von Platten.

Im Prinzip ist der Vulkanismus der Subduktionszonen immer explosiv, wobei in Abhängigkeit von ihrem Magma drei unterschiedliche Eruptionsmechanismen anzutreffen sind: der *hochexplosive Vulkanismus*, der *gemischt explosiv-effusive Vulkanismus* und der *gemäßigte Vulkanismus*. Zum *hochexplosiven* Typ, der fast ausschließlich durch die Förderung von Lockermaterial oder von „Glutwolken“ geprägt ist, gehören viele Vulkane der pazifischen Subduktionszonen. Bei ihnen beträgt der Anteil der ausgeworfenen Lockermassen oft über 90%. Charakteristisch ist die große Sprengkraft dieser Eruptionen. Solche Vulkane, deren Ausbrüche für den umgebenden Siedlungsraum und die umliegende Kulturlandschaft oftmals verheerend waren, kennzeichnen den gesamten „Feuerkreis des Pazifischen Beckens“. Beispiele sind: Bandaisan (Japan), Cotopaxi (Ecuador), Tambara (Indonesien), Hibok-Hibok und Pinatubo (Philippinen), Mt. St. Helens (USA).

Beim *gemischt-explosiv-effusiven Typ* treten mit- oder nacheinander Auswurf von Lockermaterial (explosiv) und Ausfluss von Lava (effusiv) auf. Bei diesen Stratovulkanen beträgt im Bereich des zirkumpazifischen Gebirgsgürtels der Anteil des Lockermaterials 45–70%. Beispiele für diesen Vulkantyp sind der Kljutschewskoi (Kamtschatka), Osorno (Chile), Paricutin (Mexiko), Mount Rainier (USA). Der dritte, *gemäßigte Typ* mit ständiger, aber gemäßigter Tätigkeit (wie der Stromboli) ist in dieser Form im pazifischen Raum nicht häufig anzutreffen. Ähnliches Verhalten zeigen etwa der Izalco (San Salvador) und der Sangay (Ecuador).

Einer der spektakulärsten Ausbrüche eines solchen Stratovulkans war im pazifischen Raum der des Pinatubo auf der philippinischen Insel Luzon im Jahre 1991. Dieser Vulkan war 500 Jahre lang ruhig gewesen, in seiner Umgebung lebten insgesamt etwa eine Mio. Menschen. Im Umkreis des Vulkans befanden sich auch die amerikanischen Militärbasen Clark Air Base und Subic Bay Naval Base. Das erste Anzeichen eines Ausbruchs kam im Juli 1990 mit einem Erdbeben der Stärke 7,8 100 km nordöstlich des Gipfels. Abgesehen von einigen Bergrutschen, kleineren Beben und Dampfaustritten blieb es jedoch danach wieder ruhig. Im März und April 1991 begann die vulkanische Aktivität von neuem. Aufsteigende Magma im Vulkan führte zu zahlreichen kleineren Erdbeben und heftigen Dampfaustritten, die drei große Krater an der nördlichen Flanke des Vulkans verursachten. In den folgenden 2½ Monaten gab es tausende kleinerer Beben, und große Mengen Schwefeldioxid wurden freigesetzt.

Im frühen Juni 1991 hatte sich ein Dom anschwellender Magma und austretender Lava am Gipfel des Pinatubo gebildet und am 12. Juni kam es dann zur ersten spektakulären Eruption des Vulkans: Gashaltiges Magma kam an die Oberfläche und bildete eine weit in die Atmosphäre reichende Wolke. Am 15. Juni folgte eine der gewaltigsten Explosionen eines Vulkans mit einer 35 km hohen und 400 km breiten Wolke. Feine Asche gelangte bis hoch in die Atmosphäre und verteilte sich dort über die ganze Welt. Verschlimmert wurde die Situation noch dadurch, dass der Taifun Yunya zur selben Zeit die Region in Mitleidenschaft zog und mit hohen Niederschlagsmengen riesige Schlammströme aus dem vulkanischen Aschenmaterial verursachte. Die Ablagerungen ringsum waren über 200 m mächtig. Am Gipfel hatte sich eine Caldera von 2,5 km Durchmesser gebildet. Bei diesem Ausbruch kamen 400 Menschen ums Leben, zumeist nicht durch direkte Vulkaneinwirkung, sondern durch die Überlast der regenhaltigen Ascheablagerungen, die sich auf den Hausdächern niedergelassen hatten. Auch nach dem bisherigen Ende der Ausbrüche blieb die Situation gefährlich, besonders durch Schlammströme, die sich bei heftigem Regen neu in Bewegung setzen können.

Der *ozeanische Intraplattenvulkanismus* tritt – wie der Name schon sagt – abseits der großen Lineamente und Schwächezonen auf. Auf diesen Typ des Vulkanismus sind die innerpazifischen Inselketten zurückzuführen. Ihre Genese wird durch die Theorie der „hot spots“ erklärt. Sie besagt, dass die Lithosphäre an ihrem Untergrund in einem Bereich von einigen 100 km aufgeschmolzen wird, was eine domartige Aufwölbung der ozeanischen Kruste nach sich zieht. Durch den Druck der nach oben dringenden (basischen) Schmelzen reißt die Kruste schließlich auf und es kommt zur Bildung eines Vulkans. Heute geht man davon aus, dass solche Strukturen, die sich zunächst am Meeresboden zeigen, von sogenannten „Plumes“ erzeugt werden: Dies sind Ströme aus besonders heißem Magma, die an der Grenzschicht zum Erdkern entspringen, in Form einer schmalen Säule durch den zähplastisch verformbaren Erdmantel aufsteigen und sich unter der Lithosphäre pilzartig verbreitern, ehe sie zur Oberfläche durchbrechen. Das plastische, verformbare Gestein des tiefen Erdmantels dehnt sich durch die dort herrschende Hitze aus und steigt nun, spezifisch leichter geworden, zur Oberfläche auf – ähnlich wie ein Heißluftballon in der Atmosphäre. Das aufsteigende Gestein erreicht schließlich die Lithosphäre, die relativ dünne, spröde obere Schicht mit der Erdkruste. Durch den Druck der nach oben dringenden (basischen) Schmelzen reißt die Kruste schließlich auf und es kommt zur Bildung eines Vulkans.

Nach der klassischen Ansicht der Plattentektonik ist ein derartiger „hot spot“ immer stationär; die Pazifische Platte hingegen driftet nach W bzw. NW. Wenn sich nun eine der tektonischen Platten der Erde innerhalb von Jahrillionen relativ zu einem solchen „heißen Fleck“ bewegt, kann dieser gewissermaßen der Reihe nach Löcher hineinbrennen und eine Kette von Vulkanen aufbauen. Durch Aufschmelzen der sich bewegenden Platte über dem stationären „hot spot“ entstehen schließlich Vulkanreihen.

Die meisten der so gebildeten Vulkane erreichen die Meeresoberfläche nicht, es handelt sich um sog. „seamounts“, aktive oder erloschene Unterwasser-Vulkane, die vom Meeresboden aufragen. Ihre Aktivitäten bleiben nahezu unbeobachtet, obwohl sie den häufigsten Vulkantyp auf der Erde verkörpern. Solche „seamounts“ können Hügel von mehr oder weniger

100 Meter Höhe oder gigantische, mehrere Kilometer hohe Berge sein. Die meisten „seamounts“ entstehen entlang der mittelozeanischen Rücken, an denen durch die Spreizung der Ozeane episodisch basaltische Kruste neu erzeugt wird. Wenn die flüssige, rotglühende Lava auf dem Meeresboden austritt, entstehen schlauchförmige Kissenlaven oder sogar Unterwasser-Lavaströme, die mit der Zeit kleinere Vulkanbauten bilden. Diese „seamounts“ sind allerdings relativ klein und nur kurze Zeit aktiv, da sie sich durch die Plattenbewegungen von den mittelozeanischen Rücken und ihren Magmaherden entfernen. Im Laufe von Jahrtausenden werden die „seamounts“ dann allmählich durch Meeressedimente bedeckt, bis sie auf dem Meeresboden kaum noch zu erkennen sind.

Die größten „seamounts“ bilden sich im Bereich der „hot spot“-Vulkane wie Hawaii und den Kanarischen Inseln, unter denen außergewöhnlich heißes Gestein aus dem tiefen Erdmantel aufsteigt und zu schmelzen beginnt. Das Wachstum geschieht in diesen Bereichen nicht nur in Form von ausfließender Lava, sondern auch durch Intrusionen, bei denen aufsteigendes Magma in den „seamount“ oder darunter eindringt und kristallisiert, ohne auszufließen. Durch diesen wichtigen Wachstumsprozess wird der Vulkanbau sozusagen von innen vergrößert und stückweise emporgehoben. Diese „seamounts“ sind oft für Jahrtausende aktiv, bis sie die Meeresoberfläche erreichen und danach den Sockel einer Vulkaninsel bilden. Erst wenn der „seamount“ die Wasseroberfläche fast erreicht hat, kündigen gewaltige Dampfexplosionen und Aschefontänen die Geburt einer neuen Insel an, wie 1963 Surtsey bei Island oder 2000 Kavachi bei den Salomonen. Bei anhaltender vulkanischer Aktivität und entsprechend starkem Materialnachschub durch Lavaausfluss vermag sich die neue Insel gegen die Erosion durch das umgebende Meer und die Witterung zu behaupten, und solche Inseln können schließlich entsprechende Größe und Höhe erreichen (KLÜGEL 2001, S. 73).

Diese Vorgänge sind ideal am Beispiel der Hawaii-Inseln zu beobachten: Ausgehend vom Big Island Hawaii in westlicher und nordwestlicher Richtung erstreckt sich eine Inselkette auf eine Länge von über 5000 km. Aktiver Vulkanismus findet sich dabei heute nur noch auf der östlichsten Insel Hawaii („Big Island“). Ansonsten handelt es sich um ehemalige Vulkane („seamounts“), die umso mehr von der Erosion überformt sind, je weiter sie sich im W und NW befinden und sich auch jenseits der Inseln als untermeerische „seamount“-Kette fortsetzen.

Der Magmakanal befindet sich heute (noch teilweise) unter der Insel Hawaii selbst. Diese größte Insel des Archipels besteht aus fünf miteinander verbundenen Vulkanbergen. Kilauea und Mauna Loa, die zu den größten aktiven Vulkanen der Erde gehören, sind gegenwärtig noch aktiv. Dort befindet sich offenbar eine riesige Säule aufsteigender Lava, ein pilzförmiger Aufstrom von Gesteinsmaterial aus tieferen Mantelregionen („plume“) in einer fixierten Position unter der Pazifischen Platte. Tatsächlich werden die Inseln und „seamounts“ der Hawaii-Kette, die sich wie „Perlen an einer Schnur“ aneinander reihen, mit zunehmender Entfernung von diesem „hot spot“ in nordwestlicher und schließlich in nördlicher Richtung sukzessive älter und bezeugen so, dass die Pazifische Platte über einen ortsfesten Plume zieht (LARSON 2001, S. 86–90).

Die Inseln der Hawaii-Kette sind somit an dieser Stelle entstanden, an der sich heute das Big Island Hawaii befindet. Bei der Bewegung der Platte bzw. des Ozeanbodens über diesen „hot spot“ mit einer Geschwindigkeit von etwa 10 cm/Jahr in Richtung NW brachte die aufdringende Lava eine kontinuierliche Folge neuer Vulkane hervor, die mit der Pazifischen Platte nach N bzw. NW mitgewandert sind, ein „Fließband“ („conveyor belt“) von Vulkaninseln. Unter diesen Voraussetzungen lässt sich das unterschiedliche Alter der Hawaii-Kette erklären. Auf Hawaii wird in der Tat das Alter der Vulkane von NW nach SE immer geringer, wie man an radiometrischen Messungen nachgewiesen hat: Midway im NW ist 18 Mio. Jahre alt; French Frigate Shoal 12 Mio., Necker 10 Mio., Nihoa 7 Mio. Vor etwa fünf Millionen Jahren schuf Magma, das durch Unterwasservulkane empordrang, die nordwestlichsten noch über den Meeresspiegel ragenden Inseln: Niihau und Kauai. Die nach Nordwesten wandernde Platte transportierte sich vom „hot spot“ weg, und die Vulkane – von ihrer darunter liegenden Hitzequelle getrennt – erloschen. An deren Stelle bildeten sich unter Wasser neue, aktive Feuerberge. Die-

ser Vorgang wiederholte sich mehrere Male und schuf Oahu, Molokai, Lanai, Maui, Kahoolawe und schließlich Hawaii. Diese größte Insel des Archipels ist mit weniger als einer Million Jahren so jung, dass sie eben noch teilweise über dem Hot Spot liegt, der zur Zeit ihre Vulkane Kilauea und Mauna Loa speist (Farbbilder 1 und 2).

Die früheste vulkanische Aktivität setzte also im NW der Hawaii-Inseln ein und hat sich – entsprechend der Drift der Pazifischen Platte – immer weiter nach SE verlagert. Dies bedeutet, dass die Hawaii-Inselkette noch nicht das Endstadium ihrer Entwicklung erreicht hat: Mit der Drift der Pazifischen Platte weiter nach NW wird der jetzt noch aktive Vulkanismus auf der Insel Hawaii irgendwann zu Ende kommen. Neuer Vulkanismus baut sich im SE auf. Ansätze dazu sind submarin festzustellen: 34 km südlich von Hawaii kann seit der Mitte der neunziger-Jahre die Bildung einer neuen Vulkaninsel auf dem Ozeanboden verfolgt werden. Loihi, wie dieser untermeerische Vulkan genannt wird, erhebt sich bereits 2000 m über den Ozeanboden, wird jedoch noch 1 Mio. Jahre brauchen, bis er über den Wasserspiegel hinausragt (MALAHOFF 2001, S. 71–72). 1996 hatten zwei Krater den Gipfel des Loihi geprägt, jeder etwa 1000 Meter weit und 300 Meter tief; daneben erhob sich ein großer Aschenkegel über einer gefüllten Magmakammer. Danach zog sich die Schmelze aus unbekanntem Gründen in ihre „Rohrleitung“ zurück, und „Peles Kegel“ („Pele’s Cone“), wie er nach der polynesischen Feuergöttin genannt wurde, sackte in sich zusammen. Der Kollaps war nach Meinung von Vulkanologen ähnlich gewaltig wie der des Mount St. Helens im Jahr 1980. Rund 300 Millionen Tonnen Gestein stürzten in den Loihi und hinterließen einen dritten Krater, der nun „Peles Grube“ („Pele’s Pit“) genannt wurde. Dieser Unterwasservulkan erhebt sich also über demselben „hot spot“, der in den letzten 85 Millionen Jahren die Inselkette von Hawaii geformt hat, als die Pazifische Platte nordwestwärts über diesen tief in der Erde gelegenen brennpunktartigen Wärmeherd hinwegdriftete.

Die Insel Hawaii stellt heute einen der zwei Bereiche im inneren Pazifik mit rezentem und aktivem subaerischem Vulkanismus dar; den anderen bildet die Insel Savaii in der Samoa-Gruppe. Nach der „hot spot“-Theorie wären jedoch nicht nur die innerpazifischen Inselketten mit gegenwärtig aktivem Vulkanismus auf solche stationären „hot spots“ bei darüber driftender Pazifischer Platte zurückzuführen. Auch die meisten anderen innerpazifischen Inselgruppen mit heute nicht mehr aktivem, sondern fossilem Vulkanismus seien so entstanden. Ehemalige Vulkane dieser Art wären zudem die (meisten) „guyots“ und „seapeaks“ („seamounts“), Tiefseekuppen, von denen im Pazifischen Ozean ca. 1500 bekannt sind (vermutlich gibt es mehrere tausend von ihnen).

Einige Unklarheiten bleiben bei der an sich einleuchtenden Theorie bestehen: So müssten auch die Inseln der Samoa-Gruppe von WNW nach ESE jünger werden – eine entsprechende Bewegung der Platte wie bei den Hawaii-Inseln vorausgesetzt; sie werden jedoch nach WNW deutlich jünger. Dies mag an den Auswirkungen der nahegelegenen Plattengrenzen mit ihrer gerade dort sehr komplizierten Struktur liegen. Es kann hier – regional – zu Veränderungen oder Modifizierungen der Bewegungsrichtung der Platten gekommen sein.

Die Vulkane des ozeanischen Intraplattenvulkanismus (rezent und fossil) sind im allgemeinen Schildvulkane (also durch effusiven Lavaausfluss geprägt). Sie steigen nur ganz allmählich an und haben so die Form von Schilden oder flachen Kegeln. Dies führt dazu, dass teilweise gewaltige Vulkanmassen entstehen. Der Mauna Loa auf der Insel Hawaii (4176 m), der mit einigen anderen Vulkanen (Mauna Kea, Hualalai, Kilauea, Kohala Mountains) diese Insel aufbaut, gilt als der größte einzelne Schildvulkan der Erde. Da die Grundfläche dieses Vulkans mehr als 4000 m unter dem Meeresspiegel liegt, ergibt sich eine absolute Höhe von > 8000 m bei einem Basisdurchmesser von > 200 km (LOUIS, FISCHER 1979, S. 73).

Das heutige Aussehen dieser Schildvulkane kann freilich aufgrund ihres unterschiedlichen Alters und des Wirkens der exogenen Kräfte sehr differenziert sein. Charakteristisch ist, dass sie basisches Magma (dunkle Basalte) in großer Menge mit geringem Silikatanteil enthalten (40–52%). Weiterhin weist die Lava geringe Viskosität und relativ niedrigen Gasanteil auf. Die Erst- oder Initialausbrüche ereigneten sich submarin („pillow-lava“), der subaerische Formen-



Foto 1. Geysir bei Rotorua, Neuseeland © Werner Kreisel.

schatz ist hiervon differenziert: Es tritt die sog. „Fladenlava“ (*Pahoehoe-Lava*) bei sehr heißer, dünnflüssiger und weitgehend entgaster Lava und „Schlacken-“, „Brocken-“ oder „Schollenlava“ (*Aa-Lava*) bei noch nicht ganz erstarrter, aber bereits relativ dicker Kruste, die von der im Innern noch glutflüssigen Schmelze mitgeschleppt wird, auf. Da die Haut jedoch nicht mehr flexibel genug ist, entstehen Zerspalten und Scherklüfte, wodurch die Bruchstücke ein schlackiges Gefüge annehmen.

Die Eruptionen der pazifischen Schildvulkane sind im Allgemeinen nicht explosiv, was u. a. damit zusammenhängt, dass die Lava über einen längeren Zeitraum kontinuierlich gefördert wird. Das Magma kann hierdurch schon im Vulkanschlot entgasen (CARLQIST 1970, S. 10). Terminal- und Lateraleffusionen kommen entlang von Schwächezonen vor („*riffs*“) und bewirken Ergüsse von dünnflüssiger Lava von immensem Ausmaß. Typisch ist für diese Schildvulkane darüber hinaus die Bildung von Calderen (Kilauea und Mauna Loa auf der Insel Hawaii). Verursacht wird dies durch den ständigen Wechsel zwischen dem Absinken der Schmelze, dem Einbruch des Kraterrandes, dem erneuten Anstieg des Magmas und dem darauf folgenden Ausbruch.

Die Erforschung des *ozeanischen Riftvulkanismus* begegnet großen Schwierigkeiten, da er normalerweise untermeerisch stattfindet. Nur ausnahmsweise – nicht im Pazifik – finden Ausbrüche oberhalb des Meeresspiegels statt (Island, Azoren, Tristan da Cunha). Dieser untermeerische Vulkanismus verläuft naturgemäß anders als subaerischer Vulkanismus. Es kommt u.a. zum Austritt von Lava an submarinen Spalten, sog. „black smokers“, und es bilden sich kaminähnliche Strukturen, die schwarze Rauchwolken von überhitztem, mineralreichem Wasser aus-

speien. Bei solchen Tiefseekaminen oder „vents“ kann das durch geschmolzenes Material aufgeheizte Wasser Temperaturen von bis zu 400 °C aufweisen. Der immense Druck bei 2500 m unter dem Meeresspiegel führt also dazu, dass die Wassertemperatur wesentlich über ihrem normalen Siedepunkt sein kann und das Wasser dennoch flüssig bleibt („superheated“). Wenn der heiße „vent“ sich mit dem kalten Ozeanwasser mischt, können gelöste Minerale aus dem „smoking vent“ ausfallen und sich auf dem umgebenden Ozeanboden akkumulieren („Manganknollen“, s. PRAGER 2000, S. 20 ff.).

Vulkanismus ist somit für den größten Teil der pazifischen Inselwelt verantwortlich, wobei es verschiedene Ursachen und unterschiedliche Formen des Vulkanismus gibt: Der Vulkanismus der *Subduktionszonen* ist verantwortlich für die Entstehung des „Feuerrings“ des zirkumpazifischen Gebirgssystems, der „kontinentalen“ Inseln und Inselbögen mit den hierbei auftretenden andesitischen Gesteinen; der *ozeanische Intraplattenvulkanismus* schuf hingegen die hauptsächlich basaltischen, innerpazifischen Inselketten.

2.1.3 Tsunamis

Neben Vulkanausbrüchen ist ein strukturell so labiler Raum wie der Pazifische Ozean naturgemäß von starker Erdbebentätigkeit betroffen (vgl. MUTTER 1987). Besonders gefährdet sind sowohl die mittelozeanischen Rücken und Plattengrenzen als auch die verschiedenen Subduktionszonen mit ihren vorgelagerten Tiefseeegräben, aber auch die Zonen mit Intraplattenvulkanismus. Eine hiermit zusammenhängende Erscheinung sind Seebeben (*Tsunamis*). Erdbeben gehen mehr oder weniger regelmäßig Vulkanausbrüchen voraus bzw. begleiten sie; vertikale Verschiebungen im Ozeanboden resultieren dann in mächtigen Wasserbewegungen an der Ozeanoberfläche (BOLT 1999). Diese äußern sich in „Tsunamis“, Seebeben oder „seismischen Wellen“, die im Pazifik teilweise gewaltige Höhen und erstaunliche Längen erreichen können. Es handelt sich dabei um lange, fortschreitende Wellen im Meer, die durch untermeerische Erdbeben oder Vulkanausbrüche verursacht werden und sich vom Zentrum des Vulkanausbruchs oder vom Erdbebenepizentrum ringförmig im Ozean ausbreiten.

Der Ausdruck „Tsunami“ kommt aus dem Japanischen und bedeutet „große Hafenwelle“. Dies erstaunt nicht, da Japan eines der Länder ist, die am häufigsten von solchen seismischen Wellen betroffen werden. Beobachtungen, die dort seit über tausend Jahren durchgeführt werden, besagen, dass Japan praktisch jedes Jahrzehnt mit solch einer besonders gefährlichen seismischen Woge zu tun hat. Der japanische Ausdruck kommt daher, dass sich die Wellen, wenn sie sich in enge Hafeneinfahrten zwängen, erheblich vergrößern. Belegt wird dies etwa durch einen monströsen Tsunami, der im Laufe des „Karfreitagserdbebens“ 1964 in Alaska in die Häfen von Anchorage, Valdez und Seward eindrang und katastrophale Zerstörungen anrichtete. Tsunamis ebenso wie Erdbeben haben negative Auswirkungen sowohl für die kontinentalen Randgebiete des Pazifiks als auch für die pazifischen Inselgruppen. Diese sind besonders gravierend, wenn die Höhe über dem Meeresspiegel und die vorhandene Landfläche nur gering sind. In einer solchen Situation kann ein Tsunami einen Großteil des Landareals vernichten.

Tsunamis sind seit der Antike belegt. Eine Theorie besagt etwa, dass der Ausbruch des Vulkans auf Thera/Santorin 1500 v. Chr. die minoische Kultur auf Kreta durch einen Tsunami zerstört haben soll. Man berechnete, dass die damalige „tidal wave“ 30 m Höhe gemessen haben soll. PLATON berichtet in seinem Dialog Timaios, dass „Atlantis“ durch gewaltige Wellen zugrunde gegangen sei.

Welche Auswirkungen ein solcher Tsunami hat, zeigt sich an einem Beispiel aus Papua Neuguinea (GONZALEZ 2001, S. 40): Am 17. Juli 1998 erwarteten die Bewohner der kleinen Orte auf der friedlichen Nehrung zwischen der Lagune von Sissano und der Bismarcksee einen ruhigen Freitagabend. Sie hatten sich dort am Abend etwa um 18.30 h versammelt, um einen viertägigen Nationalfeiertag zu begehen. Da ertönte ein lauter Krach, wie bei einem Flugzeugmotor. Plötzlich entluden sich die Spannungen, die sich über-Jahre hinweg im Gestein des