

Forschungen  
aus den Naturwissenschaften

# documenta

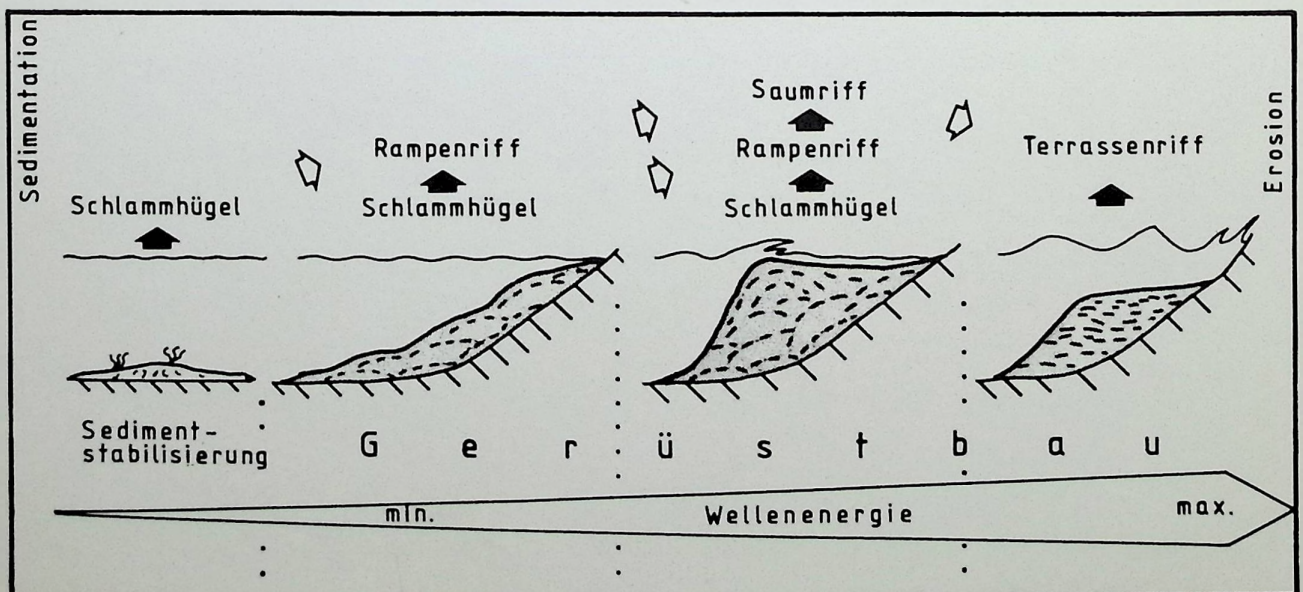
naturae

ISSN 0723-8428

Nummer **48**

München 1989

## DIE REZENTEN RIFFE DER PANGASINAN - HALBINSEL / N - LUZON / PHILIPPINEN



(Forschungen aus den Naturwissenschaften)  
1224  
0723-8178

Herausgeber der Zeitschrift:

Dr. Hans-Joachim GREGOR  
Hans-Sachs-Str. 4  
D-8038 Gönzenzell (W-Germany)  
Dr. Heinz Josef WISEN  
Hübenerstr. 13  
D-8055 Altoning (W-Germany)

**INHALT** **SEITE**

**SCHÖNBERGER, G.:** Die rezenten Riffe der Pangasinan-Halbinsel / N-Luzon / Philippinen. Entwicklung, Verbreitung, Aufbau und Fazieszonierung von Terrassenriffen und Rampenriffen und ihre Beziehung zum Saumriff.....1 - 150

Die Schriftreihe erscheint in zweijähriger Folge als Jahrbuch aus dem Gebiet Geologie, Paläontologie, Botanik, Zoologie, Tier- und Pflanzgeschichte, Umweltforschung, Statistik, Graphik usw. Die "Documenta Naturae" ist ein interdisziplinäres Arbeitsforum für Paläontologie und Zoologie. Für die einzelnen Beiträge können die Autoren verantwortlich für die Gesamtgestaltung der Heftausgabe sein. Da die Documenta Naturae auf einem hohen gestaltungswissenschaftlichen Niveau gehalten werden soll, sind die Beiträge sorgfältig zu prüfen. Konto Nr. 84051280 bei der Bayer. Hypothek- und Wechselbank München (BLZ 700 200 01) Inhaber: H.-J. Gregor

Schutzgebühr für diesen Band:

Abrechnung und -erstattung (Kontokorrent) wird durch den Verleger übernommen. Die in der Zeitschrift veröffentlichten

**DOCUMENTA NATURAE 48 S.1-150 viele Abb. 7 Taf. Anh. MÜNCHEN 1989**

**DIE REZENTEN RIFFE DER PANGASINAN - HALBINSEL /  
N - LUZON / PHILIPPINEN**

**Entwicklung, Verbreitung, Aufbau und Fazieszonierung  
von Terrassenriffen und Rampenriffen und ihre Be-  
ziehung zum Saumriff**

**von GÜNTHER SCHÖNBERGER**

Adresse des Autors: G.Schönberger, Neufeldstr.11b,  
D-8037 Olching (W-Germany)

## VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1983 bis 1989. Während drei Geländeaufenthalten (12/83-5/84, 12/84-5/85, 3,4/87) erfolgte die Datenaufnahme und Probennahme.

Finanziell unterstützt wurde die Arbeit durch Stipendien des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (1.12.1983-30.4.1984) und der Hanns-Seidel-Stiftung (1.10.1984-30.9.1987). Sachspenden gewährten die Firmen Agfa Gevaert/München, Bauer-Kompressoren/München, Kodak/Stuttgart und Wiking-Schlauchbootwerft/Hofgeismar.

Weitere notwendige Geräte, Unterstützung bei den Transportkosten, Arbeitsplatz und Laboreinrichtungen wurden vom Vorstand des Lehrstuhles für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München, Herrn Prof. Dr. G. Spaun, gewährt.

Betreut wurde die Arbeit von meinem verehrten Lehrer und Doktorvater, Herrn Prof. Dr. F. Fabricius. Herr Prof. Dr. W. Zacher, der selbst mehrere Jahre auf den Philippinen verbrachte, unterstützte die Arbeit in allen Phasen durch konstruktive Anregungen und Kritiken. Alle weiteren Mitarbeiter des genannten Lehrstuhles standen mir stets mit Rat und Tat zur Seite.

Bestimmungen erfolgten durch Frau Dr. C. Müller (Nannoplankton) und die Herren Prof. Dr. H. Hagn/Institut für Paläontologie und historische Geologie der LMU-München (Foraminiferen), P.M. Alino und W.P.Y. Licuanan (beide MSI, University of the Philippines, rezente Korallen).

Auf den Philippinen erfolgte enge Zusammenarbeit mit dem Marine Sciences Institute der University of the Philippines. Der Direktor des Institutes, Herr Dr. E. Gomez, Herr Prof. Dr. J.W. McManus und alle Mitarbeiter des Institutes ließen mir alle mögliche Hilfe zukommen.

Die Gesteinsbearbeitung vor Ort wurde mir durch Herrn Dir. Dr. Balce/Philippine Bureau of Mines und Herrn Dr. U. Schöll/Department of Geology der University of the Philippines ermöglicht.

Weitere Unterstützung vor Ort erfolgte durch Herrn Prof. Dr. J.G. Veracion, College of Engineering, University of the Philippines, die Herren Prof. Dr. T.C. Jimenez und D.R. Guerrero, Natural Resources Management Center, Ministry of Natural Resources, Philippines und Herrn A.P. Pineda, PAGASA (Weather Bureau Philippines).

Ohne die tatkräftige Hilfe von zahlreichen Freunden wäre die Geländearbeit unter den oftmals schwierigen Bedingungen nicht durchführbar gewesen. Ohne die vielen nicht Genannten zu vergessen, möchte ich Frau G. Winkel, Frau G. Garrido-Guiamoy, die Familie Strotmann, sowie die Herren C.M. Nelson, D.F. Koch, W. Bergmann, M. Walser, R. Darga, G. Löffelmann, R. Olarte, T. Riviera, P. Alino besonders hervorheben.

Jeder der Genannten, aber auch die vielen nicht erwähnten Helfer, haben ihren Teil zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beigetragen. Ihnen allen gebührt mein aufrichtiger und herzlicher Dank.

Ein besonderes Dankeschön möchte ich schließlich an meine Eltern richten, die mir nicht nur mein Studium ermöglicht haben, sondern mich auch auf dem oft schwierigen Weg zur Promotion nach all ihren Kräften unterstützten.

### Kurzfassung

Es werden Entwicklung, Verbreitung, Aufbau und Fazieszonierung der rezenten Riffe der Pangasinan-Halbinsel beschrieben. Die aus Übersichts- (14 UW-Beobachtungsstellen vor den Küsten der Halbinsel) und Detailstudien (Hundred Islands District, 13 UW-Profil/"transect lines", UW-Kartierung der Inselfläume) in den rezenten Riffen, sowie aus einer Übersichtskartierung des Festlandes (Satellitenbilddauswertung, 40 Aufschlußbeschreibungen), gewonnenen Ergebnisse sind dargestellt.

Obwohl im gesamten Arbeitsgebiet eine reiche Korallenfauna angetroffen wurde (z.B. 37 Korallengattungen innerhalb von ca. 600 Transectmetern im Hundred Islands District), dominieren vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel solche Riffotypen, denen eine wellenbrechenden Riffkante fehlt, nämlich Rampenriffe und Terrassenriffe.

Terrassenriffe sind schmale Karbonatkörper aus massivem Rotalgen/Korallenfels. Sie sind hochgradig wellenresistent und besitzen eine ausgeprägte, stets mehrere Meter unter dem Meeresspiegel gelegene, Riffkante. Rampenriffe fallen ohne nennenswerten Gefälleknick flach vom Ufer zum Becken hin ab. Sie bestehen größtenteils aus Riffschutt-Sedimenten und besitzen daher nur eine geringe Wellenresistenz. Aktiver Gerüstbau ist auf Fleckenriffe beschränkt, die sich über die Rampe erheben.

Die vorwiegend tektonisch geprägte Schelfmorphologie (Einfallswinkel und Breite) und die an den Küsten der Halbinsel vorherrschenden Wellenenergien sind die wichtigsten steuernden Faktoren der Riffbildung. Die Sedimentbelastung des Meerwassers war dagegen nur von erstaunlich geringer Bedeutung.

Terrassenriffe erwiesen sich als typische Hochenergie-Riffe, die dem schmalen, steil abfallenden Schelf der Westküste auflagern. Rampenriffe sind dagegen in ihrer Verbreitung auf das meist wenig bewegte Schelfmeer (Golf von Lingayen) vor der Ostküste der Halbinsel beschränkt. Nur in einem (räumlich und energetisch) schmalen Übergangsbereich an der Nordküste der Pangasinan-Halbinsel konnten sich Saumriffe entwickeln. Die genannten Riffotypen gehen kontinuierlich ineinander über.

Neben den "normalen", d.h. über längere Perioden hinweg wirksamen, Wellenenergien, prägen die regional sehr häufig auftretenden Taifune die Riffbildung, indem sie, insbesondere in den an hohe Wellen nicht angepaßten Rampenriffen, typische Faziesmuster erzeugen. Hierzu zählt die starke Dominanz von Riffschutt, die geringe Verbreitung größerer Korallengerüste und das Auftreten der Taifun-Riff-Fazies. Diese besteht aus zerbrochenen, jedoch nicht vollständig abgestorbenen Korallenkolonien, welche ihre Fähigkeit zum aktiven Gerüstbau behielten.

Die Abwesenheit eines wellenbrechenden Riffsaumes bei den Terrassen- und Rampenriffen läßt sich mit der, ökologisch bedingten (hier: zu hohe oder zu niedrige Wellenenergie), geringen Verbreitung von rasch wachsenden Korallen der Gattungen Acropora und Pocillopora in diesen Riffen erklären. Da diese Vergesellschaftung nur in einem engen energetischen Spektrum vorkommt, erst seit dem Pleistozän bekannt ist und andere (auch fossile) Korallen nicht in der Lage sind (waren) hochgradig wellenresistente Riffsäume zu bilden, sind Saumriffe in ihrer Verbreitung auf energetisch besonders begünstigte Küstenabschnitte (hier: Nordküste der Pangasinan-Halbinsel) beschränkt und aus der Erdgeschichte kaum bekannt.

Um fossile Riffe besser verstehen zu können, ist es deshalb notwendig, aktualistisch orientierte Studien vorwiegend an solchen modernen Riffen durchzuführen, in denen die genannte, typisch moderne Korallenvergesellschaftung ohne Bedeutung ist: an den Terrassen- und Rampenriffen. Da beide Riffotypen normalerweise weder im Luft- noch im Satellitenbild zu erkennen sind, ist es durchaus möglich, daß sie wesentlich weiter verbreitet sind als bisher angenommen wird.

### Abstract

Rather "unusual" types of modern reefs are developed along the coastlines of the Pangasinan Peninsula/N-Luzon/Philippines. A narrow terrace reef borders the extrem high energetic (South Chinese Sea) western coast of the Peninsula. To the east, a wide ramp reef (carbonate ramp after AHR 1973) extends into the calm and murky waters of the Lingayen Gulf. "Standard reefs" (fringing reefs) are limited to rather small areas off the northern coast.

The terrace reef is a highly wave resistant carbonate body which reveals a distinct reef edge. However, its upward growth is limited to a depth of some meters below the sea-level. The ramp reef declines to the basin sediments without a significant slope break. It consists mainly of detrital reef sediments and therefore shows only little wave resistance. Active framebuilding is limited to patches and ridges which rise above the ramp.

Both, shelf morphology and wave-energy proved to be the major controlling factors of coral reef evolution, distribution and facies zonation. The terrace reef seems to be typically developed at narrow high-energetic shelves, while the ramp reef is a characteristic feature of wide low-energetic shelf seas. The fringing reef type exists only in a rather small (spatial and energetic) transition zone.

Besides the "normal" (during most times of the year) wave action, periodicaly appearing typhoons have severe influences on the (usually protected) ramp reefs. They create characteristic "typhoon facies patters", with a striking dominance of detrital reef sediments, the almost absence of huge (old) coral colonies and a widespread "typhoon reef facies". The latter consists of thickets of broken coral branches. As numerous coral polypes survived the breakage of the colonies, this facies keeps its ability to avtive framework building.

The absence of a wave breaking reef crest in both the terrace and the ramp reefs is due to their lack of the fast growing, highly wave resistant Acropora-Pocillopora assemblage. As this coral assemblage is

- restricted to relatively special energetic conditions (high, but not too high wave energy) and
- absent in pre-Pleistocene reefs

and other (fossil) corals lack the ability to construct highly wave resistant reef ridges, the reefs of the "fringing reef type" are limited to favourable coastlines (like the northern coast of the Pangasinan-Peninsula) and are almost unknown from the geologic record.

In order to obtain a better understanding of fossil reefs it is therefore proposed to study such modern reefs, where the typical modern reef crest facies is absent: the terrace and the ramp reefs. As these reefs can usually not be seen in areal photographs and satellite images it is likely that there is a wide gap between their (possibly) wide distribution and their scarce appearance on topographic maps.

# INHALT

	Seite
Vorwort	
Kurzfassung	
Abstract	
1. Einleitung	1
1.1. Geographischer Überblick und Lage des Arbeitsgebietes	1
1.2. Kenntnisstand	5
1.3. Problemstellung	7
1.4. Durchführung der Untersuchungen	8
1.5. Angewandte Methoden	10
2. Klima und Ozeanographie	12
3. Der geologische Rahmen des westlichen Luzon	19
4. Die Geologie der Pangasinan-Halbinsel (P.-H.)	26
4.1. Erläuterungen zur geologischen Karte	26
4.2. Zusammenfassung: Die geologische Basis der holozänen Riffbildung	37
5. Rezente Riffe der P.-H.	41
5.1. Definitionen und taxonomische Vereinfachungen	41
5.2. Rezente Riffe, Riff- und Becken-Fazies in den Hundred Islands	45
5.2.1. Überblick - Geologie und Morphologie des Inselgebietes	45
5.2.2. Studien an Unterwasserprofilen (Inseln 1, 19, 30)	48
5.2.3. Riff-Fazies der Terrassenriffe	56
5.2.4. Riff-Fazies der Rampenriffe	59
5.2.5. Sonstige Riffe und Riff-Faziestypen	68
5.2.6. Die Beckenfazies	74
5.3. UW-Beobachtungsstellen vor den Küsten der P.-H.	79
5.3.1. Der Rampenriffkomplex an der Ostküste der P.-H. (UW 1-7)	79
5.3.2. Die Riffkomplexe vor der Nordküste der P.-H. (UW-8, 9, 10)	87
5.3.3. Der Terrassenriffkomplex vor der Westküste der P.-H. (UW-11 bis 14)	92
5.3.4. Die Fleckenriffe vor der W- und N-Küste der P.-H.	97
6. Ergebnisse - Interpretation - Diskussion	98
6.1. Verbreitung und Zonierung der rezenten Riffe an der P.-H.	98
6.2. Merkmale der rezenten Riffe an der P.-H.	99
6.3. Vorkommende Riff-Fazies-Typen	105
6.4. Steuernde Faktoren der Riffbildung an der P.-H.	109
6.4.1. Wellenenergie	109
6.4.2. Strömungen	115
6.4.3. Substrat und Wassertrübe	116
6.4.4. Schelfmorphologie	118
6.5. Geologisch-tektonische Prozesse und Riffbildung	119
6.6. Die Riffbildung an der P.-H. als Modell der Riffentwicklung	122
6.7. Vergleich mit den Schelfrandtypen nach WILSON	126
6.8. Vergleich der Rampenriffe der P.-H. mit den obertriassischen Riffen der Nördlichen Kalkalpen	129
7. Zusammenfassung	133
8. Verzeichnis von Literatur und Karten	137

## Anhang



## VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN UND TABELLEN

	Seite
Abb.1 Übersichtskarte der Region	2
Abb.2 Übersichtskarte der Pangasinan-Halbinsel	3
Abb.3 Küsten- und Schelfmorphologie	4
Abb.4 Taifunbahnen	13
Abb.5 Monsune, Strömungen und Meerestemperaturen	17
Abb.6 Westliches N-Luzon - Geologie	20
Abb.7 Profil zu Abb.6	21
Abb.8 Satellitenbild	21
Abb.9 Westliches N-Luzon - Erdbeben-Epizentren	23
Abb.10 Hundred Islands Formation - Übersicht	28
Abb.11 Geologische Karte der Pangasinan-Halbinsel	34 u. 35
Abb.12 Hundred Islands: Morphologie	46
Abb.13 Echolotprofile A-A', B-B', C-C'	47
Abb.14 Lage der UW-Profile	49
Abb.15 Wellenexposition und Korallenzonierung	54
Abb.16 Wellenenergie und Riffbildung	55
Abb.17 Skizze eines Terrassenriffes	58
Abb.18 Skizze eines Rampenriffes der gemäßigt-energetischen Zone	62
Abb.19 Skizze eines Rampenriffes der niedrig-energetischen Zone	69
Abb.20 Beckenfazies - Korallenkonglomerat	77
Abb.21 Echolotprofil D-D'	80
Abb.22 Skizze eines Rampenriff-Komplexes	84
Abb.23 Echolotprofile E-E', F-F'	88
Abb.24 Skizze der Riffkomplexe vor der Nordküste	90
Abb.25 Echolotprofile G-G', H-H', K-K', L-L'	93
Abb.26 Küste und Schelf bei Surip	94
Abb.27 Echolotprofil J-J'	96
Abb.28 Verbreitung der Riffkomplexe	98
Abb.29 Wellenenergie und Riffbildung (Modell)	113
Abb.30 Geologisch-tektonische Prozesse und Riffbildung	121
Abb.31 Modell der Riffentwicklung in Raum und Zeit	125
Tab.1 Stratigraphische Übersicht: Pangasinan-Halbinsel u. Zambales Range	33
Tab.2 Geologische, klimatische und ozeanographische Bedingungen	40
Tab.3 Schlüssel zur Faziesgliederung	43
Tab.4 Korallenliste der UW-Profile	53
Tab.5 Korallen der Sand-Schlamm-Fazies	73
Tab.6 Einteilung der Beckensedimente	74
Tab.7 Beckensedimente: Korngrößenverteilung und nichtkarb. Rückstand	78
Tab.8 Korallenliste UW-1	80
Tab.9 Korallenliste UW-5	85
Tab.10 Korallenliste UW-11	95
Tab.11 Merkmale der Riffkomplexe	104
Tab.12 Taifun-Riff-Fazies - Taifunfazies	107

## 1. EINLEITUNG

### 1.1. GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK UND LAGE DES ARBEITSGEBIETES

Die Philippinen bestehen aus einigen tausend Inseln - die Zahl 7000 wird häufig genannt - die zwischen 20° und 5° nördlicher Breite und etwa 120° und 127° westlicher Länge einen, etwa N-S orientierten, S-förmig geschwungenen, Archipel bilden. Dieser kann, mit geringfügigen Ausnahmen und stark vereinfacht, als ein Bereich nichtozeanischer Kruste ("accreted crust" bei HOLLOWAY 1982) zwischen vier ozeanischen Becken betrachtet werden (Abb.1). Diese sind das Süd-China-See-Becken, das Sulu-See-Becken, das Celebes-See-Becken und das Philippinen-See-Becken. Die Grenzen zwischen ozeanischer und nicht-ozeanischer Kruste sind überwiegend durch Tiefseegräben markiert. Die zugehörigen (teils aktiven) Subduktionszonen beeinflussen die Großtektonik der Region entscheidend (u.a. MASCLE & BISCARRAT 1979, TAYLOR & HAYES 1983, HAYES & LEWIS 1984).

Die Pangasinan-Halbinsel liegt im Westen der philippinischen Hauptinsel Luzon. Sie bildet den westlichen Teil der namensgebenden Provinz Pangasinan und erstreckt sich zwischen dem Südchinesischen Meer im Westen und dem Golf von Lingayen im Osten. Die Halbinsel umfaßt eine Fläche von etwa 1200 km<sup>2</sup> und hat maximale Erhebungen von ca. 150 m. Sie besteht überwiegend aus neogenen Lockersedimenten und Kalken und ist von rezenten Riffen umgeben.

Nach Süden markiert ein etwa NE-SW streichender Zug von stark verkarsteten oligozänen Karbonatkomplexen (Linie Hundred Islands - Barlo) die Grenze zwischen der Pangasinan-Halbinsel und der steil aufragenden Zambales Range (Gipfelhöhen nahe 2000 m).

Die Westseite der Pangasinan-Halbinsel wird durch eine mehr als hundert Meter hohe, zum Südchinesischen Meer hin abfallende, Steilküste begrenzt. Das steile Relief setzt sich submarin fort. Nach Nordosten und Osten fällt die Halbinsel dagegen flach zum Golf von Lingayen (max. Wassertiefe ca. 200 m) ab und kann demnach stark vereinfacht als eine nach Nordosten gekippte Pultscholle, mit steilem, herausgehobenem Südwest- und flach abfallendem Nordostrand beschrieben werden.

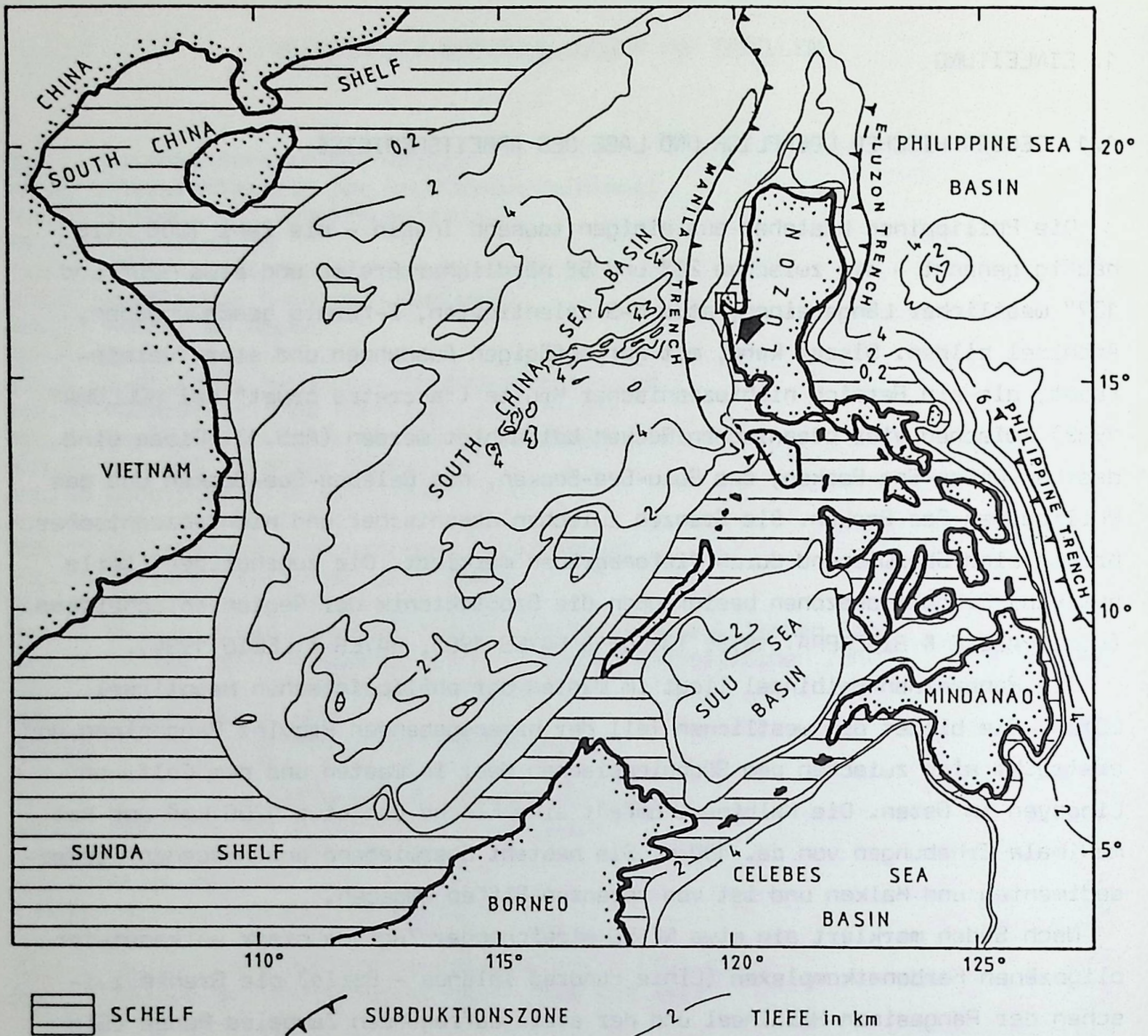
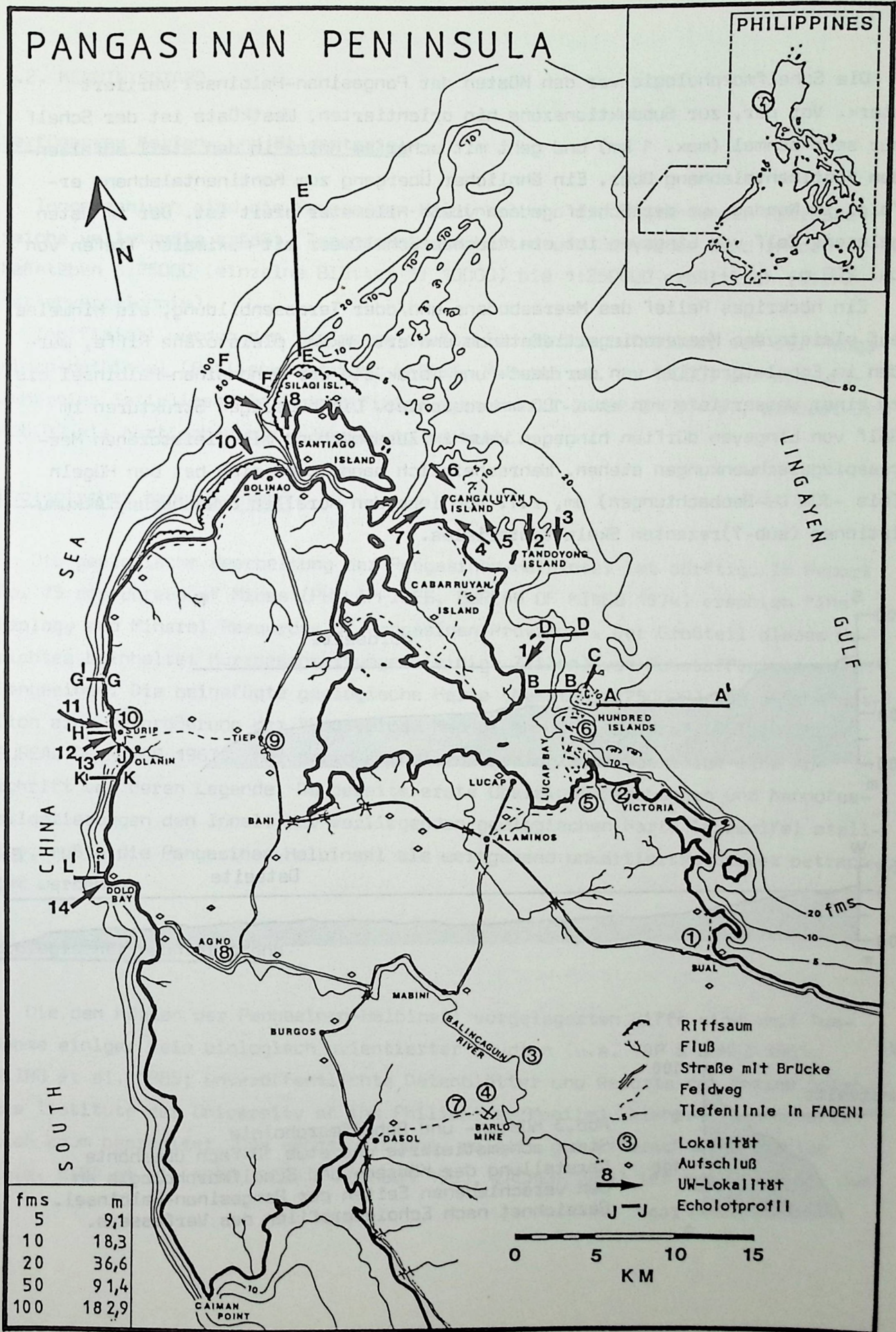


Abb.1 Übersichtskarte der Region  
Bathymetrie und ozeanische Becken in der Umgebung der Philippinen. Zusätzlich  
angegeben sind die Subduktionszonen im Osten und Westen des Archipeles (ge-  
zeichnet nach MASCLE & BISCARRAT 1979, LEWIS & HAYES 1983, TAYLOR & HAYES 1983,  
WOLFART et al. 1986). Pfeil und Kasten = Arbeitsgebiet.

Abb.2 Übersichtskarte der Pangasinan-Halbinsel (nebenstehend)  
Geographische Übersichtskarte von der Pangasinan-Halbinsel, Lage der  
aufgenommenen Echolotprofile und Verzeichnis der bearbeiteten Lokalitäten und  
Aufschlüsse.



Die Schelfmorphologie vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel variiert stark. Vor der, zur Subduktionszone hin orientierten, Westküste ist der Schelf nur sehr schmal (max. 1 km) und geht mit scharfem Knick in den steil abfallenden Kontinentalabhang über. Ein ähnlicher Übergang zum Kontinentalabhang erfolgt im Norden, wo der Schelf jedoch viele Kilometer breit ist. Der im Osten gelegene Golf von Lingayen ist ein flaches Schelfmeer mit maximalen Tiefen von ca. 200 m.

Ein höckriges Relief des Meeresbodens und/oder Terrassenbildung, als Hinweise auf pleistozäne Meeresspiegeltiefstände und ertrunkene pleistozäne Riffe, wurden in Echolotprofilen von der West- und Nordküste der Pangasinan-Halbinsel bis zu einer Wassertiefe von etwa 100 m beobachtet. Die hügeligen Strukturen im Golf von Lingayen dürften hingegen kaum im Zusammenhang mit pleistozänen Meeresspiegelschwankungen stehen. Wahrscheinlich handelt es sich bei den Hügeln (bis -30m UW-Beobachtungen) um, z.T. von lebenden Korallen bewachsene, Akkumulationen (sub-?)rezenten Skelettmateriales.

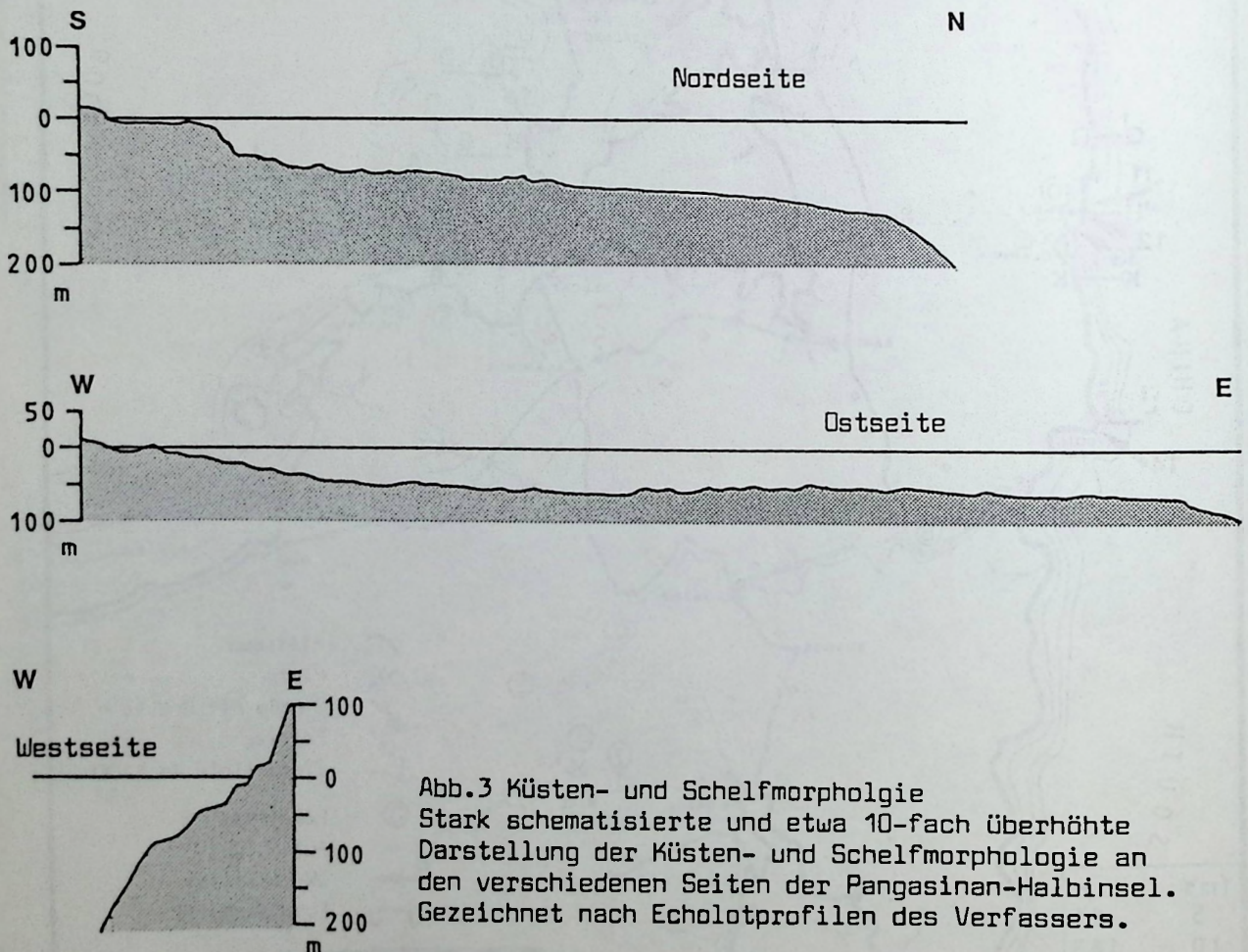


Abb.3 Küsten- und Schelfmorphologie  
Stark schematisierte und etwa 10-fach überhöhte  
Darstellung der Küsten- und Schelfmorphologie an  
den verschiedenen Seiten der Pangasinan-Halbinsel.  
Gezeichnet nach Echolotprofilen des Verfassers.

## 1.2. KENNTNISSTAND

### Verfügbares Karten- und Bildmaterial

Topographisch sind die Pangasinan-Halbinsel und die angrenzenden Meeresbereiche vollständig erfaßt. Topographische Karten und Seekarten sind in den Maßstäben 1:25000 (einzelne Blätter 1: 10000) bis 1:250000 erhältlich (siehe Kartenverzeichnis).

Inoffiziell wurden dem Verfasser zusätzlich einige Luftbilder von der Pangasinan-Halbinsel (Befliegungsdatum: 4/1966; Maßstab ca. 1: 15000) und ein wolkenfreies Sattelitenbild (Identifizierungsnummer E-21482-01281-457, Landsat 3; Abb.8) als Kartierbasis zur Verfügung gestellt.

### Geologischer Kenntnisstand

Die geologische Bearbeitung der Pangasinan-Halbinsel ist dürftig. Im Report No. 75 des Bureau of Mines (PHILIPPINES, BUREAU OF MINES 1974) erschien "The Geology and Mineral Resources of Pangasinan Province". Der Großteil dieses Berichtes beinhaltet Kurzbeschreibungen (einige Zeilen) von Rohstoffvorkommen in Pangasinan. Die beigegefügte geologische Karte (Maßstab 1:250000) ist offensichtlich eine Vergrößerung der "Geological Map of the Philippines" (PHILIPPINES, BUREAU OF MINES 1963), der darin enthaltene geologische Überblick eine Abschrift von deren Legende. Da bereits erste Übersichtsbegehungen und Nannofossilatierungen den Inhalt der vorliegenden geologischen Karte in Zweifel stellten, mußte die Pangasinan-Halbinsel als weitgehend unkartiertes Gebiet betrachtet werden.

### Biologischer Kenntnisstand

Die den Küsten der Pangasinan-Halbinsel vorgelagerten Riffe sind, mit Ausnahme einiger rein biologisch orientierter Studien (u.a. YAP & GOMEZ 1981; ALIND et al. 1985; unveröffentlichte Datenblätter und Reports des Marine Sciences Institute der University of the Philippines/Manila), bisher wissenschaftlich kaum bearbeitet. Das nächstgelegene, relativ gut erforschte Riffgebiet (u.a. BINA et al. 1978, ROSS & HODGSON 1981, ZACHER 1981) ist das Apo Reef, das

etwa 400 km südlich des Arbeitsgebietes liegt. Als im offenen Ozean gelegenes Riff unterscheidet sich das Apo Reef jedoch grundlegend von den der Pangasinan-Halbinsel vorgelagerten Rifftypen.

### Eigene Vorarbeiten

Die Pangasinan-Halbinsel wurde vom Verfasser im Frühjahr 1982 erstmals besucht. Die Riffe bei Surip, bei Bolinao, vor Cabarruyan Island und insbesondere in den Hundred Islands waren damals Gegenstand von ersten UU-Beobachtungen (A&C-Ausrüstung). Auch Fragen nach gemeinsamen Merkmalen von Riffbildungen im Gebiet der Hundred Islands mit triassischen Riffen der nördlichen Kalkalpen wurden diskutiert (SCHÖNBERGER 1982, unveröff. Dipl. Arb.).

Die durch Studien am Karten- und Bildmaterial ergänzten UU-Beobachtungen zeigten, daß vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel und im morphologisch stark differenzierten Inselgebiet der Hundred Islands überwiegend solche Riff-Typen vorkommen, denen eine zum Meeresspiegel aufragende Riffkante fehlt. Zwei Riff-Typen waren besonders häufig:

- Riffe mit einer stark ausgeprägten, deutlich unter dem Meeresspiegel liegenden (ca. 6-10 m) Riffkante (Terrassenriffe);
- Riffe die ohne ausgeprägten Gefälleknick kontinuierlich zu den Beckensedimenten hin abfallen (Rampenriffe).

"Standardriffe", im Sinne von Riffen mit einer zum Meeresspiegel aufragenden, wellenbrechenden Riffkante (z.B. Saumriffe), waren nur im Norden der Pangasinan-Halbinsel, bei Bolinao, entwickelt und auch in den Hundred Islands nur an einer Stelle anzutreffen.

### Typisierung von Riffen

Unter den modernen Riffen dominieren Typen, die einen wellenbrechenden Riffsaum aufweisen (Saumriffe, Barriereriffe, Atolle). Dementsprechend werden sie überwiegend nach der Ausbildung und Lage dieses Riffsaumes typisiert (u.a. MAXWELL 1966, MAXWELL & SWINCHATT 1970; Übersicht bei SCHUHMACHER 1982). Da aus dem Fossilen kaum Riffe mit wellenbrechender Riffkante bekannt sind (WILSON 1975: 363), ist eine solche Typisierung auf fossile Riffe kaum anwendbar. Bei der Typisierung fossiler Riffe nimmt daher das "Wilson-Modell" (WILSON 1974, 1975), d.h. die Einteilung von über den Meeresboden aufragenden Karbonatkörpern

in "karbonatische Schelfrandtypen" ("carbonate shelf margins"), eine wichtige Stellung ein. WILSON (1974) unterscheidet folgende "carbonate shelf margins": Typ I = unverfestigte oder stabilisierte (z.B. durch Seegräser) Schlammhügelstrukturen ohne aktiven Gerüstbau (downslope mud accumulations); Typ II = Karbonatrampen (Rampenriffe) mit lokalen Stellen aktiven Gerüstbaues in Form von auflagernden Fleckenriffen ("knoll reef ramps"); Typ III = Riffe mit zum Meeresspiegel aufragender, wellenbrechender Riffkante und steilem Riffhang (framebuilt reef rims, "echte Riffe").

Die Schelfrandtypen I und II sind fossil weit verbreitet, jedoch sind rezente Beispiele kaum bekannt. Dagegen entsprechen eine Vielzahl moderner Riffe (Saumriffe, Barriereriffe) dem Schelfrandtyp III, während fossile Beispiele zu diesem Schelfrandtyp äußerst selten sind (vgl. Kap.6.7.)

### 1.3. PROBLEMSTELLUNG

Das mangelhafte Wissen über moderne Riffe, denen ein wellenbrechender Riffsaum fehlt, führt zu Lücken bei der aktualistisch orientierten Interpretation vieler fossiler Riffe und Karbonatkörper, da diese, wie geschildert, vorwiegend dem Schelfrandtyp I und II entsprechen. Es besteht daher ein dringender, zuletzt von STANTON & FLÜGEL (1987) am Beispiel der Rampenriffe (Schelfrandtyp II) konkret formulierter, Bedarf nach der wissenschaftlichen Bearbeitung solcher rezenter Riff-Typen, die vom Idealbild eines modernen Riffes (Saumriff, Plattformriff, Barriereriff, Atoll) abweichen.

Vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel bot sich nun die Möglichkeit, nicht nur Verbreitung, Aufbau und Fazieszonierung solcher Riffotypen (Terrassenriffe, Rampenriffe) zu studieren, sondern zusätzlich zu beobachten in welcher genetischen Beziehung diese Riffe zum Typus des modernen "Standardriffes" (im Sinne von LONGMAN 1981; hier: Saumriff) stehen.

Folgende Fragen standen dabei im Vordergrund:

- welche rezenten Riffe sind vor der Pangasinan-Halbinsel entwickelt?
- wie ist die Verbreitung dieser Riffe?
- wie sind die Riffe aufgebaut, welche Fazieszonierung und welche typischen, insbesondere geologisch überlieferbare, Merkmale zeigen sie?
- welche Faktoren steuern die Riffentwicklung?



- in welcher genetischen Beziehung stehen Terrassenriffe und Rampenriffe zum Typus des Saumriffes?
- wie läßt sich der Gegensatz erklären, daß im Fossilen überwiegend Riffe ohne wellenbrechende Riffkante verbreitet sind, während die meisten der bekannten rezenten Riffe eine solche Riffkante aufweisen?
- sind die im Rezenten erkannten Merkmale auch in fossilen Riffen anzutreffen und (falls ja) können sie bei der Interpretationen fossiler Riffe (Evolution, Paläogeographie etc.) von Nutzen sein?

#### 1.4. DURCHFÜHRUNG DER UNTERSUCHUNGEN

a)

Die Problemstellung machte es notwendig, an allen Küsten der Pangasinan-Halbinsel Forschungen durchzuführen. Es wurden folgende Orte als Forschungsbasen ausgewählt:

- Surip an der Westküste;
- Bolinao an der Nordküste (im Frühjahr 1987 die neu errichtete Forschungsstation des Marine Sciences Institute der University of the Philippines);
- der unmittelbar an den Hundred Islands (Ostküste) gelegene Ort Lucap.

Die Geländeaufenthalte erfolgten von Dez. 1983 bis Mai 1984, Dez. 1984 bis Mai 1985 und im März/April 1987.

b)

Enge Zusammenarbeit erfolgte bei biologisch orientierten Fragestellungen mit den Wissenschaftlern des Marine Sciences Institute der University of the Philippines. Unter der Leitung von Prof. Dr. J.W. McManus (Rhode Island/U.S.A., derzeit Manila) werden am Institut im Rahmen eines mehrjährigen (1987 bis voraussichtlich 1991) Projektes biologische Studien in den Riffen der Pangasinan-Halbinsel durchgeführt. Die Herren Institusangehörigen Herr P.M. Alino M.Sc. und Herr W.P.Y. Licuanan M.Sc. waren bei den Korallenbestimmungen hilfreich.

c)

Lokale klimatisch-ozeanographische Daten sind durch eigene Messungen (Wassertemperatur, Salinität) und Beobachtungen (Strömungen, Wellenhöhen, -längen, vorherrschende Windrichtung; Jahreszeit s.o.), ergänzt durch ganzjährige Mes-

sungen und Beobachtungen von Wissenschaftlern des Marine Sciences Institute und durch Beobachtungen Einheimischer (z.B. Taifunwirkungen), ermittelt worden. Regionale klimatische und ozeanographischen Daten wurden von philippinischen Behörden (z.B. "PAGASA") und aus der Literatur (TCHERNIA 1980) übernommen.

d)

Zum Verständnis der geologischen Basis der modernen Riffe war es notwendig, den regionalen geologischen Rahmen aufzuzeigen und die Geologie des Festlandes hinreichend genau zu erarbeiten. Da sich die Geologie der Pangasinan-Halbinsel bald als deutlich komplizierter erwies, als aufgrund der vorhandenen geologischen Karte zunächst angenommen worden war, wurde sie weit ausführlicher als geplant bearbeitet. Insbesondere waren umfangreiche Neudatierungen notwendig (Nannofossilien durch Frau Dr. C. Müller/Rueil Malmaison/Frankreich; Foraminiferen durch Herrn Prof. Dr. H. Hagn/Institut für Paläontologie und historische Geologie der LMU-München). Da die Gesamtbeschreibung der "Geologie der Pangasinan-Halbinsel" den Rahmen der vorliegenden Arbeit gesprengt hätte, sind dort lediglich die (hinsichtlich der modernen Riffbildung) wichtigsten Ergebnisse zusammengefaßt. Eine ausführliche Publikation ist an anderer Stelle geplant.

e)

Da über regional vorkommende Riff- und Riff-Fazies-Typen, sowie über die Korallenfauna der Region, keine näheren Kenntnisse vorlagen, wurden zunächst auf überschaubarem Raum, im Inselgebiet der Hundred Islands (ca. 10 km<sup>2</sup>), halbquantitative (UW-Kartierung) und quantitative (UW-Profil) Studien über Verbreitung, Aufbau und Fazieszonierung der dortigen Riffe, sowie über die Zonierung von Korallen(-vergesellschaftungen) durchgeführt.

f)

Die gewonnenen Ergebnisse wurden dann an 14, um die gesamte Pangasinan-Halbinsel verteilten, UW-Beobachtungsstellen auf ihre regionale Gültigkeit hin überprüft und ergänzt.

## 1.5. ANGEWANDTE METHODEN

### Festlandskartierung

Angesichts der Größe der Pangasinan-Halbinsel und des zeitlichen Rahmens, war ihre detaillierte geologische Kartierung nicht möglich und im Hinblick auf die Problemstellung auch nicht notwendig. Dennoch war es erforderlich zumindest grundlegende Kenntnisse über die geologische Basis der holozänen Riffbildung (insbesondere Substrat) zu erarbeiten. Hierzu wurde eine geologische Übersichtskarte der Pangasinan-Halbinsel neu erstellt.

Die Karte basiert auf der visuellen Auswertung einer Ausschnittsvergrößerung (Maßstab ca. 1:250000) des in Abb.8 gezeigten Satellitenbildes. Die Ergebnisse der visuellen Bildauswertung konnten im Jahr 1987 am Marine Sciences Institut der University of the Philippines mit Methoden der digitalen Bildverarbeitung überprüft und bestätigt werden (Programm: Argos Release 3.0, Decision Images; auf IBM/AT). Unterstützt wurde die Satellitenbildauswertung durch Auswertungen vorhandener Luftbilder. Hierbei kamen gängige Methoden der Photogeologie und der Fernerkundung zur Anwendung (vgl. KROMBERG 1984, 1985).

Um den Informationsgehalt des Satellitenbildes deuten zu können, wurden im Gelände 40 Aufschlüsse besucht, beschrieben und beprobt. Ausführlicher bearbeitete Aufschlüsse sind in der Übersichtskarte (Abb.2) als Lokalitäten bezeichnet. Die entnommenen Proben wurden später mit den üblichen Methoden der Mikropaläontologie (Handstücke durch Dünnschliffuntersuchungen, Lockersedimente durch Schlämmen, Sieben und Betrachten unter dem Binokular; vgl. FLÜGEL 1978) bearbeitet, ausgewertet und - soweit von Interesse - auf ihren Kalkgehalt hin untersucht (Lösung in HCL konz.). Soweit möglich, wurden die Proben stratigraphisch eingestuft (Lockersedimente mit Nannoplankton, Kalke mit Foraminiferen).

### Studien an rezenten Riffen

Die bei den Studien in den rezenten Riffen angewandten Methoden lehnen sich eng an die bei STODDART & JOHANNES (1978) sehr ausführlich dargestellten Methoden der Rezent-Riff-Forschung an. Da die Forschungen fernab von Forschungsbasen durchgeführt wurden, mußten jedoch einige apparative Einschränkungen hingenommen werden.

Wesentliche Hilfsmittel waren ein Schlauchboot mit Außenbordmotor, ein Echolot mit Schreibeinrichtung, Leichttauchgeräte samt Kompressor, ein Hand-Backengreifer zur Entnahme gestörter Sedimentproben und die übliche Unterwasserausrüstung (UW-Schreibtafel, Leinen, UW-Kamera etc.). Größere Boote oder Forschungsplattformen standen nicht zur Verfügung. Zur Orientierung dienten die verfügbaren Karten (siehe Kartenverzeichnis) und ein Peilkompaß.

Aufgrund der Größe des Arbeitsgebietes wurden quantitative Studien (UW-Profile) nur an ausgewählten Stellen der Hundred Islands durchgeführt. Hierzu wurden in Meter unterteilte Leinen ("transect lines") von jeweils 50 m Länge verwendet. Um Verfälschungen durch Trefferzufälle vorzubeugen, wurde bei den aufgenommenen Profilen stets die Fläche eines Quadratmeters, d.h. je 50 cm links und rechts eines Profilmeters erfaßt (Korallen, sonstige Riffbewohner, Substrat). Demzufolge wurde bei der Auswertung auf die Angabe des, ohnehin in der Riff-Forschung umstrittenen (vgl. CRAME 1980) und rein mathematisch entwickelten, Shannon-Wiener-Informationstheorie-Index verzichtet. An dessen Stelle traten zeichnerische Profildarstellungen (Taf.6) sowie Zahlen- und Prozentangaben (z.B. Zahl der vorkommenden Korallenkolonien, Besiedlungsdichte des Untergrundes durch Korallen, Substratverbreitung).

Ansonsten wurden die betauchten Riffareale halbquantitativ erfaßt. Hierzu wurde eine Checkliste angefertigt, die sich eng an die von Prof. Dr. J.W. McManus/Rhode Island USA (derzeit Manila) für das Marine Sciences Institute der University of the Philippines entworfene Checkliste anlehnt. Sie enthält allgemeine Daten wie Lokalität, Wassertemperatur etc. und dem Vorhaben angepaßte spezielle Daten (Substrat, vorkommende Korallen etc.). Prozentuale Angaben erfolgten nach Schätzbildern von BACELLE & BOSELLINI (1965). Die Vorgehensweise bei der Erforschung der Riff- und Flachwasserareale erfolgte stets nach demselben Schema: Vorstudien anhand von Seekarte und verfügbaren Daten (z.B. unveröffentlichte "transect lines" des Marine Sciences Institute/University of the Philippines), Aufnahme von Echolotprofilen, Durchführung mehrerer Übersichtstauchgänge und Auswahl repräsentativ erscheinender, überschaubarer Areale (einige 100 m<sup>2</sup> Fläche) zur halbquantitativen Beschreibung. Diese Areale wurden zusätzlich fotografiert und meist beprobt (unter Wasser nicht bestimmbare Korallen, Substratproben). Die Bestimmung der Korallen basiert auf dem Bestimmungsbuch von DITLEV (1980).

Für die Untersuchungen in den Hundred Islands wurde als Kartierbasis eigens eine bathymetrische Karte der Hundred Islands im Maßstab 1:5000 angefertigt (Luftbilder, 116 aufgenommenen Echolotprofile; Verkleinerung s. Taf.7). Die Unterscheidung der Riff- von der Becken-Fazies erfolgte im Fall der scharf begrenzten Terrassenriffe nach den, in den Luftbildern deutlich sichtbaren, Grauwertunterschieden. Ansonsten vollzieht sich der Übergang der Riff-Fazies (meistens Rampenriffe) zur Beckenfazies stets kontinuierlich (Faziesverzahnung) und es wurden keine scharfen Grenzen kartiert.

Zur Unterwasserkartierung der Hundred Islands wurden alle Inselfläume be-  
taucht und dabei 145 Stellen halbquantitativ erfaßt. Die Korngrößenanalyse von 53 gestörten Sedimentproben (Backengreifer) aus den Kanälen und Becken des Inselgebietes erfolgte mit den üblichen Methoden der Granulometrie (schlänmen, sieben), wobei die Silt- und Tonfraktion nicht weiter aufgetrennt wurde. Die Analyse des nichtkarbonatischen Rückstandes im Sediment erfolgte durch Lösung der Proben in HCL konz. und Wägung.

## 2. KLIMA UND OZEANOGRAPHIE

### Wind und Wellen

#### a) Regionale Daten nach PAGASA (1977, 1980, unpubl. reports)

Das Klima der Philippinen wird entscheidend von den zwei jährlich auftretenden, entgegengesetzt gerichteten, Monsunwinden geprägt: dem NE-Monsun im Winter (Nov. bis Feb.; durchschnittliche Windstärke um 8 Bft.) und dem SW-Monsun im Sommer (Juni-Nov.; durchschnittliche Windstärke um 5 Bft.). Aufgrund der N-S Erstreckung der meisten philippinischen Gebirgszüge, bleibt der NE-Monsun an den Westküsten des Archipels - und damit auch im Arbeitsgebiet - weitgehend bedeutungslos. Dies führt dazu, daß dort das Klima durch zwei ausgeprägte Jahreszeiten, eine Trockenzeit von Dezember bis April mit wenig Niederschlägen (Niederschlagsminimum im Feb. mit <50 mm/Monatsmittel/Manila) und durch eine Regenzeit (SW-Monsun) während des restlichen Jahres (Niederschlagsmaximum im Juli mit 450 mm/Monatsmittel/Manila), charakterisiert ist.

Zwischen Juni und Dezember, hauptsächlich im August und September, ziehen Taifune, vom Pazifik kommend (E bis SE; Abb.4) über die Philippinen hinweg.

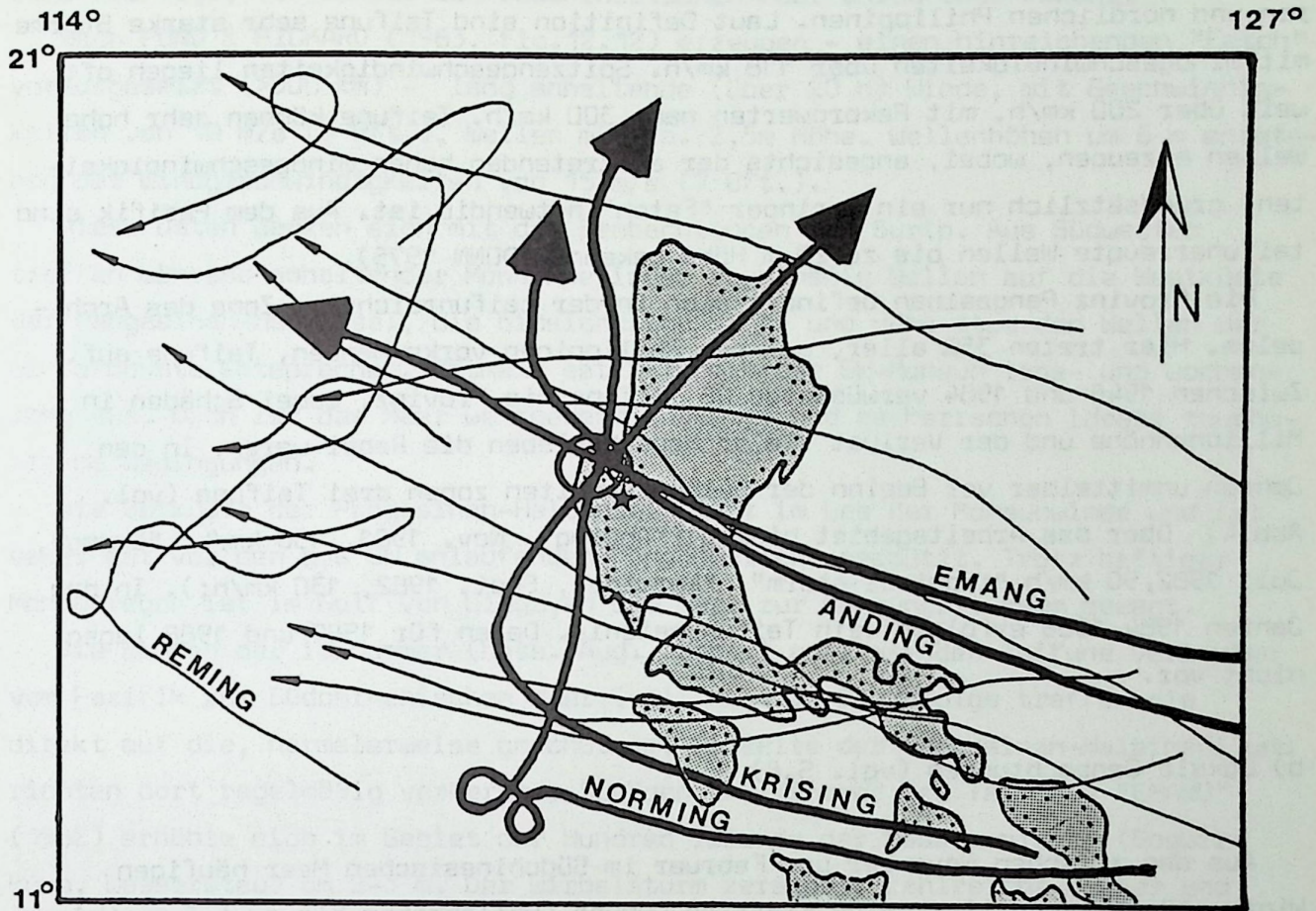


Abb.4 Taifunbahnen

Taifunbahnen im Bereich der nördlichen Philippinen. Eingetragen sind die Taifune der Jahre 1981-1984. Die Taifune, die das Arbeitsgebiet querten, sind hervorgehoben und mit Namen angegeben. Während Taifune gewöhnlich aus östlicher Richtung auf das Arbeitsgebiet zuwandern, querte der Taifun "Krising" (1979) von Südwesten her die Pangasinan-Halbinsel. Der Taifun "Reming" (Okt. 1984) bewegte sich 6 Tage lang über dem Südchinesischen Meer.

Daten nach unveröffentlichten Statistiken der Philippine Atmospheric, Geophysical and Astronomical Service Administration (PAGASA).

Pangasinan-Halbinsel eingekreist; Sternchen = Wetterstation Dagupan City.

Die Taifune sind, neben den Monsunen, ein typischer Klimafaktor in den mittleren und nördlichen Philippinen. Laut Definition sind Taifune sehr starke Stürme mit Windgeschwindigkeiten über 118 km/h. Spitzengeschwindigkeiten liegen oft weit über 200 km/h, mit Rekordwerten nahe 300 km/h. Taifune können sehr hohe Wellen erzeugen, wobei, angesichts der auftretenden hohen Windgeschwindigkeiten, grundsätzlich nur ein geringer "Fetch" notwendig ist. Aus dem Pazifik sind taifunerzeugte Wellen bis zu 20 m Höhe bekannt (DONN 1975).

Die Provinz Pangasinan befindet sich in der taifunreichsten Zone des Archipels. Hier treten 35% aller, auf den Philippinen vorkommenden, Taifune auf. Zwischen 1948 und 1984 verwüsteten 26 Taifune die Provinz, wobei Schäden in Millionenhöhe und der Verlust vieler Menschenleben die Regel waren. In den Jahren unmittelbar vor Beginn der Geländearbeiten zogen drei Taifune (vgl. Abb.4) über das Arbeitsgebiet hinweg ("Anding", Nov. 1981, 150 km/h; "Emang", Juli 1982, 90 km/h "tropical storm", "Norming", Sept. 1982, 130 km/h;). In den Jahren 1984-1986 erfolgte kein Taifunereignis. Daten für 1987 und 1988 lagen nicht vor.

#### b) Lokale Beobachtungen (vgl. S.8)

Aus den zwischen November und Februar im Südchinesischen Meer häufigen Winterstürmen resultiert eine kräftige Dünung (Wellenhöhen bis zu 4-5 m, Wellenlängen um 100 m), die vorwiegend aus NW bis SW auf die West- und N-Küste der Pangasinan-Halbinsel trifft. Zu dieser Jahreszeit ist dort das Tauchen meist unmöglich.

Die Ostküste der Pangasinan-Halbinsel ist zwar vor dem offenen Meer geschützt, aber dennoch erreichen noch Wellen bis zu ca. 2,5 m Höhe (Länge einige Dekameter) das Inselgebiet der Hundred Islands. Von Lucap aus (Entfernung ca. 6,5 km) ist dann zu erkennen, wie die nördlichste Insel der Hundred Islands regelmäßig in hoch aufschäumenden Brechern völlig verschwindet.

Zwischen März und Mai ist die See allgemein ruhig und oftmals über mehrere Tage hinweg völlig unbewegt. Nur selten (ca. 1Tag/Woche) herrschen leichte Dünung oder lokale Winde.

Der im Mai/Juni einsetzende SW-Monsun (Windstärke durchschnittlich 5 Bft., gelegentlich 8 Bft.; unpubl. Daten, PAGASA/Manila) kann über viele Wochen oder

Monate hinweg kontinuierlich anhalten und erzeugt dann heftige Regenfälle und eine kräftige, von SW aus dem Südchinesischen Meer anlaufende Dünung.

Nach POND & PICKARD (1983, fig.12.12) erzeugen - einen hinreichenden "Fetch" vorausgesetzt (>500 km) - lang anhaltende (über 20 h) Winde, mit Geschwindigkeiten von 10 m/s (5 Bft.), Wellen mit ca. 2,5m Höhe. Wellenhöhen um 6 m entstehen bei Windgeschwindigkeiten von 15 m/s (7 Bft.).

Diese Daten decken sich mit den Beobachtungen aus Surip. Aus Südwesten treffen während anhaltender Monsunperioden regelmäßig Wellen auf die Westküste der Pangasinan-Halbinsel, die hinsichtlich Länge und Höhe etwa den Wellen der Wintermonate entsprechen. Oftmals setzt jedoch der SW-Monsun tage- und wochenlang aus. Dann ist das Meer weitgehend unbewegt und es herrschen ideale taucherische Bedingungen.

Die Ostküste der Pangasinan-Halbinsel liegt im Lee der Monsunwinde und ist daher gut vor den aus SW anlaufenden Monsunwellen geschützt. Trotz heftiger Monsunregen ist im Golf von Lingayen das Meer zur Monsunzeit kaum bewegt.

Die Bahnen der im Sommer (hpts. Aug., Sept.) auftretenden Taifune verlaufen vom Pazifik zum Südchinesischen Meer (vgl. Abb.4). Demzufolge treffen sie direkt auf die, normalerweise geschützte, Ostseite der Pangasinan-Halbinsel und richten dort regelmäßig verheerende Schäden an. Während des Taifunes "EMANG" (1982) erhöhte sich im Gebiet der Hundred Islands der Wasserspiegel (Sogwirkung, Wasserstau) um 2-3 m. Der Wirbelsturm zerstörte zahlreiche Häuser und Boote, entwurzelte Palmen und forderte mehrere Menschenleben.

Die West- und Nordküsten der Pangasinan-Halbinsel liegen, von wenigen Ausnahmen abgesehen, im Lee der Taifunbahnen. Die Wirbelstürme können sich jedoch tagelang über dem Südchinesischen Meer bewegen. Die im Taifun erzeugten Wellen verlieren nach dem Durchgang des Sturmes (auf dem offenen Meer) an Höhe, gewinnen an Länge und erreichen in Form starker Dünung die West- und Nordküste der Halbinsel. Taifunbedingte Wellen mit 200 m Länge und 5-6 m Höhe wurden im Oktober 1984, wahrscheinlich als Folge des 6 Tage anhaltenden Sturmes "Reming" (Abb.4), in Surip beobachtet. Sie warfen noch in der Surip Bay große Korallenblöcke (Ø bis zu 0,5 m) auf das 12 m hoch gelegene Dach des dortigen Küstenkliffes (frdl. Auskunft Admiral a.D. D.F. Koch/Surip).



## Meeresströmungen

### a) Regionale Daten nach TCHERNIA 1980

Wie Abb.5 zeigt, treffen im Sommer und Winter E-W gerichtete Strömungen auf die Ostküsten der Philippinen und werden von dort nach Norden abgelenkt. Es handelt sich dabei um warme Strömungen, die aus dem pazifischen Nordäquatorialstrom entstehen. Ein Teil dieser Strömungen gelangt im Winter zwischen Taiwan und den Philippinen hindurch in das Südchinesische Meer und erzeugt dann dort, zusammen mit der von Norden kommenden, am chinesischen Festland entlang fließenden Strömung, einen entgegen dem Uhrzeigersinn drehenden Wirbel. Aufgrund der Wirkung des SW-Monsunes wechselt im Sommer die generelle Strömungsrichtung im Südchinesischen Meer auf S-N Richtung. Mit den Strömungen gelangt dann warmes Wasser aus äquatornahen Bereichen in die Philippinen-Taiwan-Region. Dies hat u.a. zur Folge, daß sich die Nordgrenze der mehr als 28° warmen Meeresbereiche um ca. 1000 km nach Norden (N-Philippinen bis Taiwan) verlagert.

### b) Lokale Beobachtungen

Die während rauher See (Winterstürme; SW-Monsun) vom Südchinesischen Meer auf die West- und Nordküsten der Pangasinan-Halbinsel auflaufende Dünung erzeugt in Küstennähe eine kräftige, nach Norden orientierte Küstenlängsströmung. Selbst bei mäßiger Dünung (um 1m) war bei halbstündigen Tauchgängen ein Versatz von mehreren Hundert Metern die Regel.

Gemäß der Dominanz des SW-Monsunes sind die Küstenlängsströmungen an der Westküste vorwiegend nach Norden, an der Nordküste nach Nordwesten orientiert. Die Strömungen transportieren Material aus den westlichen Riffen nach Norden, wo es bei Verlust der Transportkraft abgelagert wird. Die flachen, weit nach Nordosten in den Golf von Lingayen vorspringenden Riff- und Kalksandareale sind demzufolge als riesiges Küstenhorn zu deuten.

Im Golf von Lingayen wurden keine nennenswerten Strömungen beobachtet. Wie die Orientierung der Sandhaken im Osten und Westen des Golfes zeigt (Abb.8), scheint jedoch eine kreisförmige, im Uhrzeigersinn orientierte, Gesamtströmung zu herrschen.

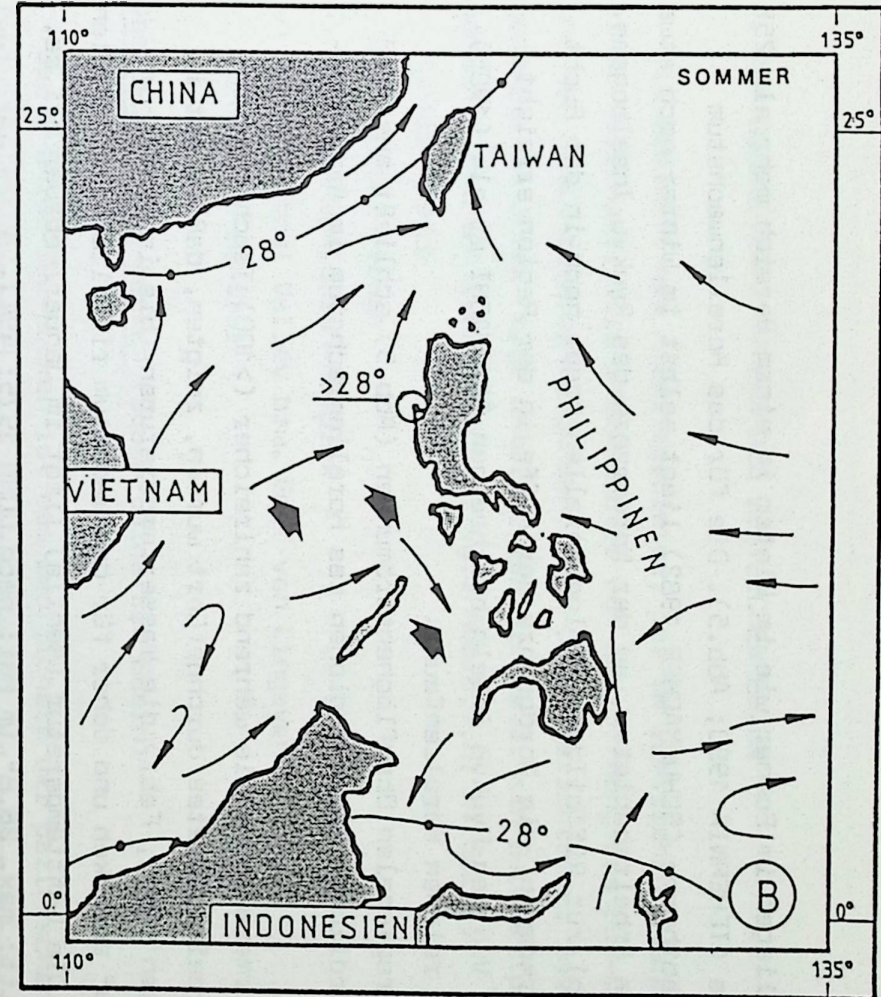
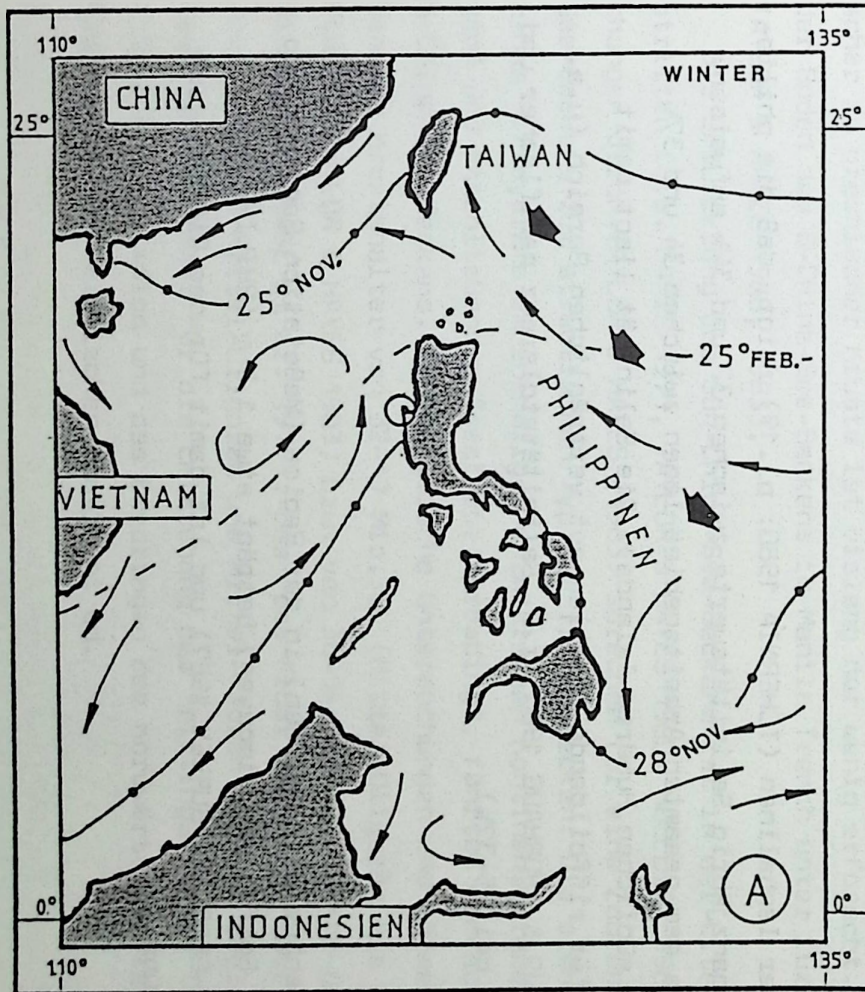


Abb.5 Monsune, Strömungen und Meerestemperaturen in der philippinischen Region. Verlauf von Monsunen (kräftige schwarze Pfeile), Oberflächenströmungen (schwarze lange Pfeile) und Isothermen im Winter (A) und im Sommer (B; August). Im Februar (kälteste Monate = Jan./Feb.) stößt die 25° Isotherme am weitesten nach Süden vor. Die 28° Isotherme liegt zu dieser Zeit etwas südlich des Äquators. Nach PAGASA 1977 (Monsune) und TCHERNIA 1980 (fig.7.5., Strömungen; pls.15,17,18, Isothermen). Arbeitsgebiet eingekreist.

### Temperatur

Die Philippinen liegen im Sommer wie im Winter in einem Bereich mehr als 25° warmen Meereswassers (TCHERNIA 1980; Abb.5). Die für das Korallenwachstum entscheidende 20° Isotherme (SCHUHMACHER 1982) liegt selbst im Winter noch etwa 1500 km nördlich des Arbeitsgebietes, an der Nordgrenze des Ryukyu Inselbogens. Erst dort ist, obwohl zur Riffbildung fähige Korallen sogar noch in der Bucht von Tokyo (38° N) vorkommen, die Nordgrenze der Riffe in der Region erreicht (SCHUHMACHER 1982). Von den Ryukyu Inseln beschreiben TAKAHASHI et al. (1985) Saumriffe mit einer reichen Korallenfauna.

Der Verlauf der regionalen Oberflächenströmungen (Abb.5) schließt aus, daß kalte Wässer aus nördlichen Meeresregionen das Korallenwachstum im Arbeitsgebiet gefährden.

Eigene Temperaturmessungen, die während zahlreicher (>100) Tauchgänge an allen Küsten des Arbeitsgebietes durchgeführt wurden, zeigten, daß selbst in den kältesten Monaten (Jan., Feb.) die Wassertemperaturen (bis in Tiefen um 50m) nicht unter 25° absinken und daher für das Wachstum riffbildender Korallen gut geeignet sind. Die Lufttemperatur (Manila) liegt im Januar/Februar bei ca. 24° (Tagedurchschnitt; max. 28,8° im Mai; nach DONN 1975: 494).

### Salinität

Die Verteilung der Isohalinen (TCHERNIA 1980: pl.19) zeigt, daß die philippinischen Gewässer ganzjährig Salinitätswerte zwischen 32 und 34‰ aufweisen. Eigene Messungen aus dem gesamten Arbeitsgebiet lagen zwischen 34 und 37‰ (Maximalwert in den südlichen Hundred Islands). Die Salinität liegt damit allgemein in einem für riffbildende Korallen gut verträglichen Bereich (u.a. STODDART 1969, MARCUS & THORHAUG 1981; z.B. Salinitätstoleranz pazifischer und atlantischer Poriten bei 25-37‰).

### Gezeiten

Der maximale Tidenhub (Springtiden) in der Region (Meßstation San Fernando an der Ostküste des Golfes von Lingayen) beträgt etwa 1,2 m (PHILIPPINES, BUREAU OF COAST AND GEODETIC SURVEY 1987) und ist damit für das Riffwachstum ohne größere Bedeutung.

### 3. DER GEOLOGISCHE RAHMEN DES WESTLICHEN LUZON

Die Geologie des Arbeitsgebietes, der im westlichen N-Luzon gelegenen Pangasinan-Halbinsel, wird insbesondere von der Öffnung des Süd-China-See-Beckens und den damit zusammenhängenden, nach Osten gerichteten, Subduktionsprozessen geprägt. In deren Folge entwickelten sich u.a. ein Subduktionssystem mit folgenden Elementen (von W nach E; vgl. Abb.6,7,8; n. Seite):

- Manila Trench
- West-Luzon Trough
- Zambales-Ophiolith-Komplex
- Luzon Central Valley bzw. Golf von Lingayen
- Cordillera Central

#### Das S-China-See-Becken (South China Sea Basin)

Das S-China-See-Becken ist das westlichste der pazifischen Tiefseebecken (vgl. Abb.1). Begrenzt wird es nach Norden und Westen durch den passiven Plattenrand des asiatischen Festlandes. Der dortige Übergangsbereich von festländischer zu ozeanischer Kruste ist bislang nur wenig erforscht. Nach Osten wird der Boden des S-China-See-Beckens im Manila Trench unter Luzon subduziert (u.a. TAYLOR & HAYES 1980, 1983).

Die Entwicklung des Süd-China-See-Beckens ist in der Literatur nicht unumstritten (u.a. KARIG 1971, TAYLOR & HAYES 1980, HOLLOWAY 1982). Neuere Untersuchungen durch TAYLOR & HAYES (1983) sprechen für eine Zuordnung des S-China-See-Beckens zum atlantischen Typ der Tiefseebecken. Die ständige Erweiterung eines Riftsystems am ehemaligen chinesischen Kontinentalrand (Kreide bis Paläozän) und anschließendes "seafloor spreading", führten demnach zur Öffnung des S-China-See-Beckens. Geomagnetische Untersuchungen und Wärmeflußmessungen ergaben ein Krustenalter von 32-17 Mio. J. (Mittel-Oligozän bis unterstes Mittel-Miozän; TAYLOR & HAYES 1983) bzw. von 36-14 Mio. J. (Unter-Oligozän bis Unter-Miozän; WATANABE et al. 1977). Das "sea floor spreading" wäre demnach in der Zeit zwischen Mittel-Oligozän und Mittel-Miozän erfolgt (vgl. Tab. 1). Als auslösendes Moment für die Entstehung des "riftings" geben TAPPONIER et al. (1982) die Kollision und das Eindringen des nordwärts driftenden indischen Blockes in den asiatischen Kontinent an.

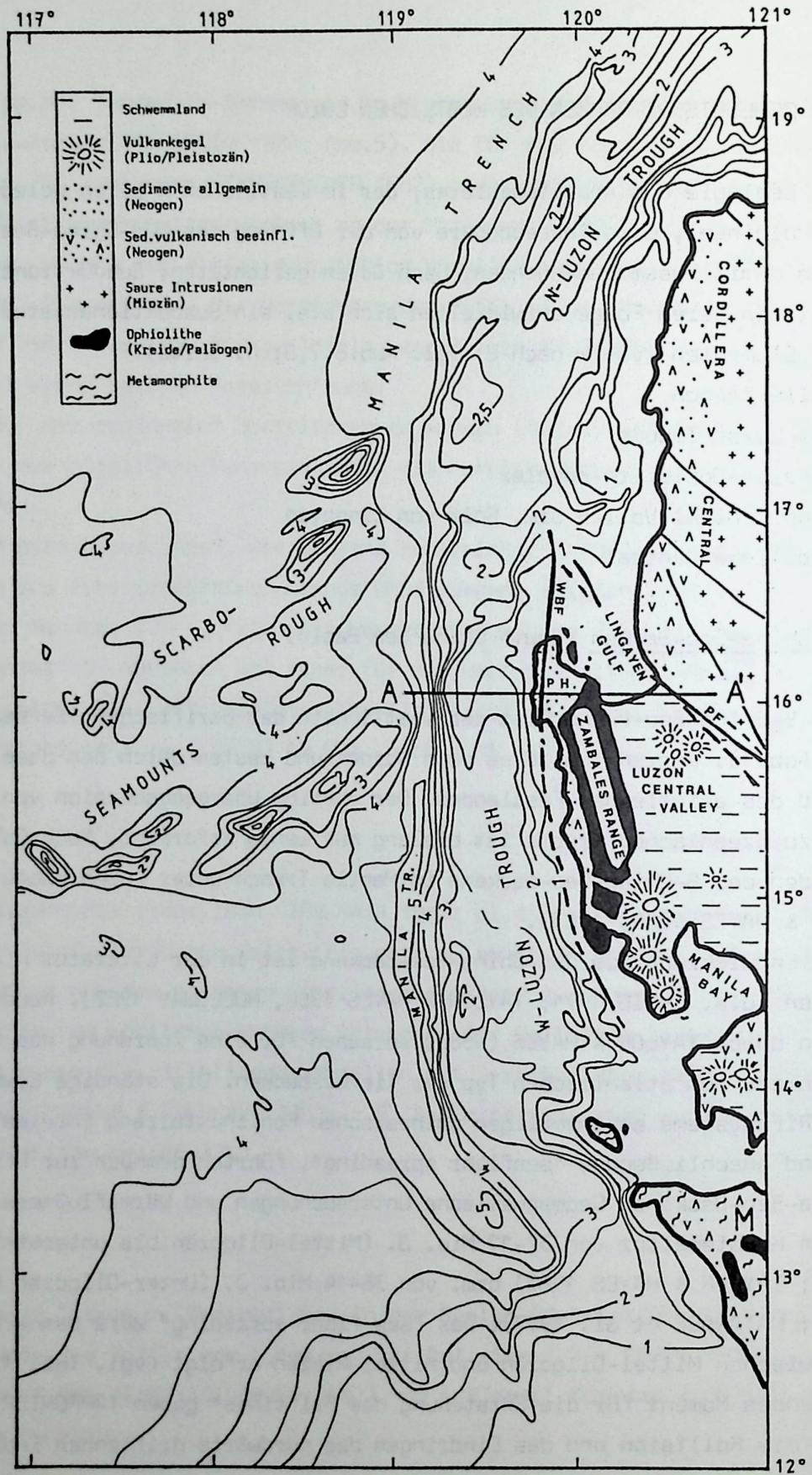


Abb.6 Westliches N-Luzon - Geologie

Geologie des westlichen N-Luzon und Bathymetrie der angrenzenden Meeresbereiche (nach Geol. Map of the Philippines 1963; BACHMAN et al. 1983, HAYES & LEWIS 1984, LEWIS & HAYES 1984). PH=Pangasinan-Halbinsel; M=Mindoro; WBFB=Western Boundary Fault; PF=Philippine Fault; Tiefenlinien in km.

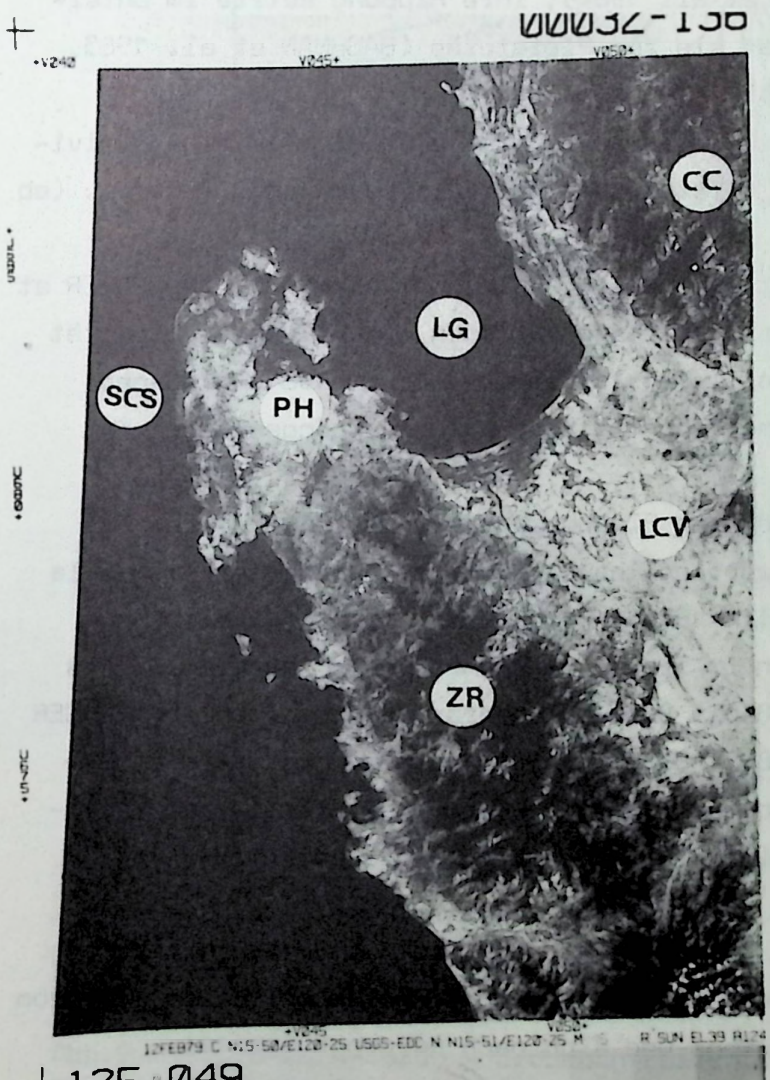
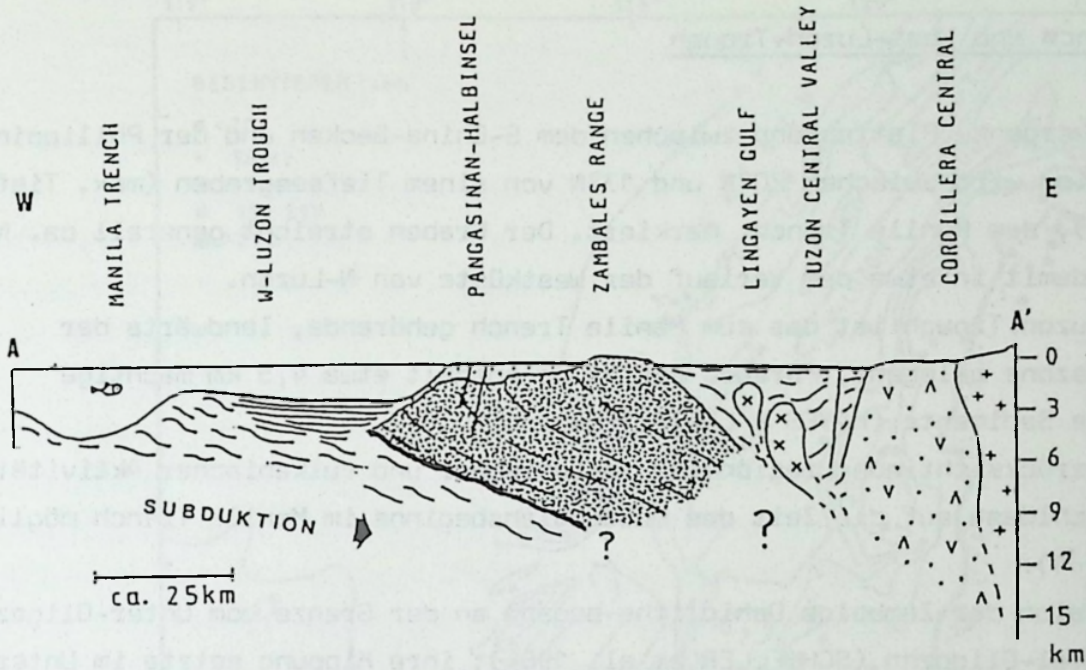


Abb.7 (oben)  
 Stark schematisiertes geologisches Profil durch das westliche N-Luzon und die angrenzenden Meeresbereiche (eigene Interpretation auf der Basis der Karte in Abb.6). Profillage s. Abb.6.

Abb.8 (links)  
 Ausschnitt aus der (unkorrigierten) Satellitenbildszene Landsat 3 - E-21482-01281-457 vom 12.Feb. 1979. Bildhöhe etwa 185 km.  
 SCS=South China Sea; PH=Pan-gasinan-Halbinsel; ZR=Zambales Range; LCV=Luzon Central Valley; LG=Lingayen Gulf; CC=Cordillera Central.

### Manila Trench und West-Luzon-Trough

Der konvergente Plattenrand zwischen dem S-China-Becken und der Philippinen-Taiwan-Region wird zwischen 20°N und 13°N von einem Tiefseegraben (max. Tiefe ca. 5500 m), dem Manila Trench, markiert. Der Graben streicht generell ca. N-S und folgt damit in etwa dem Verlauf der Westküste von N-Luzon.

Der W-Luzon Trough ist das zum Manila Trench gehörende, landwärts der Subduktionszone gelegene, Forearc Basin. Es enthält etwa 4,5 km mächtige känozoische Sedimente (HAYES & LEWIS 1984).

Unter Berücksichtigung regionaler tektonischer und vulkanischer Aktivitäten sind Rückschlüsse auf die Zeit des Subduktionsbeginns im Manila Trench möglich (vgl. Tab. 1):

- die Erosion der Zambales Ophiolithe begann an der Grenze vom Unter-Oligozän zum Mittel-Oligozän (SCHWELLER et al. 1984); ihre Kippung setzte im Unter-Miozän ein und dauerte zumindest bis zum Pleistozän (BACHMAN et al. 1983, SCHWELLER et al. 1983), bzw. hält bis heute an;
- magmatische Intrusionen in die Cordillera Central erfolgten in zwei Aktivitätsintervallen von 32-27 Mio. (Mittel- bis Ober-Oligozän) und 17-0 Mio. (ab Unter Miozän) (WOLFE 1981);

Die Mehrzahl der Autoren (BALCE et al. 1980, CARDWELL et al. 1980, HAMBURGER et al. 1983, BACHMAN & LEWIS 1983) bringen diese Perioden magmatischer Aktivität in Zusammenhang mit der Subduktion im Manila Trench. WOLFE (1981) hingegen sieht die ältere Periode im Zusammenhang mit Subduktionsvorgängen in einem Proto-Philippinen-Graben.

Die nur selten auftretenden größeren Flachbeben im Bereich von W-Luzon wurden als Argument für die gegenwärtige Inaktivität der Subduktion im Manila Trench angeführt (u.a. SENO & KURITA 1978). Detaillierte geophysikalische Untersuchungen (Sedimentstrukturen im Trench, Bebenmessungen) neueren Datums haben jedoch eindeutig belegt, daß die Subduktionsprozesse anhalten (HAMBURGER et al. 1983: 12; HAYES & LEWIS 1984). Eine nachlassende Subduktion im Manila Trench und die daraus resultierende geringe Bebenaktivität, könnte auf Kollisionsprozesse von Eurasien mit Taiwan und von Teilen Mindoros mit S-Luzon zurückgehen (TAYLOR & HAYES 1980, 1983).

Allgemein hat sich die Meinung durchgesetzt, daß die Aktivität im Manila Trench gegenwärtig erlischt, während die Subduktion im Osten von Luzon (E-Luzon Trench) zunehmend an Bedeutung gewinnt und sich nach Norden ausweitet.

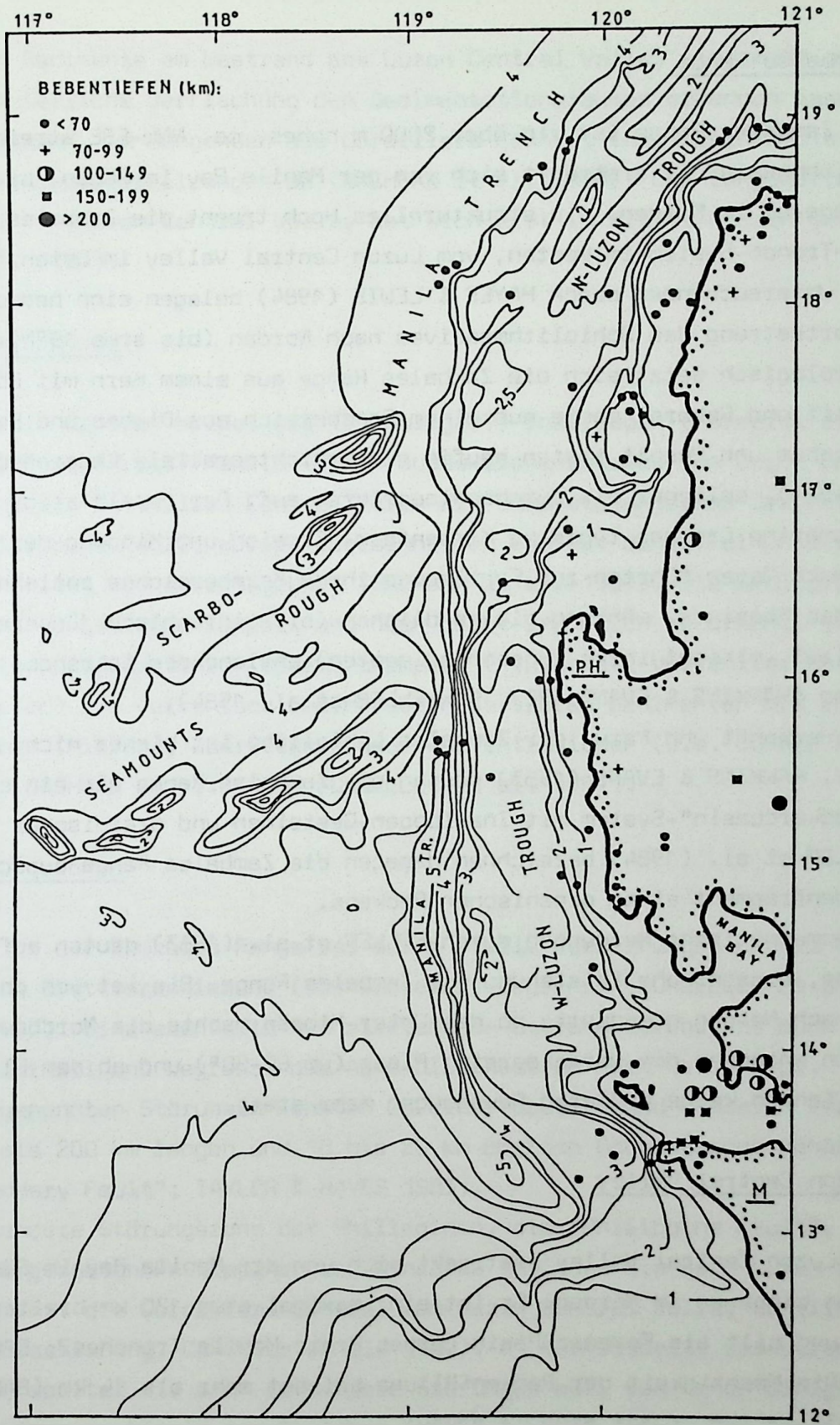


Abb.9 Westliches N-Luzon - Erdbeben-Epizentren  
Erdbeben-Epizentren im westlichen N-Luzon/Philippinen (nach HAYES & LEWIS 1984, fig.9a). Tiefenlinien in km; PH=Pangasinan-Halbinsel; M=Mindoro.



### Die Zambales Range

Die Zambales Range ist ein über 2000 m hohes, ca. NNW-SSE streichendes Ophiolithmassiv. Es erstreckt sich von der Manila Bay im Süden, bis zum Golf von Lingayen im Norden. Als strukturelles Hoch trennt die Zambales Range das Manila-Trench-System im Westen, vom Luzon Central Valley im Osten. Geophysikalische Untersuchungen durch HAYES & LEWIS (1984) belegen eine bedeutende submarine Fortsetzung des Ophiolithmassives nach Norden (bis etwa 19°N).

Petrologisch setzt sich die Zambales Range aus einem Kern mit überwiegend Peridotit und Gabbro, sowie aus einem Randbereich aus Diabas und Basalt zusammen. Diabas und Basalt treten häufig als schichtparallele Lagergänge (Mächtigkeit 1-5 m), seltener als Durchschlagsröhren auf. Der Basalt zeigt meistens die für submarine Ergüsse typische Kissenform. Erosion und Kippung der Zambales Range nach Osten führten zur Freilegung ihres Kernbereiches entlang der Westseite des Massives, während die randlichen (stratigraphisch jüngeren) Ophiolithe (z.T. mitsamt ihren Hangendsedimenten) entlang des Ostrand es aufgeschlossen sind (HAWKINS & EVANS 1983, SCHWELLER et al. 1984).

Die Herkunft und Natur der Zambales Ophiolithe ist bisher nicht eindeutig geklärt. HAWKINS & EVANS (1983) deuten die Zambales Range als ein ehemaliges "arc-backarcbasin"-System mit Inselbogen-Gesteinen und ozeanischer Kruste. SCHWELLER et al. (1984) bezeichnen dagegen die Zambales Range ausschließlich als Bodenfragment eines ozeanischen Beckens.

Paläomagnetische Messungen durch FULLER et al. (1983) deuten auf eine allochthone, äquatornahe Entstehung der Zambales Range. Sie ist von dort seit dem Eozän nach Norden gewandert, ab dem Unter-Miozän machte die Nordbewegung einer Rotation entgegen dem Uhrzeigersinn Platz (um 60-90°) und ab dem Pliozän/Pleistozän fanden keine größeren Bewegungen mehr statt.

### Das Luzon Central Valley

Das Luzon Central Valley erstreckt sich von der Manila Bay im Süden, bis zum Golf von Lingayen im Norden. Es ist ein, maximal etwa 120 km breites, Sedimentbecken und gilt als Forearc Basin (eines Proto-Manila Trenches?; BACHMAN et al. 1983). Die Mächtigkeit der Beckenfüllung beträgt mehr als 14 km (BACHMAN et al. 1983).

Während die Sedimente am Westrand des Luzon Central Valley eine mehr oder weniger kontinuierliche Verflachung des Sedimentationsraumes erkennen lassen, wechseln am Ostrand, im Hangenden des Cordillera Central Inselbogenkomplexes, Tiefsee- mit Flachwasserbildungen ab (BACHMAN et al. 1983). Die langgestreckte Beckenstruktur des Luzon Central Valley hat sich erst im Mittel-Miozän gebildet (BACHMAN et al. 1983).

### Die Cordillera Central

Die Cordillera Central bildet als (ehemaliger?) Inselbogen (Forearc) die östliche Grenze des (Proto?)Manila Trench Subduktionssystems. Zum Luzon Central Valley hin wird die Cordillera Central durch die Hauptstörungszone der Philippinen, die Philippine Fault, abrupt abgeschnitten und hat daher keinen direkten geologischen Kontakt zum Arbeitsgebiet (BACHMAN et al. 1983). Die Geologie der Cordillera Central ist sehr komplex und noch nicht gründlich erforscht. Sie besteht aus einem prä-tertiären Basementkomplex (Plutonite, Vulkanite, Metamorphite, Grauwacken) und vulkanisch beeinflussten tertiären Sedimenten mit zahlreichen neogenen (Miozän), überwiegend saueren, Intrusionen (u.a. DURKEE & PEDERSON 1961, BACHMAN et al. 1983; SCHWELLER et al. 1984).

### Die Hauptstörungszone

Die Westseite der Zambales Range ist durch steile Verwerfungen und eine etwa N-S streichende Blattverschiebung (linkslateral) begrenzt (SCHWELLER et al. 1983; KARIG 1983). Eine ebenfalls N-S streichende Störung durchzieht auch die Pangasinan-Halbinsel und begrenzt das Agno-Olisthostrom nach Osten (vgl. Abb. 11). Die genannten Störungen könnten zu einer überwiegend submarin verlaufenden, mehr als 200 km langen und 10 bis 20 km breiten Störungszone gehören ("Western Boundary Fault"; TAYLOR & HAYES 1983).

Die bedeutendste Störungszone der Philippinen, die "Philippine Fault", durchzieht die gesamten Philippinen von Mindanao im Süden bis nach Luzon im Norden. Sie grenzt die Cordillera Central vom Luzon Central Valley ab (linkslaterale Blattverschiebung, CARDWELL et al. 1980). An der Ostseite des Luzon Central Valley spaltet sie sich in mehrere Störungen auf, von denen einige in den Golf von Lingayen hinein ausstreichen (HAYES & LEWIS 1984). Das Arbeitsgebiet wird von dieser Störung nicht beeinträchtigt.

#### 4. DIE GEOLOGIE DER PANGASINAN-HALBINSEL

##### 4.1. ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE (Abb.11, Lokalitäten s. Abb.2)

###### Magmatisches Basement (Ober-Kreide? bis Eozän)

Bei den besuchten Lokalitäten des magmatischen Basements der Pangasinan-Halbinsel (Nordrand der Zambales Range) stehen Gabbros mit tonalitischen Intrusionen (Sual, L 1), feinkörnige ophitisch-intergranulare Magmatite (Victoria, L 2), sowie Quarz-Keratophyre, Pillow-Laven, Pillow-Brekzien und pelagische Sedimente (Balincaguin River, Barlo Mine; L 3,4) an.

Der Vergleich der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Vulkanite mit einer ophiolithischen "Standardsequenz" (im Sinne von THORPE & BROWN 1985: 131 ff.) weist darauf hin, daß die am Rande des Arbeitsgebietes anstehenden Magmatite dem höchsten stratigraphischen Bereich des Zambales-Ophiolithkomplexes angehören.

###### Die Hundred Islands Formation (Unter-Oligozän)

Im südöstlichen Teil der Pangasinan-Halbinsel entstand aus kalkigen Sedimentgesteinen (Unter-Oligozän) eine typisch tropische Kegelkarstlandschaft (L 5). Das Karstgebiet reicht etwa 7 km weit in den Golf von Lingayen hinein und bildet dort die bizarre Inselwelt der Hundred Islands (L 6; s. Abb.12). Die Karstkegel und -türme bestehen aus zwei faziell verschiedenen, bisher geologisch unbearbeiteten, Sedimentgesteinstypen (Hundred Islands Formation):

- aus feinkörnigen Kalkareniten mit Konglomeratlagen magmatischer Ursprungsgesteine (klastische Fazies);
- aus massigen Kalken (Hundred Islands Kalk) mit basalen Korallenkonglomeraten und Kalksiltiten (Kalk-Fazies);

Die klastische Fazies ist auf dem Festland weit verbreitet, während die Inseln vorwiegend aus Hundred Islands Kalk bestehen.

Der Biogehalt in der klastischen Fazies (Foraminiferen, Rotalgen) deutet auf deren Ursprung in ruhigen, vor starkem Seegang geschützten Flachwasserbereichen (Lagunenareale und Buchten). Ihre weiteren mikrofaziellen Kennzeichen belegen eine spätere Umlagerung des flachmarinen Lockersedimentes in einen

tieferen Ablagerungsraum (Übergangsbereich vom unteren Plattformhang zum offenen Schelf; Fazieszonen 3,4 nach WILSON 1975; vgl. Abb. 10).

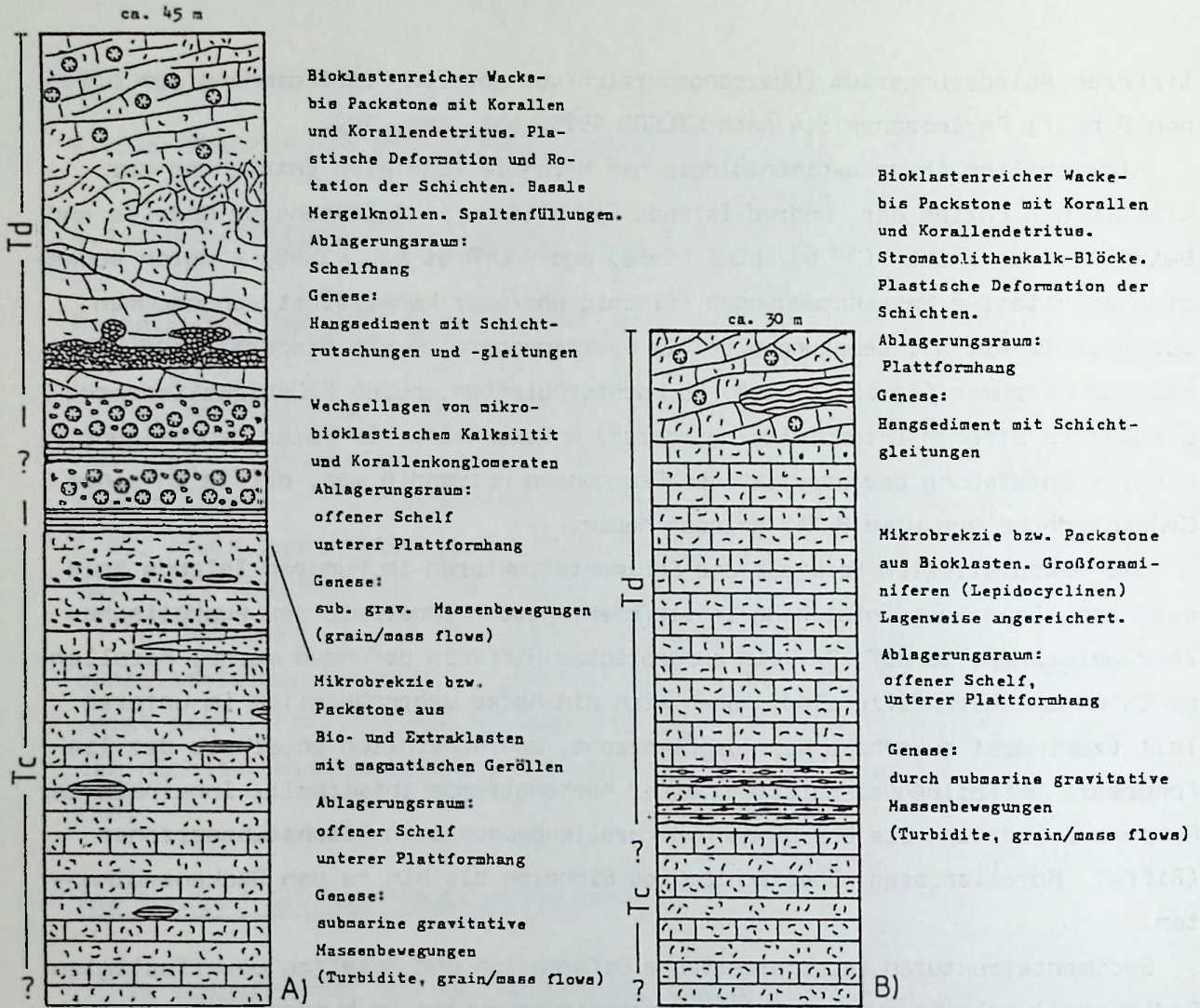
Hinsichtlich ihrer sedimentologischen Merkmale kann eine Entstehung der klastischen Fazies der Hundred Islands Formation - in Anlehnung an Modelle und Beispiele von WALKER (1975), LOWE (1982) und BOUMA et al. (1985) - durch submarine gravitative Massenbewegungen (flächlich und/oder kanalisiert) angenommen werden. Die Art der Bewegungen ist im Übergangsbereich von dispersionsdruckgestützten Strömen ("grain flows") zu hochturbulenten, durch Flüssigkeitsdrucke gestützten Strömen ("turbidity currents") anzusiedeln. Die Paläo-Hangneigung, die zur Entstehung der gravitativen Bewegungen notwendig war, dürfte in einer Größenordnung von etwa 9-14° gelegen haben.

Die mikrofaziellen Merkmale und Sedimentstrukturen im Hundred Islands Kalk sprechen für dessen Entstehung im tieferen, jedoch innerhalb der euphotischen Zone gelegenen, Schelf. Da kein ausgeprägter Riffkern gefunden wurde, Korallenschüttungen aber häufig sind, haben sich die Kalke wahrscheinlich im unteren Teil (zumindest außerhalb der Turbulenzzone, wahrscheinlich unterhalb der Tiefengrenze riffbildender Korallen) einer Karbonatrampe entwickelt. Innerhalb der Rampe existierten alle Übergänge von korallenbewachsenen Flachstwasserzonen (Riffe?, Korallenrasen) über schlammige Bioherme bis hin zu den Beckensedimenten.

Sedimentstrukturen (u.a. plastische Deformation und Rotation unverfestigten Sedimentes) belegen synsedimentäre Karbonatrutschungen im Hundred Islands Kalk. Rückschlüsse auf den Einfallswinkel der Karbonatrampe sind daraus nicht möglich, da Karbonatrutschungen bei Böschungswinkeln zwischen nur einem, bis hin zu sechzig Grad erfolgen (MULLINS & NEUMANN, 1979) können.

Bei Barlo (L 7) stehen Sedimentgesteine an, die sowohl lithologisch als auch stratigraphisch zur Hundred Islands Formation gestellt werden können. Ihre Ablagerung ist unter ähnlichen Bedingungen wie bei den Hundred Islands verlaufen.

Die Altersdatierung der Hundred Islands Formation erfolgte mit Hilfe von Großforaminiferen (Lepidocyclus, Nummulites; vgl. Tab.1).












-  Kalk mit Biodetritus
-  Kalkmergel - merg. Kalk mit Biodetritus
-  Kalksiltit
-  Mergelknollen
-  Stromatolithen-Kalk
-  Korallengerölle u. -bruch
-  Lepidocyclinen
-  magnatische Gerölle
-  Ton/Mergel-Linsen

Abb. 10 Hundred Islands Formation  
 Übersichtsdarstellung der Hundred Islands Formation anhand von Säulenprofilen aus den Hundred Islands (A) und von Barlo (L 7; B). Weiterhin schematisches Modell des Ablagerungsraumes (C). Terminologie weitgehend nach DUNHAM (1962), WILSON (1975) und FLÜGEL (1978); Modell des Ablagerungsraumes in starker Anlehnung an WILSON (1975).

### Das Agno-Olisthostrom (Unter/Mittel-Miozän; L 8)

Unmittelbar westlich von Agno (Lokalität L8) steht ein etwa 100 m mächtiges (aufgeschlossene Mächtigkeit) Olisthostrom, das Agno-Olisthostrom, an. Es streicht etwa N-S, ist ca. zwei Kilometer breit und viele Kilometer lang. Nördlich des Balincaguin River erstreckt es sich noch etwa 3,5 km nach Norden. Seine Südgrenze ist nicht genau bekannt, dürfte aber nahe der Südspitze der Pangasinan-Halbinsel liegen. Dies ergäbe eine Gesamtlänge des Olisthostromes von etwa 15 km.

Die West-, Süd- und Nordgrenzen des Olisthostromes wurden nicht begangen. Der Luft- und Satellitenbildbefund deutet auf tektonische Grenzen. Eine im Gelände klar zu erkennende, etwa N-S streichende Störung (lateral- und/oder Vertikalversatz) begrenzt das Olisthostrom nach Osten. Diese Störung könnte zur "Western Boundary Fault" (vgl. Abb.6) gehören.

Die Matrix des Olisthostromes ist ein unverfestigter Mergel und enthält kleinwüchsige planktonische Foraminiferen sowie reichlich Nannoplankton. Als Komponenten kommen dunkle, feinkörnige Vulkanite (Durchmesser: wenige Zentimeter bis wenige Dezimeter), foraminiferenreiche Kalke (faustgroße Gerölle bis hin zu 1-2 m mächtigen Platten unbekannter lateraler Ausdehnung), feinarenitische Mergelkalke (oft Blöcke von wenigen m<sup>3</sup> Größe), siltig-tonige Mergelkalkgerölle (Faustgröße bis zu einem Meter Durchmesser), massige Korallen (Faustgröße) und untergeordnet ästiger Korallenbruch vor. Die Großkomponenten stehen unmittelbar am Balincaguin River an (L 8), während am Nordende des Olisthostromes faustgroße Gerölle (überwiegend Korallen) stark dominieren.

Die miozänen Kalk-Komponenten und die Korallen(fragmente) im Agno-Olisthostrom weisen darauf hin, daß zu dieser Zeit Riffbildungen in der Region (mit großer Wahrscheinlichkeit am Rande der Zambales Range) existierten.

Im Olisthostrom waren keine eckige Bruchstücke ehemals anstehenden Gesteins zu finden. Die Komponenten sind nicht intern zerbrochen und meist gut gerundet. Der marine Charakter der Matrix ist durch Foraminiferen und Nannofossilien belegt. Es ist demnach davon auszugehen, daß das Olisthostrom als Folge submariner, gravitativer Massenbewegungen ("Grain/Mass Flows") entstanden ist und keine polymikte tektonische Erekie darstellt, wie HAWKINS & EVANS (1983: 99) annehmen.

### Dasol-, Mabini- und Tiep-Mergel

Der größte Teil der Pangasinan-Halbinsel, zwischen der Hundred Islands Formation im Südosten und der Surip-Formation im Norden, sowie ganz Cabarruyan Island, sind von Mergeln bedeckt. Die Mergel bilden flache, maximal 10-20 m mächtige Hügel und werden gelegentlich von kleinen (einige 100 m<sup>2</sup> Fläche, wenige Meter Höhe) Fleckenriffen (Alter Pliozän/Pleistozän?) überragt.

In den Mergeln sind planktonische Foraminiferen häufig (Orbulina, Globigerina). Untergeordnet, in einzelnen Horizonten aber auch stark angereichert, treten benthonische Foraminiferen des tieferen Schelfes (Bolivina, Brizalina, Uvigerina, Cibicides) hinzu. Zudem enthalten die Mergel stets einen geringen Anteil (meist <5%) von kleinen (0,1-0,2 mm) Skelettfragmenten und mafischen Mineralien.

Die Dasol- und Mabini-Mergel datieren beide auf Ober-Miozän bis Unter-Pliozän. Im Gelände können die weichen Mabini-Mergel deutlich von den kalkhaltigeren (Karbonatgehalt bis zu 40%), gut gebankten Dasol-Mergeln unterschieden werden. Die an der Serpentinastraße bei Tiep (L 9) sehr gut aufgeschlossenen Tiep-Mergel ähneln den Mabini-Mergeln, sind jedoch deutlich jünger (Pleistozän) als diese.

### Die Surip-Formation

Östlich von Surip (L 10) durchschneidet eine unbefestigte Straße die dort mehr als 100 m mächtige Surip-Formation (L 10). In ihr folgen vom Liegenden zum Hangenden:

- ein kliffbildender, etwa 30 m mächtiger (ca. 15m aufgeschlossen) Kalk;
- ein etwa 100 m mächtiges Korallenkonglomerat;
- geringmächtige (einige Meter) Fleckenriffe.

Aus den Luft- und Satellitenbildern, sowie aus den Geländebegehungen wurde folgende Verbreitung der einzelnen Formationsglieder ersichtlich:

- die kliffbildenden Kalke säumen, bei etwa gleichbleibender Mächtigkeit, die gesamte West- und Nordwestküste der Pangasinan Halbinsel vom Caiman Point im Süden, bis zu Silaqui Island im Norden. Eine weit nach Nordosten reichende submarine Fortsetzung dieser Kalke, die in etwa der angenommenen Verbreitung des Terrassenriff-Komplexes (vgl. Geol. Karte, Abb.11) entspricht, ist wahrscheinlich;

- die Korallenkonglomerate folgen der Verbreitung der kliffbildenden Kalke, keilen jedoch nach Nordosten stark aus. Bei Bolinao sind sie nur noch etwa 20 m mächtig und fehlen am Nordrand von Santiago Island;
- Fleckenriffe sind stets im Hangenden der Korallenkonglomerate zu finden, können aber auch, wie z.B. auf Cabarruyan Island, direkt über den Mabini-Mergeln lagern. Das nördlichste Vorkommen von Fleckenriffen ist bei Silaqui Island.

Die Morphologie und die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Surip-Formation sind durch Terrassenbildung infolge pleistozäner Meeresspiegelschwankungen geprägt. Pleistozäne Terrassen mit/aus jungen Riffsedimenten sind sowohl von den Philippinen (u.a. ROMERO & ZACHER 1981, HILLMER & SCHOLZ 1986, HILLMER & VOSS, 1987) als auch regional (u.a. CHAPPELL 1974, Neu Guinea) bekannt.

Die in der Surip-Formation enthaltenen Foraminiferen sind ausschließlich moderne Formen und lassen daher keine sichere Altersbestimmung zu. Der mikro-fazielle Gesamteindruck und die terrassierten Lagerungsverhältnisse deuten jedoch auf ein pleistozänes (z.T. pliozänes?) Alter der Formation. Da die Gattung Baculogypsina in den Foraminiferenkalken auftritt, sind diese mit Sicherheit nicht älter als Miozän (HAYNES 1981). Radiometrische Datierungen von Korallengeröllen erfolgten nicht. Nannofossilien waren in den kalkigen Sedimenten nicht ent- bzw. erhalten.

#### Sumpfbereiche und anthropogene Flächen

Die ausgedehntesten Sumpfbereiche der Pangasinan-Halbinsel liegen nordöstlich von Bani (zwischen dem Festland und Cabarruyan Island) und bei Dasol. In diese Sumpfbereiche entwässern zahlreiche Flüsse und Bäche der Halbinsel.

Die charakteristische Pflanze der Sümpfe ist, neben der Mangrove, vor allem die stammlose Atap-Palme ("Nipapalme"). Große Sumpfflächen (z.B. die südliche Lucap Bay) wurden völlig abgeholzt. Diese Areale sind häufig durch Mauern vom Meer abgetrennt und werden als Becken zur Fischzucht ("fish ponds") oder zur Salzgewinnung genutzt. Ansonsten sind weite Teile der Pangasinan-Halbinsel von Reisfeldern bedeckt.



## TEKTONIK

Der wohl wichtigste regionale tektonische Prozess ist die, seit dem Unter-Oligozän aktive (SCHWELLER et al. 1984), Hebung und Kippung der Zambales Range nach Osten (vgl. Abb.7). Daß die regionale Hebung noch anhält, erkennt man an den gehobenen Strandwällen am Nordwestende des Luzon Central Valley (vgl. Abb.8). Großräumige tektonische Vorgänge, nämlich die mit der Hebung verbundene Platznahme der Zambales Range, waren die grundlegende Voraussetzung dafür, daß im Raum der Pangasinan-Halbinsel flachmarine Verhältnisse einsetzten und sich überhaupt Riffe entwickeln konnten. Die Kippung des Ophiolith-Komplexes führte dann zur Differenzierung des Sedimentationsraumes. Genaueres über die Art und Geschwindigkeit der tektonischen Bewegungen ist nicht bekannt. Die generelle Hebungstendenz der Region wurde wahrscheinlich von oszillatorischen Bewegungen überlagert. Oszillationen des Untergrundes, die sehr rasch vor sich gehen können und dementsprechend wesentlichen Einfluß auf die Riffentwicklung ausüben, beschreiben ROMERO & ZACHER (1981) aus Riffen des Sulu-Archipeles (Südphilippinen).

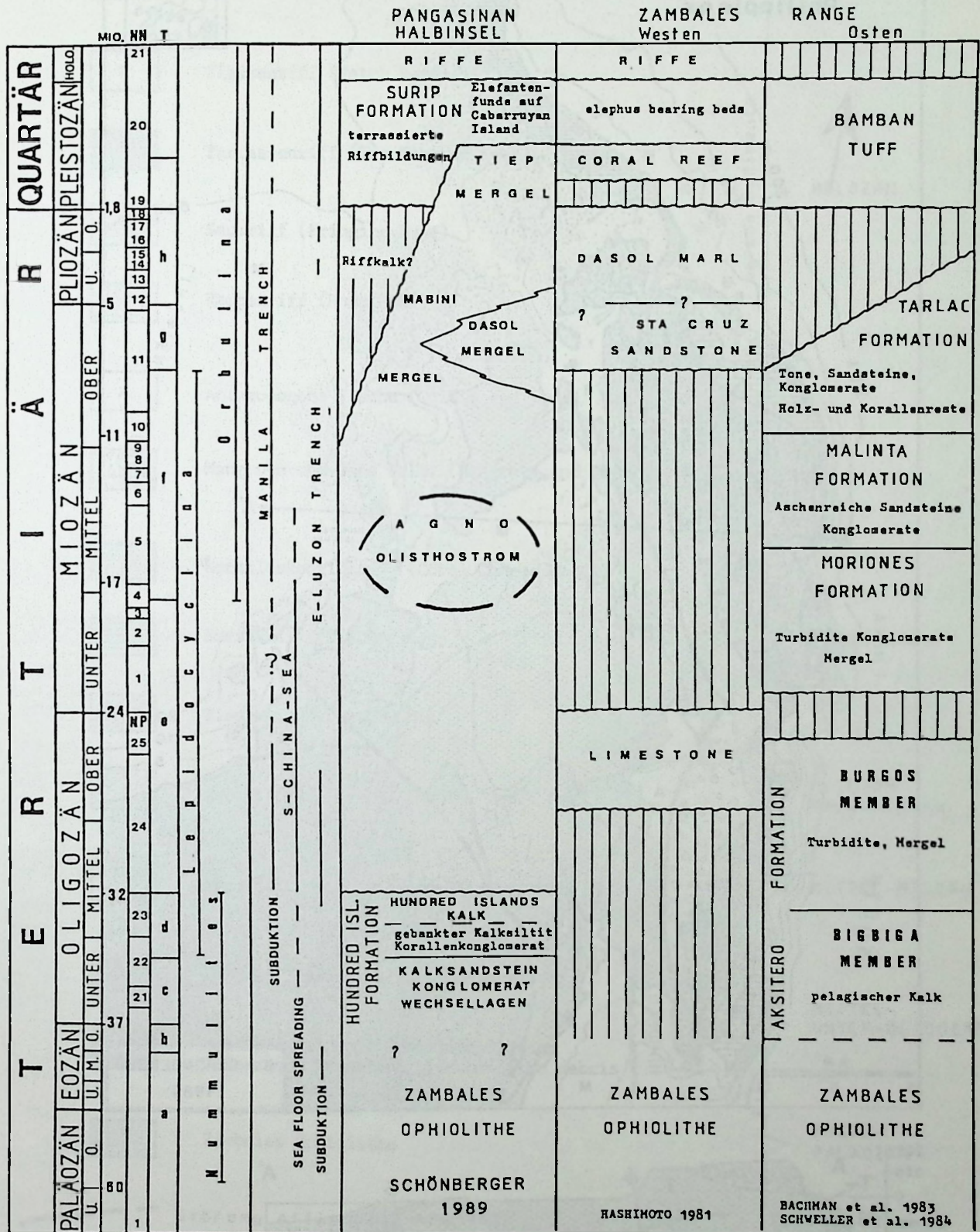
Infolge der Hebung und der nach Osten gerichteten Kippung der Zambales Range ist deren Westseite, ebenso wie die Westküste der Pangasinan-Halbinsel, gegenüber der Ostseite herausgehoben und durch steile Verwerfungen bzw. steile Küstenformen und einen sehr schmalen vorgelagerten Schelf (<1 km) charakterisiert. Die Verwerfungen sind ca. N-S (+ 10°) orientiert und somit in etwa parallel zum Verlauf von "Western Boundary Fault" und Manila Trench (Abb.6).

Eine weitere wichtige Störungsrichtung in der Zambales Range, entlang der sich bereits die oligozänen Karbonatkomplexe orientierten, verläuft in etwa NE-SW (vgl. Abb.8, 11). Der heutige Verlauf der Nordküste der Pangasinan-Halbinsel folgt ebenfalls dieser Richtung.

Über die tektonischen Vorgänge die zur Platznahme des Agno-Olisthostromes führten ist nichts näheres bekannt.

Die Störung welche das Agno Olisthostrom nach Osten begrenzt, könnte ein Teil der "Western Boundary Fault" sein. Der von HAYES & LEWIS (1984: fig.19) angegebene weitere Verlauf dieser Störung (vgl. Abb.6) konnte jedoch nicht eindeutig bestätigt werden (Satellitenbild/Abb.8, Geländebefund).

Tab.1 Stratigraphische Übersicht: Pangasinan-Halbinsel (eigene Untersuchungen), Ost- und Westrand der Zambales Range (nach Literaturangaben).



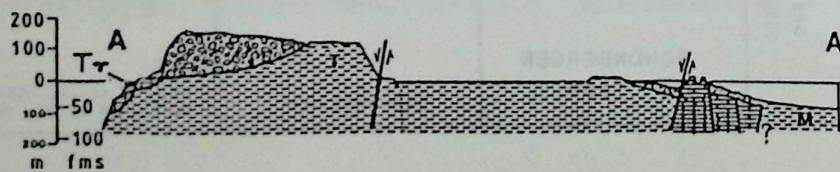
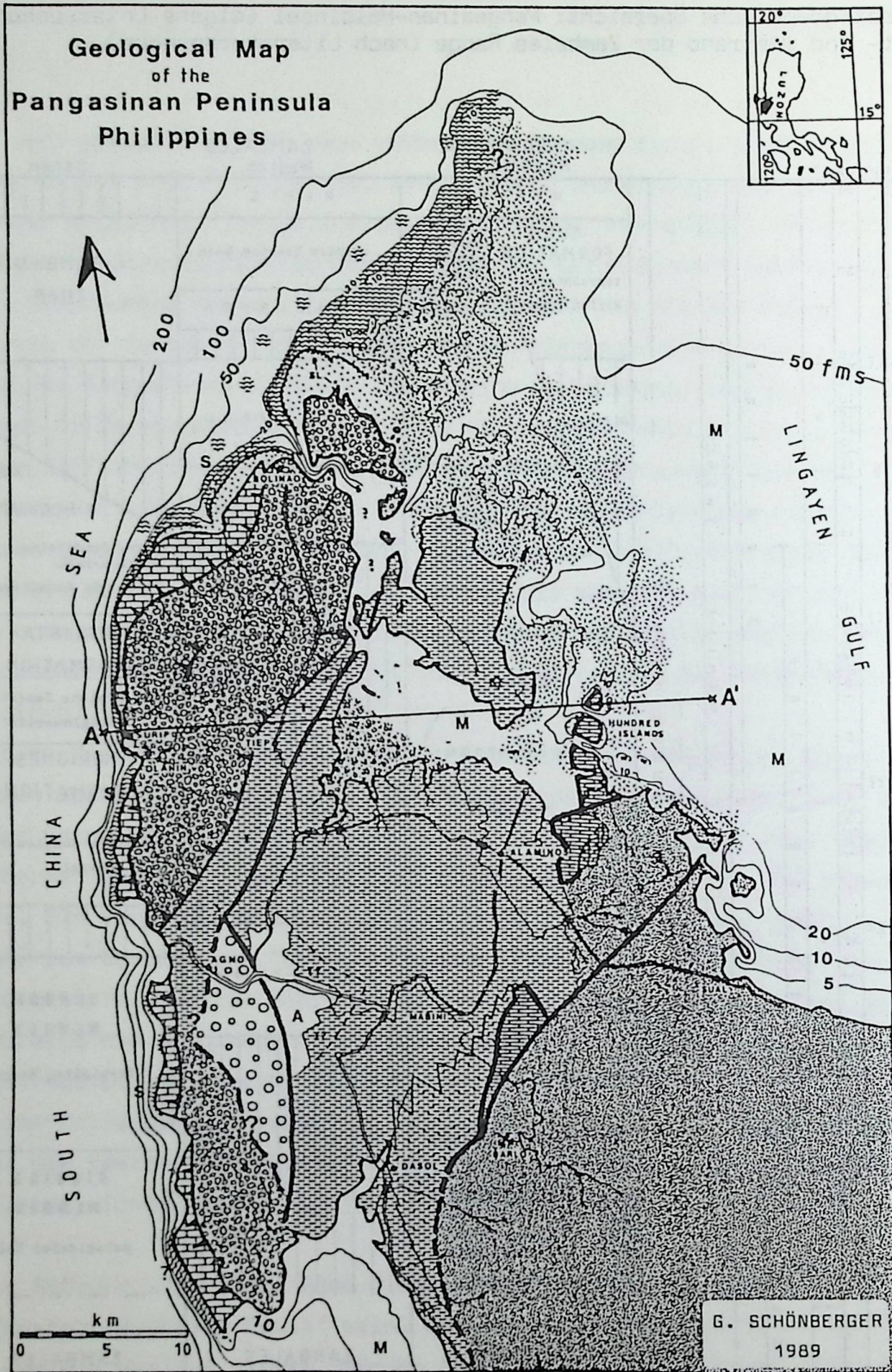


Abb. 11

Legende:

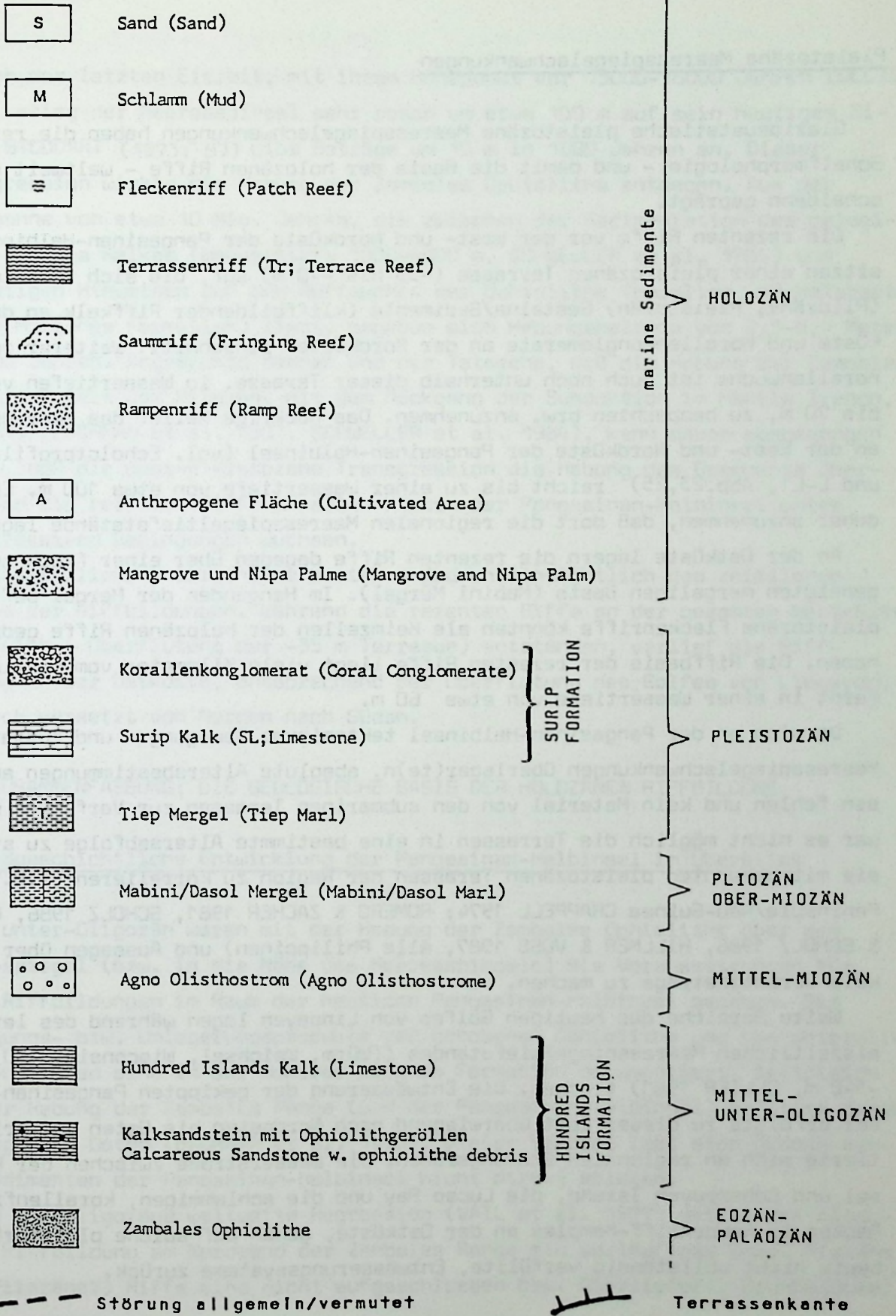


Abb.11 Geologische Karte der Pangasinan-Halbinsel  
 Als Kartierungsgrundlage wurde das Satellitenbild (Abb.8) verwendet.

### Pleistozäne Meeresspiegelschwankungen

Glazieostatistische pleistozäne Meeresspiegelschwankungen haben die rezente Schelfmorphologie - und damit die Basis der holozänen Riffe - weltweit entscheidend geprägt.

Die rezenten Riffe vor der West- und Nordküste der Pangasinan-Halbinsel sitzen einer pleistozänen Terrasse (-35 bis -40 m) auf, die sich in ältere (Pliozän?, Pleistozän) Gesteine/Sedimente (kliffbildender Riffkalk an der Westküste und Korallenkonglomerate an der Nordküste) einschneidet. Weiterer rezenter Korallenwuchs ist auch noch unterhalb dieser Terrasse, in Wassertiefen von 40 m bis 70 m, zu beobachten bzw. anzunehmen. Das höckerige Relief des Meeresbodens an der West- und Nordküste der Pangasinan-Halbinsel (vgl. Echolotprofile E-E' und L-L', Abb.23,25) reicht bis zu einer Wassertiefe von etwa 100 m. Es ist daher anzunehmen, daß dort die regionalen Meeresspiegeltiefststände lagen.

An der Ostküste lagern die rezenten Riffe dagegen über einer flach seewärts geneigten mergeligen Basis (Mabini Mergel). Im Hangenden der Mergel befindliche pleistozäne Fleckenriffe könnten als Keimzellen der holozänen Riffe gedient haben. Die Riffbasis der rezenten Riffe liegt viele Kilometer vom Festland entfernt in einer Wassertiefe von etwa 60 m.

Da sich an der Pangasinan-Halbinsel tektonische Bewegungen und eustatische Meeresspiegelschwankungen überlagern, absolute Altersbestimmungen an Terrassen fehlen und kein Material von den submarinen Terrassen zur Verfügung stand, war es nicht möglich die Terrassen in eine bestimmte Altersabfolge zu stellen, sie mit bekannten pleistozänen Terrassen der Region zu korrelieren (z.B. Huon Peninsula/Neu-Guinea CHAPPELL 1974; ROMERO & ZACHER 1981, SCHOLZ 1986, HILLMER & SCHOLZ 1986, HILLMER & VOSS 1987, alle Philippinen) und Aussagen über vertikale Versatzbeträge zu machen.

Weite Bereiche des heutigen Golfes von Lingayen lagen während des letzten eiszeitlichen Meeresspiegeltiefstandes ((Würm, Weichsel, Wisconsin; -80 bis -140 m, OLLIER 1981) trocken. Die Entwässerung der gekippten Pangasinan-Halbinsel erfolgte zu dieser Zeit überwiegend nach Nordosten bis Osten und orientierte sich an regionalen Störungszonen. Die Wasserstraße zwischen der Halbinsel und Cabarruyan Island, die Lucap Bay und die schlammigen, korallenfreien Becken im Rampenriff-Komplex an der Ostküste, gehen auf solche pleistozäne, bis heute nicht vollständig verfüllte, Entwässerungssysteme zurück.

Nach der letzten Eiszeit, mit ihrem Höhepunkt vor 15000-18000 Jahren (OLLIER 1981), stieg der Meeresspiegel sehr rasch um etwa 100 m auf sein heutiges Niveau. STODDART (1973: 87) gibt Beträge um 10 m in 1000 Jahren an. Dieser Transgression wirkte die Hebung der Zambales Ophiolithe entgegen. Aus der Zeitspanne von etwa 10 Mio. Jahren, die zwischen der Sedimentation des pelagischen Bigbiga Kalkes (Wassertiefe 1000-4000 m, SCHWELLER et al. 1984) und eindeutigen Hinweisen auf das Auftauchen der Ophiolithe (Korallen und Holzreste in der Moriones Formation) liegt, ergeben sich Hebungsbeträge von 0,1-0,4 Meter in 1000 Jahren. Angesichts dessen und der Tatsache, daß die Hebung der Zambales Ophiolithe seit dem Pliozän, mit dem Rückgang der Subduktion im Manila Trench, nachläßt (BACHMAN et al. 1983, SCHWELLER et al. 1984), kann davon ausgegangen werden, daß die post-pleistozäne Transgression die Hebung des Basements übertraf und die rezenten Riffe an allen Küsten der Pangasinan-Halbinsel unter transgressiven Bedingungen wuchsen.

Grundsätzliche Unterschiede bestehen jedoch hinsichtlich des zeitlichen Beginns der Riffbildungen. Während die rezenten Riffe an der gesamten Westküste zeitgleich (Überflutung der -35 m Terrasse) entstanden, verlief die Riffbildung an der Ostküste, entsprechend der Überflutung des Golfes von Lingayen, zeitlich versetzt von Norden nach Süden.

#### 4.2. ZUSAMMENFASSUNG: DIE GEOLOGISCHE BASIS DER HOLOZÄNEN RIFFBILDUNG

##### Die erdgeschichtliche Entwicklung der Pangasinan-Halbinsel im Überblick

Im Unter-Oligozän waren mit der Hebung der Zambales Ophiolithe über den Meeresspiegel (bzw. in die Nähe des Meeresspiegels) die Voraussetzungen für erste Riffbildungen im Raum der heutigen Pangasinan-Halbinsel gegeben. Die Abtragungs- bzw. Umlagerungsprodukte der gehobenen Ophiolithe und von unteroligozänen Riffen sind in der Hundred Islands Formation dokumentiert. Zeitgleich mit der Hebung der Zambales Range (und der Pangasinan-Halbinsel) erfolgte deren Kippung nach Osten (BACHMAN et al. 1983). Dieser Vorgang läßt sich jedoch aus den Sedimenten der Pangasinan-Halbinsel nicht direkt ablesen.

Die oberoligozäne weltweite Regression (VAIL et al. 1977) setzte der oligozänen Riffbildung am Nordrand der Zambales Range ein vorläufiges Ende. Miozäne (und Pliozäne?) Riffe sind nicht aufgeschlossen bzw. überliefert. Bruchstücke

von Riffbildnern und Korallengerölle im Agno-Olisthostrom (Mittel-Miozän) belegen jedoch regionale Riffbildungen im Mittel-Miozän. Auf der Pangasinan-Halbinsel selbst ist die Zeit vom Mittel-Miozän bis (einschließlich) zum untersten Pleistozän durch mergelige Sedimente belegt. Die Faktoren, welche zu dieser Zeit großflächige Riffbildungen auf der Halbinsel verhinderten, resultierten wahrscheinlich aus dem Zusammenwirken von großer Wassertiefe (einige Dekameter bis max. wenige hundert Meter) und mergelig-lockerem Meeresgrund. Sehr wahrscheinlich existierten Riffbildungen an der Westküste der Zambales Range. Hierüber ist jedoch nichts näheres bekannt.

Im Zuge pliozäner und pleistozäner eustatischer Meeresspiegelschwankungen entstanden die terrassierten Riffbildungen und Kalke, die heute die West- und Nordküste der Pangasinan-Halbinsel säumen. An der flach abfallenden Ostküste sind weder Terrassen noch, mit Ausnahme kleinerer Fleckenriffe, fossile Riffe entwickelt.

#### Anstehendes (Basis der holozänen Riffe)

Durch den Wechsel von Riffbildung mit mergeliger Sedimentation, sowie durch die syndementär verlaufende Kippung der Halbinsel nach Osten, entstanden an den Küsten der Pangasinan-Halbinsel unterschiedliche Sedimente/Sedimentgesteine:

- Kalke (Plio?/Pleistozän) an der West- und Nordküste;
- Riffschutt (Korallenkonglomerat; Pleistozän?) an der Nordküste;
- Mergel (unterstes Plioän) mit Fleckenriffen an der Ostküste;
- Kalke (Oligozän) bei den Hundred Islands.

#### Terrigene Materialzufuhr/Wassertrübe

Die Kippung der Pangasinan-Halbinsel führte dazu, daß der größte Teil der nördlichen Halbinsel zum Golf von Lingayen entwässert. Zudem queren die Flüsse überwiegend mergelige Sedimente und transportieren daher große Mengen an Trübstoffen. Zusätzlich entwässert das gesamte nördliche Luzon Central Valley und die südwestliche Cordillera Central zum Golf (vgl. Abb.8). Aufgrund der dort nur geringen Wassertiefe kann keine rasche Abfuhr der Trübstoffe in tiefere Meeresbereiche erfolgen. Dementsprechend ist der Meeresboden im Golf von Lingayen überwiegend schlammig (Seekarte "Lingayen Gulf" 1980) und das Wasser, be-

sonders wenn das Bodensediment durch kräftige Dünung und/oder Gezeitenströme aufgewirbelt wird, sehr trüb (Sichtweiten stets unter 10m, oft nur 1-2 Meter).

Im Gegensatz dazu münden an der West- und Nordküste der Halbinsel nur wenig Flüsse. Antransportierte Trübestoffe werden rasch über den schmalen Schelf hinaus in größere Wassertiefen verfrachtet. Das Wasser ist dementsprechend klar (Unterwassersicht wenige Dekameter). An der Nordostküste vollzieht sich der Übergang aus dem trüben, schwebstoffreichen Milieu der Ostküste zu den klaren Gewässern der Westküste.

### Küsten- und Schelfmorphologie

Neben dem Anstehenden haben vor allem tektonische Bewegungen und glazieostatische pleistozäne Meeresspiegelschwankungen die Morphologie von Küste und Schelf der Pangasinan-Halbinsel entscheidend beeinflußt. Der durch die Kippung hervorgerufene Neigungswinkel der Halbinsel (heutige Morphologie) liegt zwar deutlich unter einem Grad, ist jedoch ausreichend um über größere Strecken hinweg bedeutende morphologische und bathymetrische Gegensätze hervorzurufen. In Verbindung mit einer zur Subduktionszone hin orientierten Bruchtektonik entstand im Westen der Pangasinan-Halbinsel eine Steilküste mit einem sehr schmalen (< 1km), durch Steilabbrüche gekennzeichneten Schelf. An der Ostseite bildete sich dagegen ein Schelfmeer mit flach seewärts geneigter Küste. Im Norden erfolgt der Übergang zwischen den beiden Küsten/Schelf-Typen. Entsprechend den Küstenformen sind während der pleistozänen Meeresspiegelschwankungen nur im Westen und Norden deutliche Terrassen entstanden.



Tab.2 Geologische, klimatische und ozeanographische Bedingungen an den Küsten der Pangasinan-Halbinsel.  
Die Nordküste repräsentiert den Übergangsbereich zwischen den aufgeführten Küsten.

	Westküste (S-China-Sea)	Ostküste (Golf von Lingayen)
Exposition	zum offenen Ozean exponiert	vor dem offenen Ozean geschützt
Brandung	meist kräftige Dünung (Wellenlängen um 100 m, Wellenhöhen um 3 m) (ca. doppelte Werte bei Taifunen)	normalerweise niedrige Wellen (max. wenige Meter); periodisch extreme Taifunwellen (Windseen)
Tektonik	Hebung (relativ zur Ostküste)	relative Senkung
Riffbasis	Hartgrund (Kalk)	mergelige Lockersedimente mit Fleckenriffen
Schelfmorphologie	schmäler, terrassierter Schelf (<1 km) mit Steilabbrüchen; schmale für Riffwachstum geeignete Zone	flach (um 1°) einfallender Schelf; für Riffwachstum geeignete Zone sehr breit
Schwebstoffe	klares Wasser, geringe Zufuhr u. rasche Abfuhr von Schwebstoffen	trübes Wasser, hohe Zufuhr und in situ Sedimentation von Schwebstoffen
Sedimenttransport	rasche Abfuhr von Lockersedimenten (Brandungsrückströme, Küstenlängsströmungen)	in situ Sedimentation von Riffsedimenten im Riffkomplex; schwache Strömungen
Holozänes Riffwachstum	unter transgressiven Bedingungen an allen Küstenabschnitten zeitgleich mit der Überflutung der -35 m Terasse	unter transgressiven Bedingungen; post-pleistozäne Transgression von Norden nach Süden fortschreitend
Sonstige	keine kalten Strömungen Wassertemperatur für Korallenwachstum optimal Tidenhub max. 1,2 m keine größeren Städte, Industrieanlagen oder Häfen	

## 5. REZENTE RIFFE DER PANGASINAN-HALBINSEL

### 5.1. DEFINITIONEN UND TAXONOMISCHE VEREINFACHUNGEN

#### "Riff" und Riff-Typen

Es würde den Rahmen der vorliegenden Arbeit sprengen, das in der Literatur umfassend diskutierte (vgl. HECKEL 1974) Thema "Riff-Definititon" ausführlich zu erörtern. Hingegen wird an dieser Stelle darauf hingewiesen, wie die Begriffe "Riff" und "Riff-Fazies" weiterhin verwendet werden.

In Anlehnung an CUMINGS (1932; "Bioherm u. Biostrom"), LOWENSTAM (1950; "rigid organic framework"), DUNHAM (1970; "stratigraphic reefs versus ecologic reefs"), HECKEL (1974; "sedimentologic control", "potential wave resistance"), werden folgende Grundanforderungen an ein "Riff" gestellt:

- überwiegender Aufbau aus kalkigen Sedimenten;
- wesentlicher und aktiver Anteil von Organismen an seinem Aufbau (biogenes Baumaterial und biogene Verfestigung);
- seine Größe muß ausreichend sein, um die physikalischen, sedimentologischen und ökologischen Gegebenheiten der Umgebung maßgeblich zu beeinflussen;
- topographische Erhebung über die Sedimentationsbasis;
- Wellenresistenz zumindest gegenüber dem normalen Seegang.

Erfüllen Karbonatkörper eine oder mehrere der angeführten Grundanforderungen nicht, so werden sie, entsprechend ihrer Entstehung, z.B. als Riffschuttakkumulation, Schlammhügel etc., bezeichnet. Ansonsten können sie, gemäß ihrer Morphologie und ihrer Lage zum Festland, in verschiedene Riff-Typen weiter untergliedert werden (vgl. hierzu MAXWELL 1968, Maxwell 1970, MAXWELL & SWINCHATT 1970, AHR 1973, WILSON 1974, 1975, LONGMAN 1981, SCHUHMACHER 1982; Abb.29):

- das Saumriff ("fringing reef") besitzt ein mehr oder weniger horizontales Riffdach ("reef flat"), eine wellenbrechende Riffkante ("reef edge"), einen steilen seewärtigen Riffhang ("reef slope") und einen Vorriffbereich ("fore reef") in dem sich Riffschutt ansammelt. Je nach Entfernung der Riffkante vom Ufer, bzw. Breite der zwischen Riffkante und Ufer eingesenkten Lagune ("lagoon"), kann man weiter zwischen Ufer- und Lagunen-Saumriff unterscheiden;

- das Terrassenriff ist eine im Bereich der Pangasinan-Halbinsel auftretende, in der Literatur als solche nicht erwähnte, Sonderform des Saumriffes. Es handelt sich dabei um ein Ufersaumriff, das keine wellenbrechende Riffkante besitzt und dessen Riffdach terrassenartig einige Meter unter der Wasseroberfläche verläuft.
  - das Rampenriff ("carbonate ramp" bei AHR 1973) besitzt keine ausgeprägte Riffkante und fällt ohne deutlichen Gefälleknick kontinuierlich seewärts ab;
  - das Fleckenriff hat keine Bindung zum Festland und besitzt meist eine, mehr oder weniger weit über den Meeresboden aufragende, hügelige Morphologie.
- Zusätzlich ist es notwendig, zwischen weiträumigen, oft viele Quadratkilometer großen Riffgebieten und einzelnen, lokal begrenzten Riffen zu unterscheiden. Dies geschieht durch den Zusatz "-Komplex" bei großräumigen Riffarealen. Im Arbeitsgebiet konnten dadurch z.B. schmale (einige Dekameter) Saumriffe in den Hundred Islands von dem mehrere Kilometer breiten Saumriff-Komplex vor Santiago Island klar abgetrennt werden.

Riff-Typen wie Barriereriffe, Atolle oder Plattformriffe kommen im Arbeitsgebiet nicht vor und bleiben daher bei den Definitionen unberücksichtigt.

#### "Riff-Fazies" und Riff-Fazies-Typen

Der Begriff "Riff", als Bezeichnung für einen Karbonatkörper mit bestimmten Eigenschaften, ist klar von dem Begriff "Riff-Fazies" zu trennen. Letzterer bezeichnet die Summe der anorganischen und organischen Merkmale bestimmter Bereiche die innerhalb eines Riffes vorkommen oder dort vorkommen könnten (z.B. Rotalgenfels, korallenbewachsene Zonen, Sandareale, Verlandungszonen, Mangrovensümpfe etc.; Übersichten u.a. bei LONGMAN 1981, SCHUHMACHER 1982).

Anlässlich der Unterwasserkartierung in den Hundred Islands erschien es sinnvoll einen Faziesschlüssel zu erstellen, der alle in der vorliegenden Arbeit beschriebenen und kartierten Riff-Faziestypen enthält. Dabei war die Dichte des Substratbewuchses durch gerüstbildende Korallen ein wichtiges Einteilungskriterium der Fazieszonen. Die Bewuchsuntergrenze für einen deutlich von Korallenwachstum beeinflussten Faziesbereich wurde bei 10% gezogen. In Anlehnung an LONGMAN (1981) und GEISTER (1975: 58) wurde bei einem Oberflächenbewuchs zwischen 10% und 20% von Korallenrasen-Fazies, bei einem Bewuchs über 20% von Korallengerüst-Fazies gesprochen. Waren zwar mehr als 10% des Untergrundes von Korallenkolonien in situ bedeckt, jedoch der größte Teil ihrer

Polyphen abgestorben, so wurde ein solcher Faziesbereich als "Totes Riff" bezeichnet. War eine bestimmte Korallengattung/-art deutlich dominant, so wurde der Begriff "Korallen-" durch den Namen dieser Gattung/Art ersetzt.

Bei einem Korallenbewuchs unter 10% erfolgte die Bezeichnung der Fazieszone gemäß dem anstehenden Substrat. Hatte Korallendetritus einen wesentlichen (>20%) Anteil am Substrat, so ging der Korallendetritus vorrangig in die Namensgebung der betreffenden Fazieszone ein. Entscheidend für die Bezeichnung "Korallendetritus" war, daß dieser bereits makroskopisch als Korallenfragment, bzw. als tote Koralle, erkennbar war. Hinsichtlich der Morphologie wurde der Korallendetritus als Korallengeröll, -platte oder -bruch weiter unterschieden.

War das Substrat auffällig dicht besiedelt (Bewuchsdichte >50%), so wurde der Name des dominanten Siedlers der Substratbezeichnung vorangestellt.

Tab.3 Schlüssel zur Gliederung der aus den Riffen der Pangasinan-Halbinsel (Philippinen) beschriebenen Faziestypen.

I	Korallenbewuchs	>10% (Flächenprozent)	siehe	II
	Korallenbewuchs	<10%	siehe	III
II	Korallenbewuchs	>20%		KORALLENGERÜST-FAZIES <sup>1</sup>
	Korallenbewuchs	10-20%		KORALLERASEN-FAZIES <sup>1</sup>
	Überwiegend tote Korallen in situ			Totes Riff
III	Korallendetritus <sup>2</sup>	>20%		KORALLEDETTRITUS-FAZIES
	Korallendetritus	<20%		SUBSTRAT <sup>3</sup> -FAZIES

Soweit bekannt wird ersetzt:

1 "KORALLEN-" durch die genauere Bezeichnung (Gattung, Art);

2 "Korallendetritus" durch Geröll, Platte oder Bruch;

3 "Substrat" durch Sand, schlammiger Sand, Schlamm etc.

Sind Korallendetritus oder sonstiges Substrat zu mehr als 50% besiedelt, so wird zusätzlich der Name des dominanten Siedlers angegeben (z.B. Braunalgen-Korallenbruch-Fazies).

Einteilung von Korallen in "Typus-Gruppen" (vgl. Taf. 1 u. 3)

Die Philippinen gelten als eines der korallenreichsten Gebiete der Erde (ca. 70 bekannte Korallengattungen, PICHON 1977, WHITE 1987; ca. 200 Acropora-Arten, SCHUHMACHER 1982). Deshalb waren im Rahmen der vorliegenden, geologisch orientierten Arbeit, taxonomische Vereinfachungen unumgänglich. Es wurde von seltener vorkommenden Korallen, oder von Korallengattungen deren Arten sich gewöhnlich morphologisch stark ähneln (z.B. Favia, Favites), meistens nur der Gattungsname angegeben. Wo allerdings innerhalb häufig vorkommender Korallengattungen (z.B. Acropora, Porites) morphologisch deutliche und daher geologisch bedeutsame (Sediment- und Gerüstbildung) Habitus-Unterschiede bestanden, wurden ähnlich wachsende Korallenarten zu "Typus-Gruppen" zusammengefaßt. Die Typus-Gruppen wurden dann nach einem häufigen und typischen Vertreter dieser Gruppe benannt. Zur Bezeichnung der Gruppe wurde dessen Artnamen in Anführungsstriche gesetzt (z.B. A. "formosa" als Typus-Gruppenbezeichnung, A. formosa als Artname). Es stehen stellvertretend:

Acropora "humilis" für die Gruppe aller kräftig-gedrungen bis -schirmförmig wachsenden Acroporen (z.B. A. humilis DANA 1846, A. variabilis KLUNZINGER 1879);

Acropora "hyacinthus" für die Gruppe aller schirmbildenden Acroporen mit kurzen, dünnen, spitzen Aesten (z.B. A. hyacinthus DANA 1846, A. cythera DANA 1846, A. reticulata BROOK 1893);

Acropora "formosa" für die Gruppe aller ästigen, geweihartigen ("staghorn corals") Korallen der Gattung Acropora (z.B. A. formosa DANA 1846, A. vauhani DANA 1846);

Porites "lutea" für die Gruppe aller massiv und inkrustierend wachsenden Porites/Synarea-Arten (z.B. Porites lutea MILNE-EDWARDS & HAIME 1851, P. favosa DANA 1846, P. stephensoni CROSSLAND 1952, Synarea convexa VERRILL 1901);

Porites "eridani" für die Gruppe von Korallen der Gattungen Porites u. Synarea, die grobe, ästig-stämmige Wuchsform zeigen (z.B. Porites eridani UMBROVE 1940, Synarea nigrescens DANA 1846);

"Fungia" für die Gruppe aller unverankerten Korallen der Familie Fungiidae (DANA 1846).

## 5.2. REZENTE RIFFE, RIFF-FAZIES UND BECKEN-FAZIES IN DEN HUNDRED ISLANDS (Erläuterungen zu Tafel 6 = UW-Profile und Tafel 7 = Karte)

### 5.2.1. ÜBERBLICK - GEOLOGIE UND MORPHOLOGIE DES INSELGEBIETES

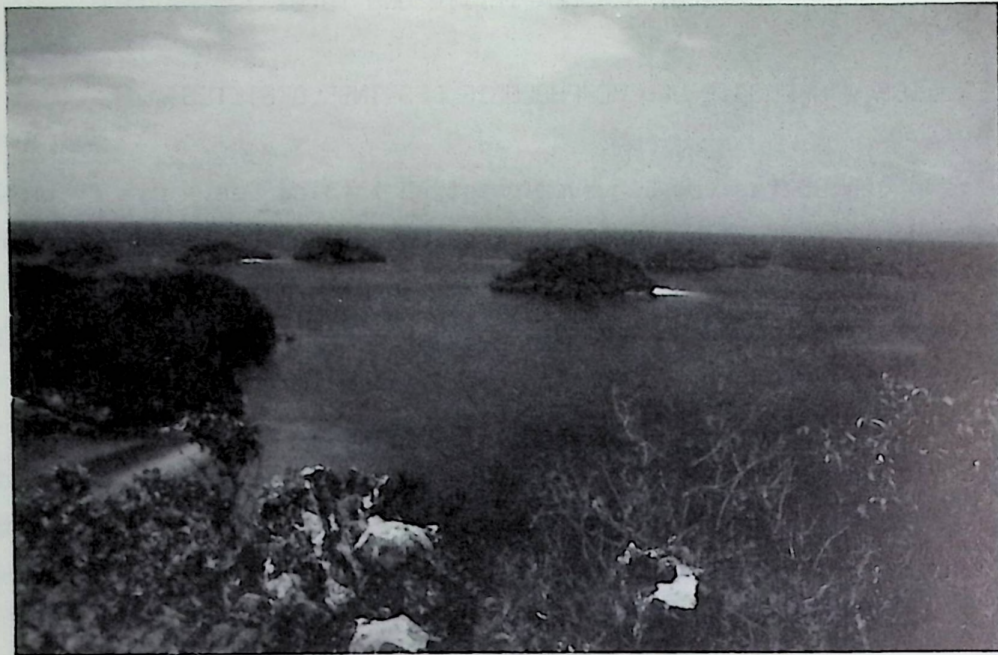
Am Westrand des Golfes von Lingayen entstand infolge des - bis in unsere Tage anhaltenden - Zerfalles (Tektonik, Erosion) eines gehobenen oligozänen Kalkkomplexes (Hundred Islands Formation, vgl. Kap. 4.1.), die Inselwelt der Hundred Islands. Sie ist durch eine starke, auf engstem Raum sehr wechselvolle, morphologische Gliederung in submarine Becken, Schwellen und Inselsäume, sowie in subaerisch exponierte Horste (Inseln) charakterisiert.

Die etwa einhundert Inseln bestehen überwiegend aus dem massigen "Hundred Islands Kalk" (Unter-Oligozän), sind wenige bis einige tausend Quadratmeter groß und überragen den Meeresspiegel um ca. 15-25 m. Die Inseln sind von schmalen (<100 m) Riff-Fazies-Säumen (vgl. Def. Kap.5.1.) umgeben.

Die Inseln und die sie umgebenden Riff-Faziesbereiche sind durch Becken und Kanäle voneinander getrennt (Abb.12). Die Wassertiefe in den Becken bzw. Kanälen des südlichen Inselgebietes liegt bei wenigen Metern, während die maximalen Tiefen (20-25 m) im nördlichen Inselgebiet erreicht werden. Zwei große, etwa E-W verlaufende, Kanäle teilen das Inselgebiet in einen nördlichen, mittleren und südlichen Teil. Die Kanäle ("Canale Grande" und "South Channel") sind mehrere Hundert Meter breit und etwa 15-20 m tief.

Die Böden der Becken und Kanäle sind überwiegend von schlammigen, untergeordnet von sandigen, Sedimenten unbekannter Mächtigkeit bedeckt (Becken-Fazies). Mit "Schlamm" werden weiterhin Sedimente mit weniger als 10% Komponenten >0,063 mm bezeichnet (in Anlehnung an "Mudstone" in der Kalkklassifikation von DUNHAM 1962).

Ein etwa 5 km breiter, flach einfallender (um 1°) Rampenriff-Komplex leitet vom Inselgebiet zu den Beckensedimenten des Golfes von Lingayen über. Die Basis dieses Riffkomplexes liegt in etwa 60 m Wassertiefe (Abb. 13). Nach Westen grenzen die Hundred Islands an ein flach (<1°) nach Norden einfallendes, etwa einen Kilometer breites Sedimentbecken (Lucap Bay).



a

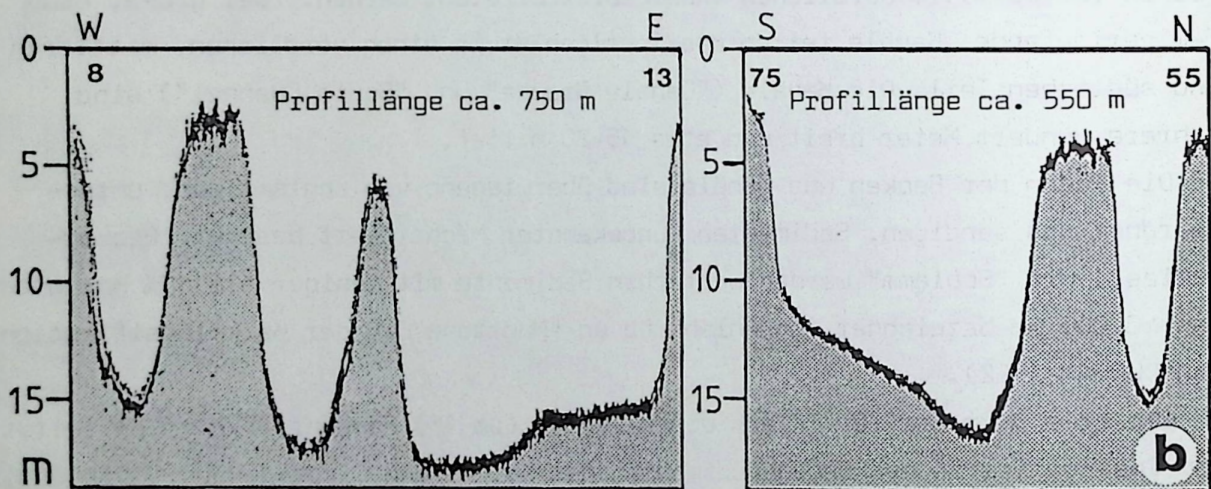


Abb.12 Hundred Islands: Morphologie

- a) Blick über die Hundred Islands (von Insel 54 nach Nordosten). Die pilzartigen Inseln entstanden durch den Zerfall eines oligozänen Karbonatkomplexes. Höhe der Inseln ca. 10-15 m;
- b) Stark überhöhte Echolotprofile aus den Hundred Islands, welche die typische Schwellen-Becken Morphologie im Inselgebiet erkennen lassen.

Profillänge s. Abb.14

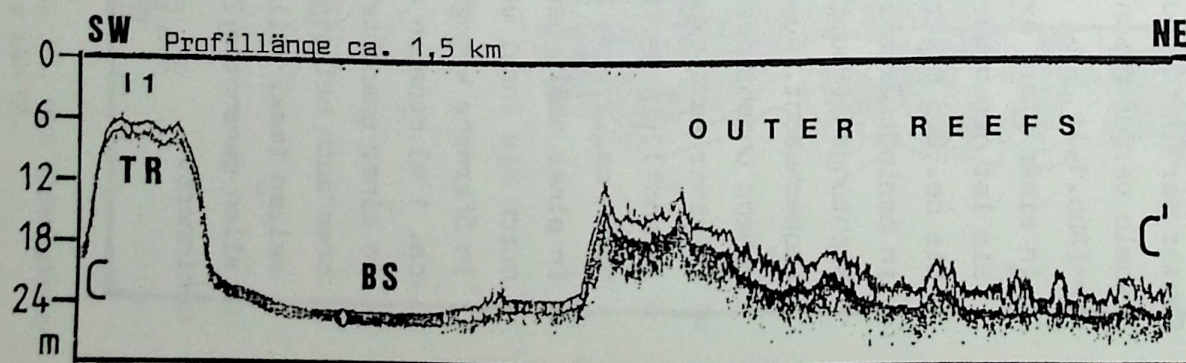
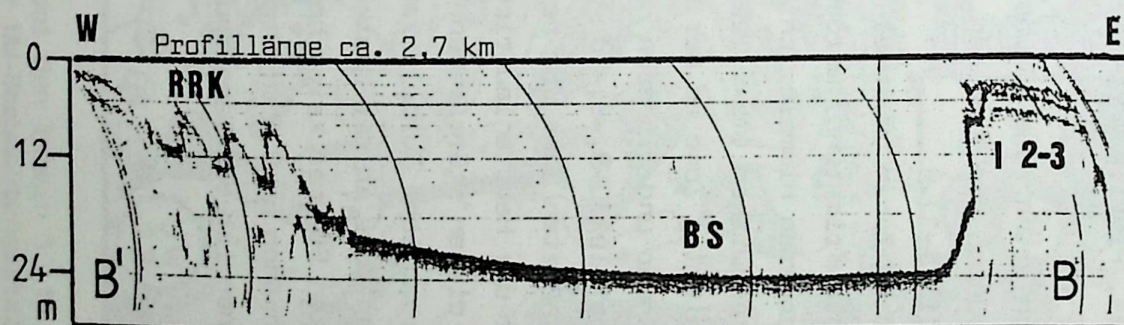
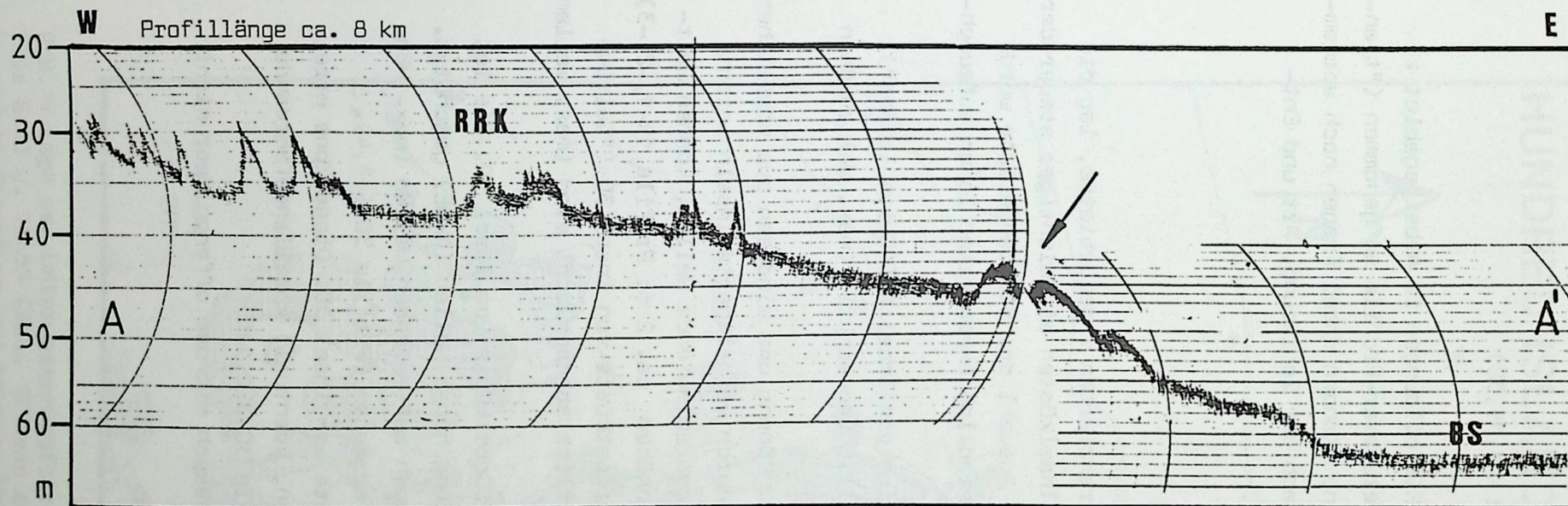


Abb. 13

Echolotprofile aus der näheren Umgebung der Hundred Islands  
Profillagen s. Abb.2.

Profile A-A' und B-B' durch kreisförmige Schreibeinrichtung stark verzerrt.

RRK = Rampenriffkomplex

TR = Terrassenriff

BS = Beckensedimente

I 1 = westlich von Insel 1

I 2-3 = Passage zwischen den Inseln 2 u. 3.



### 5.2.2. STUDIEN AN UNTERWASSERPROFILIEN (INSELN 1, 19, 30)

Um erste quantitative Erkenntnisse über Riffbildungen im Arbeitsgebiet zu erhalten, wurden in den Hundred Islands Unterwasser-Profile aufgenommen ("transects"; Methodik s. Kap.1.5.). Im Vordergrund standen dabei Fragen nach vorkommenden Riff- und Riff-Fazies-Typen, sowie nach der Zonierung, Art und Entwicklung von Korallen/-vergesellschaftungen.

#### Auswahl der Untersuchungsgebiete

Angesichts des morphologisch stark differenzierten Inselgebietes, lag die Annahme nahe, daß die Wellenexposition der Inselküsten ein wichtiger steuernder Faktor der Riffbildung sein könnte. Bei der Auswahl der Studiengebiete wurde deshalb darauf geachtet, Profile in unterschiedlich exponierten Zonen aufzunehmen (Abb.14):

- in einer stark exponierten Zone südwestlich von Insel 1 ("Guiya Island"). Sie ist gegenüber Dünung und Windseen völlig ungeschützt (max. Wellenhöhen bis ca. 2,5 m; Profil 1-1).
- in bedingt exponierten Zonen um Insel 19. Dünung und Windseen aus nördlichen Richtungen (Hauptanlaufrichtung) werden durch vorgelagerte Inseln leicht abgeschwächt. Aus anderen Himmelsrichtungen anlaufende Wellen, können weitgehend ungehindert einwirken (max. Wellenhöhen ca. 2 m; Profile 19-1,-2,-3).
- in einer semi-exponierten Zone an der Nordostküste von Insel 30 ("Quirino Island"), in der Dünung und Windseen deutlich abgeschwächt sind (max. Wellenhöhen ca. 1,5 m; Profile 30-9,-8,-7)
- in einer mäßig geschützten Zone vor der Südostküste von Insel 30. Sie ist durch die Insel vor der Hauptanlaufrichtung hoher Wellen (N-NE) geschützt. In Ufernähe können die an stürmischen Tagen auftretenden Wellen (max. Höhe ca. 1 m) dennoch erhebliche Turbulenzen erzeugen (Profile 30-6,5,4).
- in einer geschützten Zone an der Westküste von Insel 30. Diese Zone erreichen auch bei starken Stürmen keine hohen, eventuell korallengefährdende Wellen (max. Wellenhöhen um 0,5 m; Profile 30-3,2,1)

In allen genannten Zonen ist der Wasseraustausch mit dem offenen Meer nicht behindert.

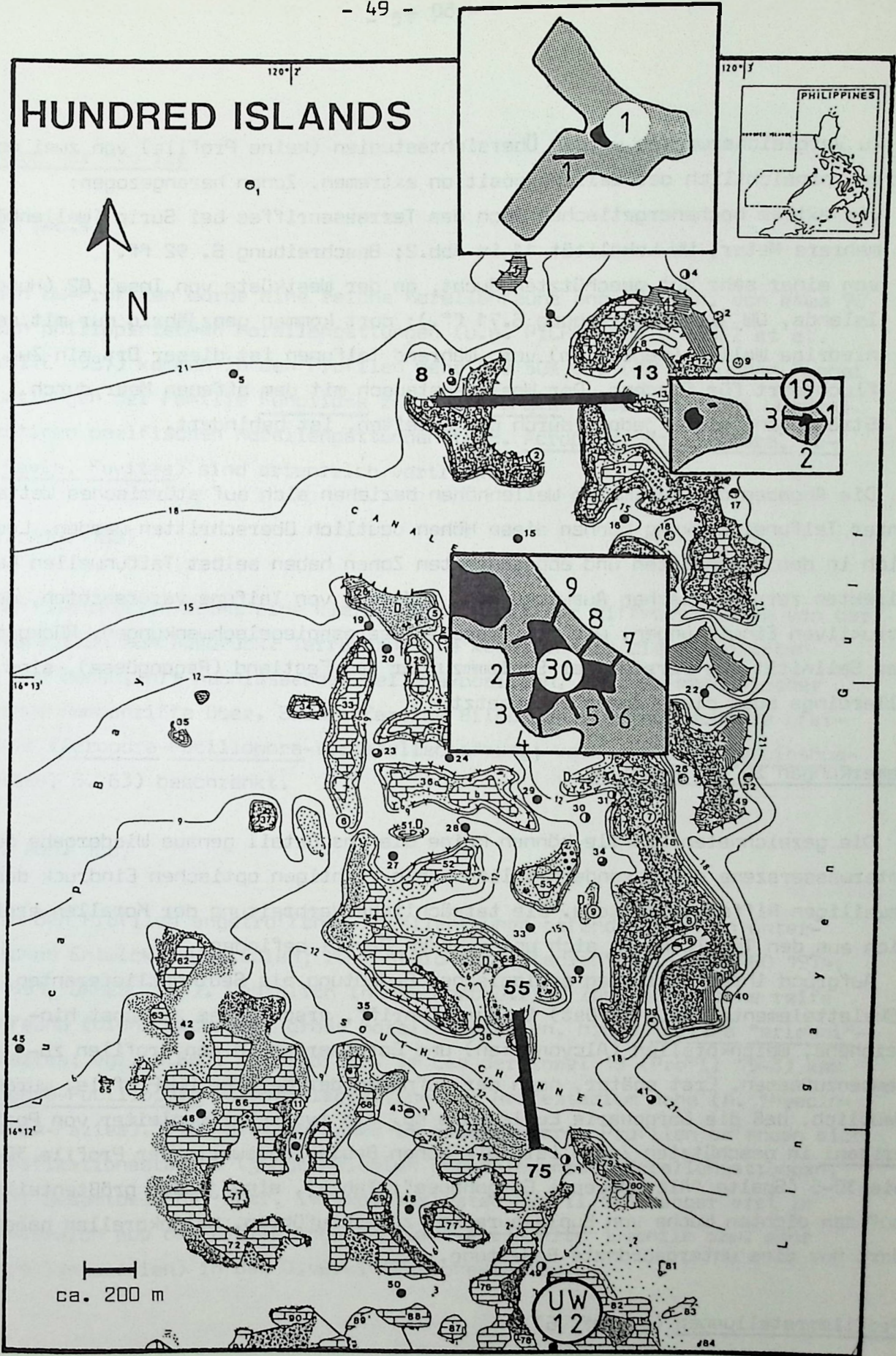


Abb.14 Lage der Unterwasserprofile bei den Inseln 1, 19 u. 30, der Echolotprofile 8-13 u. 75-55 (Abb. 12) und der Uw-Beobachtungsstelle UW-12. Hauptanlaufriichtung von höheren Wellen aus N bis NE.

Zu Vergleichszwecken wurden Übersichtsstudien (keine Profile) von zwei weiteren, hinsichtlich der Wellenexposition extremen, Zonen herangezogen:

- vom extrem hochenergetischen Dach des Terrassenriffes bei Surip (Wellenhöhen mehrere Meter; UW-Lokalität 11 in Abb.2; Beschreibung S. 92 ff.
- von einer sehr gut geschützten Bucht, an der Westküste von Insel 82 (Hundred Islands, UW 12, Beschreibung S.71 ff.); dort kommen ganzjährig nur mit sehr niedrige Wellen (wenige dm) vor. Während Taifunen ist dieser Ort ein Zufluchtsort für Fischer. Der Wasseraustausch mit dem offenen Meer durch Strömungen, nicht jedoch durch die Gezeiten, ist behindert.

Die Angaben der maximalen Wellenhöhen beziehen sich auf stürmisches Wetter. Unter Taifuneinwirkung können diese Höhen deutlich überschritten werden. Lediglich in den geschützten und abgeschirmten Zonen haben selbst Taifunwellen keine direkten zerstörerischen Auswirkungen. Anderen, von Taifune verursachten, destruktiven Einwirkungen, wie z.B. raschen Meeresspiegelschwankungen, Rückgang der Salinität und verstärkter Schlammzufuhr vom Festland (Regengüsse), sind allerdings auch diese Zonen ausgesetzt.

#### Bemerkungen zu den Profilen

Die gezeichneten Profile können keine bis ins Detail genaue Wiedergabe der Unterwasserszene sein, sondern sollen einen richtigen optischen Eindruck des jeweiligen Riffes vermitteln. Die tatsächliche Verbreitung der Korallen ergibt sich aus den Tabellen die sich unter jedem Profil befinden.

Aufgrund ihrer ähnlichen geologischen Bedeutung als Sedimentlieferanten (Skelettelemente, kein Gerüst) im Korallenriff, erschien es zunächst hinreichend, Weichkorallen (Alcyonarien) und Gorgonarien in den Profilen zusammenzufassen. Erst später, nach der Aufnahme der meisten UW-Profile, wurde deutlich, daß die Gorgonarie Euplexaura sp. ein typischer Begleiter von Porites eridani in geschützten Zonen ist. Die hohen Besiedlungswerte der Profile 30-1 bis 30-5 (Spalte "Alcyonacea + Gorgonacea"; Tab.4), sind jedoch größtenteils auf den dichten Wuchs von Euplexaura sp. zurückzuführen. Weichkorallen haben dort nur eine untergeordnete Bedeutung.

#### Profildarstellungen (s. Taf. 6)

## Auswertung der Profile

### a) (vgl. Tab.4)

In den UW-Profilen wurde eine reiche Korallenfauna angetroffen. Von etwa 70 bekannten philippinischen Korallengattungen (u.a. PICHON 1977, GOMEZ et al. 1981, WHITE 1987) kommen in den Profilen mehr als 50% vor (37 Gattungen, wobei die 8 Gattungen der Familie Fungiidae zum Typ "Fungia" zusammengefaßt wurden). Die wichtigen pazifischen Korallengattungen (z.B. Acropora, Pocillopora, Porites, Favia, Favites) sind artenreich vertreten.

### b) (vgl. Abb. 16a)

In den UW-Profilen kommt eine klare Abhängigkeit der Riffmorphologie von der Wellenexposition zum Ausdruck. Terrassenriffe kennzeichnen die exponierten Profile und gehen, mit nachlassender Wellenexposition, in zunehmend flacher einfallende Rampenriffe über. Saumriffartige Bildungen sind auf schmale ufernahe Säume (Acropora-Pocillopora-Vergesellschaftung; vgl. Acropora hyacinthus-Ufer-Fazies, S. 63) beschränkt.

### c) (vgl. Abb. 16b)

Die in den Profilen angetroffenen Korallenfaunen befanden sich in unterschiedlichen Entwicklungsstadien; zu "Entwicklungsstadien" vgl. HUBBARD 1974, PICHON 1981, JAMES 1983). Lediglich in der geschützten Zone wurde eine reife Korallenfauna (dicht wachsende große Korallenkolonien, hier: Porites "eridani"-Gerüst-Fazies; vgl. S.66), angetroffen. Im Lee der Insel 19 (Profil 19-3) kam die Acropora-Pocillopora-Vergesellschaftung dem Reifestadium nahe (A. "hyacinthus"-Rasen-Fazies). Die Korallenfaunen in allen anderen Profilen befanden sich im Diversifikationsstadium (junge Kolonien verschiedenster Korallengattungen, spärlicher Gesamtbewuchs) oder, im exponiertesten Profil 1-1, sogar erst im Übergangsbereich aus dem Besiedlungsstadium (vereinzelte juvenile bzw. sehr junge Korallenkolonien) in das Diversifikationsstadium.

d) (vgl. Abb. 15 u. Abb. 16 c,d)

Die Zonierung von Korallen und Korallenhabitus in Abhängigkeit von der Wellenenergie, folgt weitgehend den bekannten Abfolgen (u.a. ROSEN 1971, STODDART 1973, PICHON 1981, ROSS & HODGSON 1981, JAMES 1983).

Die für hochenergetische Bereiche (Riffkante bzw. Riffkern) indopazifischer Riffe typische Acropora-Pocillopora-Vergesellschaftung (u.a. MILLIMAN 1974, FROST 1981; siehe auch oben), ist nur in einem sehr schmalen, hochenergetischen Energiespektrum von Bedeutung (Profile 19-3,2). Nur dort tritt auch die gedrun- gen wachsende Acropora humilis in Erscheinung. In niedrigerenergetischen Zonen ist die Acropora-Pocillopora Vergesellschaftung (ohne A. humilis), falls überhaupt vorhanden, auf schmale Ufersäume beschränkt.

Massive Poriten (Porites "lutea") verändern auf charakteristische Weise mit zunehmender Wellenenergie ihren Habitus von hemispärisch-rund nach flach-inkru- stierend. Die Korallen besiedeln das gesamte Spektrum von der abgeschirmten, sandig schlammigen Zone (UW 12) bis zu extrem hochenergetischen Riffbereichen bei Surip.

Eine Vergesellschaftung von ästigen Poriten (Porites "eridani" und Gorgona- rien (Euplexaura sp.) zeigte sich als hochgradig faziestypisch für Stillwasser- bereiche.

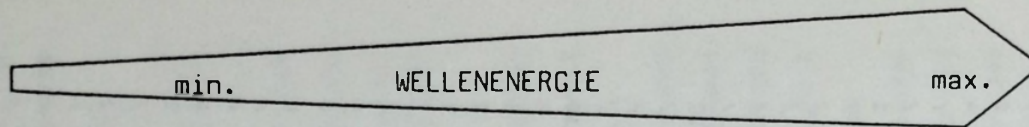
In einem für sie völlig untypischen energetischen Environment wurden Pocil- lopora sp. (bei UW 12, H. Isl.) und Porites "eridani" (bei Surip) angetroffen. Obwohl es sich jeweils nur um eine einzelne, kleine (Ø 5 cm) Korallenkolonie handelte, ist die Anpassungsfähigkeit dieser Korallengattungen doch bemerkens- wert.

e) (vgl. Abb. 16e)

Die starke Dominanz von Rotalgen/Korallenfels in den exponierten Zonen spiegelt die Bedeutung der massiv-inkrustierenden Rotalgen für die dortige Riffverfestigung wieder. Mit nachlassender Wellenenergie gewinnen zunehmend Lockersedimente an Bedeutung, wobei Korallenschutt (Korallengerölle, -bruch) weit verbreitet ist. Dichte Korallengerüste (Korallen-Gerüst-Fazies) sind nur von geringer Bedeutung und in ihrer Verbreitung auf die mäßig geschützten (Profil 30-5) und geschützten Zonen (Profil 30-3) beschränkt.

Tab.4 Liste der in den Unterwasserprofilen der Hundred Islands vorkommenden Korallen, Weichkorallen (Alcyonacea) und Gorgonarien (Gorgonacea).  
Zahlenangaben = prozentualer Anteil bewachsener Profilmeter an der Profillänge.

UW-Profil	30-1	30-2	30-3	30-4	30-5	30-6	30-7	30-8	30-9	19-3	19-2	19-1	1-1
<b>SCLERACTINIA</b>													
<i>Seriatopora hystrix</i>	/	2	6	2	8	4	/	/	2	/	/	/	/
<i>Stylophora</i> sp.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2	/	/	/
<i>Pocillopora</i> sp.	/	/	/	/	6	4	6	13	4	5	18	8	/
<i>Astreopora incrustans</i>	8	8	9	4	6	2	3	2	/	2	/	3	10
<i>Montipora</i> sp.	/	/	/	/	/	2	/	/	4	/	/	/	/
<i>Acropora formosa</i>	8	/	/	/	2	15	/	4	2	/	/	/	/
<i>A. humilis</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	28	10	/	2
<i>A. hyacinthus</i>	/	/	3	/	19	13	6	13	4	28	13	24	4
<i>A. echinata</i>	/	6	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
<i>A. granulosa</i>	/	/	12	4	15	/	/	/	4	/	/	/	/
<i>Pavona</i> sp.	/	10	3	2	8	2	/	/	/	/	5	3	2
<i>Pachyseris rugosa</i>	/	2	3	/	2	2	9	8	/	/	/	6	/
<i>Coeloseris mayeri</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2	/	/	/
<i>Leptoseris</i> sp.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2	/	/	/
<i>Gardineroseris planulata</i>	/	/	/	/	/	/	3	4	/	/	/	/	/
" <i>Fungia</i> "	/	16	18	/	4	/	/	/	/	/	/	3	/
<i>Porites lutes</i>	5	4	6	7	6	21	26	23	36	12	15	24	22
<i>P. eridani</i>	10	10	44	16	8	4	/	/	/	/	/	/	/
<i>Goniopora</i> sp.	8	2	/	2	/	2	9	8	2	/	3	6	/
<i>Alveopora</i> sp.	/	/	3	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
<i>Favia</i> sp.	/	4	/	/	6	6	12	2	6	16	18	16	18
<i>Favites</i> sp.	/	/	/	/	2	/	6	4	6	/	10	11	8
<i>Goniastrea</i> sp.	/	/	/	/	/	/	/	2	4	5	/	8	8
<i>Hydnopora</i> sp.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	3	/	2
<i>Plesiastrea versipora</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2
<i>Montastrea</i> sp.	/	/	/	/	/	/	/	/	2	2	3	6	/
<i>Diploastrea heliopora</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	1	/	3	/	/
<i>Leptastrea</i> sp.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	3	3	4
<i>Echinopora lamellosa</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	4
<i>Platygyra</i> sp.	/	/	/	2	2	2	9	4	2	/	/	/	/
<i>Oulophyllia crispa</i>	3	/	/	/	/	/	3	4	4	/	/	/	/
<i>Cyphastrea</i> sp.	/	/	/	/	/	2	6	13	2	/	/	6	4
<i>Galaxea fascicularis</i>	/	/	/	/	2	10	6	10	2	2	/	/	6
<i>Cynaria lacrymalis</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2
<i>Symphyllia</i> sp.	/	2	/	2	/	/	/	/	/	/	/	6	/
<i>Trachyphyllia geoffroyi</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2
<i>Mycedium elephantotus</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2	/	/	/
<i>Euphyllia</i> sp.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	2
<i>Plerogyra sinuosa</i>	/	/	/	/	/	/	/	/	2	/	/	/	/
<i>Turbinaria</i> sp.	/	/	/	2	/	/	6	2	/	/	/	/	2
<i>Tubastrea coccinea</i>	/	2	/	/	/	/	3	/	/	/	/	/	2
<b>HYDROIDEA</b>													
<i>Millepora tenella</i>	3	4	21	16	10	10	12	2	4	/	3	3	/
<i>M. platyphylla</i>	/	/	3	4	2	2	3	2	6	/	3	8	2
<b>ALCYONACEA + GORGONACEA</b>	<b>18</b>	<b>15</b>	<b>62</b>	<b>18</b>	<b>15</b>	<b>/</b>	<b>12</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>5</b>	<b>/</b>	<b>/</b>	<b>/</b>



PROFIL

UW12 30-1 30-2 30-3 30-4 30-5 30-6 30-7 30-8 30-9 19-3 19-2 19-1 1-1 SURIP

"Pocillopora" sp.	•					+			+					•
Acropora "hyacinthus"			+						+				+	•
Acropora humilis														
Porites "lutea"	•		+											•
"Favia"	•		+					+						•
Favites sp.	•				+			+						•
Goniastrea sp.								+	+					
Acropora "formosa"					+			+	+					
Acropora granulosa				+					+					
Cyphastrea sp.	•					+			+				+	•
Galaxea fascicularis					+				+	+				•
Seriatopora hystrix			+		+				+					
Porites "eridani"						+								•
Astreopora incrustans	•			+		+	+	+		+		+		
Goniopora sp.			+		+				+		+			
Millepora tenella		+	+					+	+		+	+	+	
Millepora platyphylla				+	+	+	+	+			+		+	
Alcyonacea	•													•
Gorgonacea				62										

- Besiedlungsdichte = 50 %
- + Besiedlungsdichte < 5 %
- ohne quantitative Angabe; nicht auffallend häufig (< 10%)

Besiedlungsdichte=Zahl der bewachsenen Profilmeter in %

Abb.15 Zonierung der in den UW-Profilen (Hundred Islands) am häufigsten vorkommenden Korallen, in Abhängigkeit von den auftretenden Wellenenergien. Zum Vergleich Korallenvorkommen bei UW-12 (vgl. Abb.14) und Surip (Südchinesisches Meer).

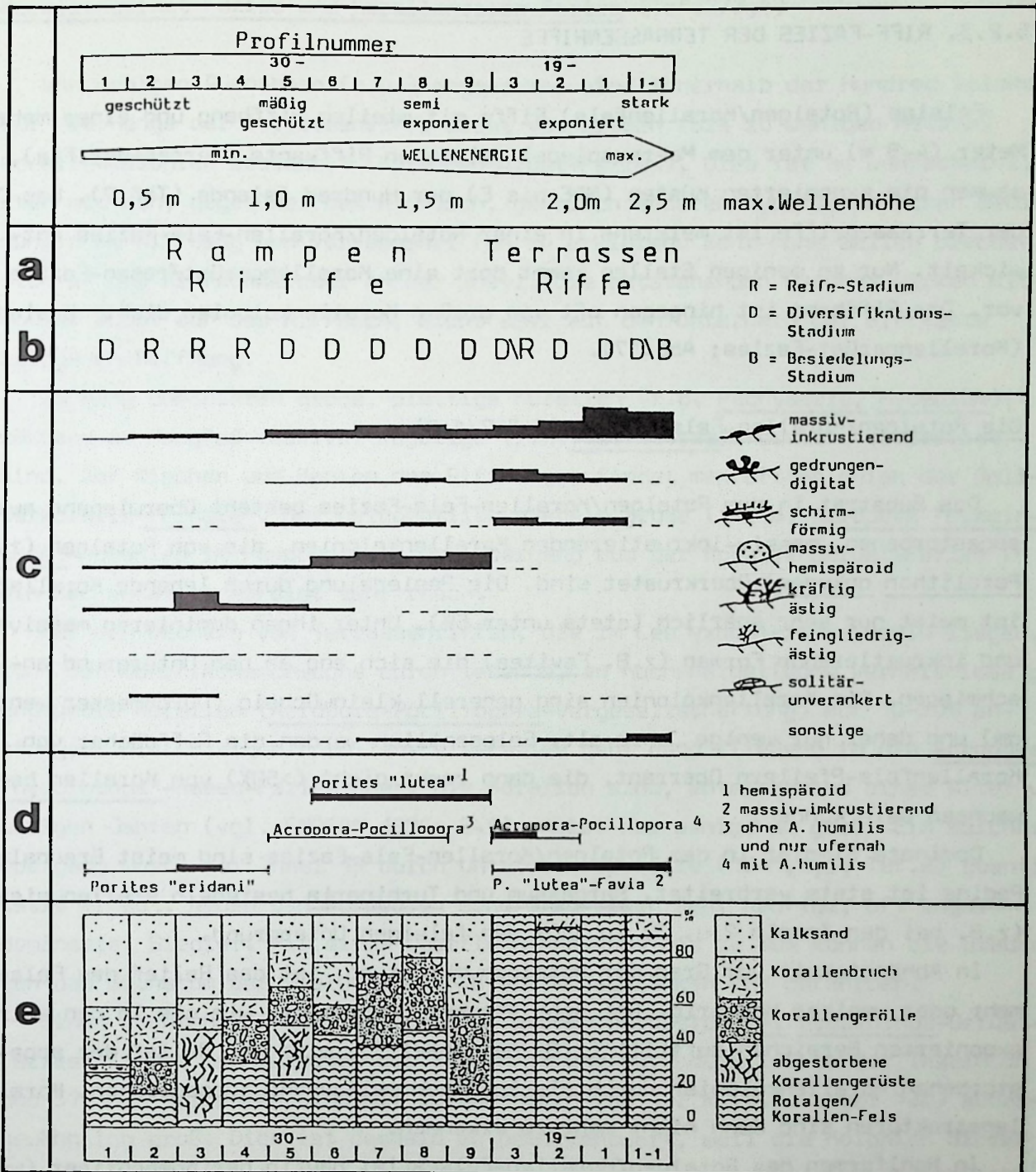


Abb. 16 Wellenenergie und Riffbildungen im Taifungebiet "Hundred Islands"

- a) Riff-Typen
- b) Entwicklungsstadium der Korallenfauna
- c) Zonierung der Korallen nach der Wuchsform (relative Angaben)
- d) energetypische Korallen/-vergesellschaftungen
- e) Substratverteilung in Flächenprozent

Max. Wellenhöhen bei stürmischer Witterung (keine Taifunwellen);



### 5.2.3. RIFF-FAZIES DER TERRASSENRIFFE

Felsige (Rotalgen/Korallenfels) Riffe mit steilem Riffhang und einer mehrere Meter (4-9 m) unter dem Meeresspiegel gelegenen Riffkante (Terrassenriffe), säumen die exponierten Küsten (NNE bis E) der Hundred Islands (Taf.7). Das Dach der Terrassenriffe ist meistens in einer Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies entwickelt. Nur an wenigen Stellen kommt dort eine Korallengerüst/rasen-Fazies vor. Der Riffhang ist hingegen oft von großen Korallenkolonien dicht besiedelt (Korallengerüst-Fazies; Abb.17).

#### Die Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies (Taf.2/1,2)

Das Substrat in der Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies besteht überwiegend aus abgestorbenen, massiv-inkrustierenden Korallenkolonien, die von Rotalgen (z.B. Porolithon onkodes) überkrustet sind. Die Besiedelung durch lebende Korallen ist meist nur sehr spärlich (stets unter 5%). Unter ihnen dominieren massive und inkrustierende Formen (z.B. Favites) die sich eng an den Untergrund anschmiegen. Die Korallenkolonien sind generell kleinwüchsig (Durchmesser wenige dm) und daher nur wenige Jahre alt. Gelegentlich werden die Riffdächer von Korallenfels-Pfeilern überragt, die dann recht dicht (>50%) von Korallen bewachsen sein können.

Dominante Siedler in der Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies sind meist Braunalgen. Padina ist stets verbreitet. Sargassum und Turbinaria besiedeln stellenweise (z.B. bei den Inseln 2 u. 3) zu 100% den felsigen Untergrund.

In Abhängigkeit vom Grad der Rotalgenumkrustung, ist das Relief des Felses mehr oder weniger höckerig. Bei sehr starker Umkrustung, wie sie in den extrem exponierten Bereichen auftritt (z.B. bei Insel 1), wird das Relief der abgestorbenen Korallenkolonien durch die Rotalgen weitgehend ausgeglichen. Korallenstrukturen sind dann nicht mehr zu erkennen.

In Hohlformen des Rotalgen/Korallen-Felses ist häufig geringmächtiger (wenige dm) Riffschutt (Kiesfraktion) akkumuliert.

Korallengerüst-Fazies und Korallenrasen-Fazies (Taf.2/3,4)

Von wenigen Ausnahmen (s.u.) abgesehen, sind innerhalb der Hundred Islands nur die Hänge der Terrassenriffe dicht von großen (bis zu wenigen Metern) Korallenkolonien besiedelt (Korallengerüst-Fazies). Dies ist am wahrscheinlichsten mit den, gegenüber dem Riffdach, gänzlich anderen hydrodynamischen Bedingungen am Riffhang von Terrassenriffen zu erklären. Sehr hohe Wellen brechen sich an der Riffkante oder an der Insel. Die entstehenden Brecher wirken mit voller Wucht auf das Riffdach, nicht aber auf den unterhalb der Riffkante gelegenen Riffhang.

Im Hang dominieren große, plattige Korallen (z.B. Pachyseris, Mycedium), während am Hangfuß massive, kugelige (z.B. Diploastrea) Korallen verbreitet sind. Auf Nischen und Kanten des Riffhanges findet man oft Kolonien der Solitärkoralle "Fungia". Nur gelegentlich siedeln große (1-2 m) Acropora "hyacinthus"-Kolonien im Hangbereich. Der Übergang aus der Korallengerüst-Fazies in die Beckenfazies erfolgt sehr rasch.

Auf den Dächern von Terrassenriffen, die im Lee exponierter Inseln liegen, kann der Oberflächenbewuchs durch lebende, an hochenergetische Verhältnisse gut angepasste Korallen (Acropora-Pocillopora-Vergesellschaftung) auf 10-20% ansteigen. Die Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies geht dann fließend in die Acropora "hyacinthus"-Rasen-Fazies über. Die Korallen sind, entsprechend einem Alter von wenigen Jahren (vgl. ENDEAN 1976: 241), meist nur wenige dm groß. Ein solcher Übergang wurde bei Insel 19 durch Unterwasserprofile (19-1,2,3; Taf.6) quantitativ erfaßt. Neben den Acroporen sind Braunalgen sehr häufige, oft sogar dominante, Siedler. Mit einem Oberflächenbewuchs bis zu 50% können die Braunalgen das Wachstum der Steinkorallen stark einschränken und gefährden.

Einen dichten (30-40%) Bewuchs von großen Acroporen (A. hyacinthus-Gerüst-Fazies) findet man zwischen den Inseln 42 und 50, sowie im Lee der Inseln 56 und 57. Die Acroporen sind mit Durchmessern von 1-2 m (z.T. sogar >2m) außergewöhnlich groß. Dies ist deshalb so bemerkenswert, weil die Kolonien dieser Korallenart im Inselgebiet gewöhnlich nur Durchmesser von wenigen Dezimetern erreichen. Wichtigste Begleiter der Acroporen sind ästige und plattige Octokorallen der Gattung Millepora. Tote Korallenkolonien sind dicht von Rotalgenkrusten überzogen.

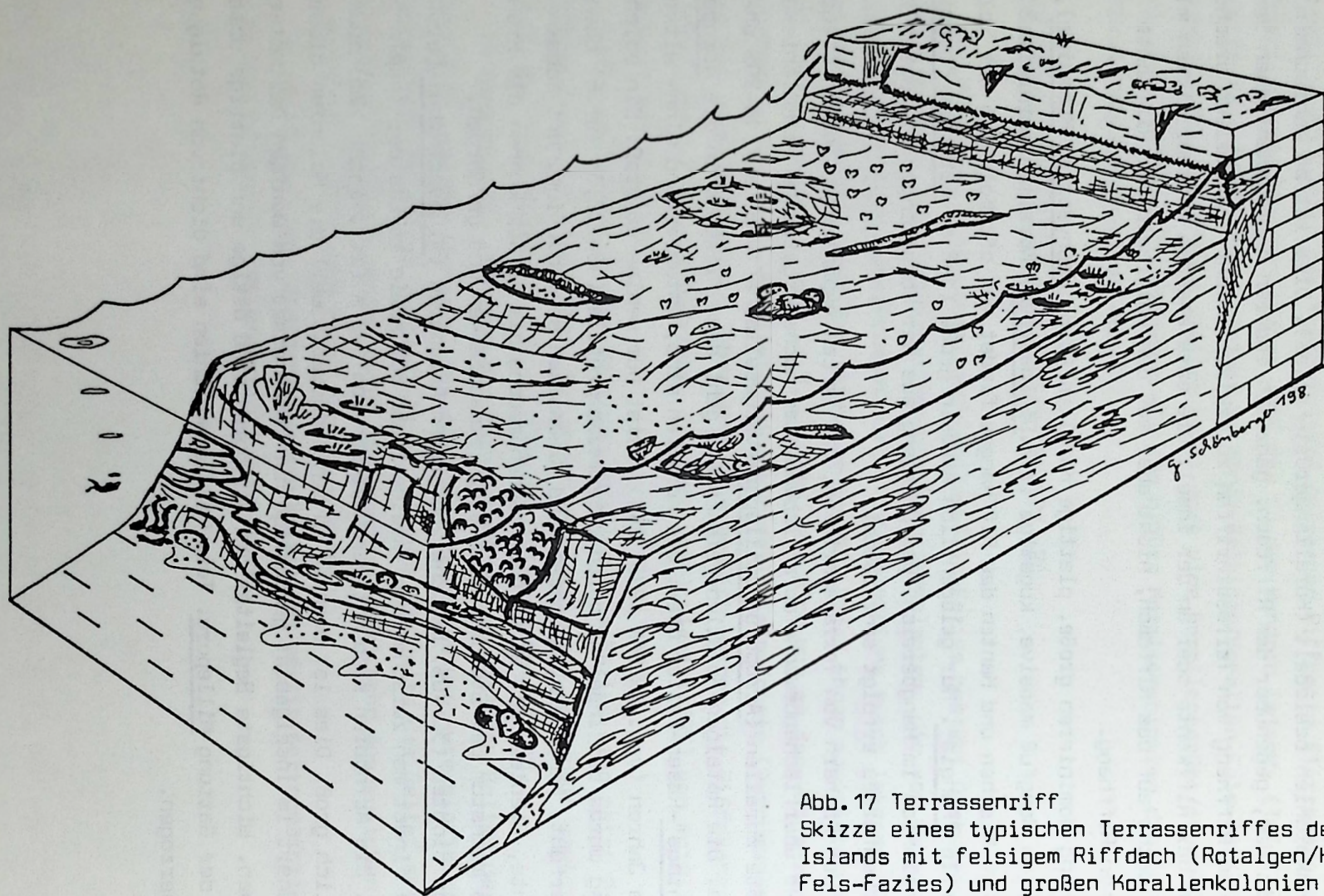


Abb. 17 Terrassenriff

Skizze eines typischen Terrassenriffes der Hundred Islands mit felsigem Riffdach (Rotalgen/Korallenfels-Fazies) und großen Korallenkolonien am Riffhang (Korallen-Gerüst-Fazies). Nicht überhöht; Taucher zum Größenvergleich; Legende wie Taf. 6.

#### 5.2.4. RIFF-FAZIES DER RAMPENRIFFE

Der Übergang der Terrassenriffe in die Rampenriffe erfolgt in den Hundred Islands fließend. Die Neigung des Riffdaches nimmt dabei zu, die Höhe des Riffhanges dagegen ab. Diese Entwicklung kann sich innerhalb ein und desselben Inselfaumes vollziehen. In den Rampenriffen sind folgende Faziestypen entwickelt (kartierte Einheiten):

- Korallen-Fels-Fazies ("totes Riff") und Korallengeröll-Fazies;
- Korallenbruch-Fazies und "Taifun-Riff-Fazies";
- Korallengerüst-Fazies;
- Korallenrasen-Fazies;
- Sand-Fazies (beschrieben in Kap.5.2.5., S.70).

#### Die "Toten Riffe" (Korallen-Fels-Fazies)

Die Korallen-Fels-Fazies der Rampenriffe tritt häufig in Rifftypen auf, die zwischen Terrassen- und Rampenriffen vermitteln, d.h. die zwar noch einen (niedrigen) Riffabhang besitzen, deren Riffdach aber schon stark geneigt ist. Trotz mancher Übereinstimmungen bestehen dennoch einige wesentliche Unterschiede zwischen der Korallen-Fels-Fazies der Rampenriffe und der Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies der Terrassenriffe. In den Rampenriffen ist:

- bei der Mehrzahl der abgestorbenen und von Rotalgen umkrusteten Korallen die ursprüngliche Morphologie noch gut zu erkennen. Da zusätzlich der Anteil erhabener Korallenkolonien (massiv, ästig, schirmförmig etc.) den der flach inkrustierenden Korallenarten übersteigt, entsteht ein ausgeprägtes Relief der Riffoberfläche;
- der Anteil von Korallendetritus wesentlich höher (bis 40% ggü. <5% bei den Terrassenriffen);
- die Korallenfauna arten- und formenreicher, wenngleich die Korallen größtenteils abgestorben, oder noch sehr jung (1-2 Jahre) sind;
- die Besiedelung durch Braunalgen höher und kann stellenweise 100% erreichen (z.B. bei Insel 24).

Die "toten Riffe" (Korallen-Fels-Fazies) enthalten stets einen hohen Anteil von Korallengeröllen und sonstigem Riffschutt und gehen fließend in die Korallengeröll-Fazies über. Da es oftmals optisch kaum zu unterscheiden ist, ob sich tote Korallen in situ befinden, oder ob sie umgelagert sind (Korallengerölle), wurden "tote Riffe" und Korallengeröllzonen nicht getrennt kartiert.

Die Besiedlungsdichte durch lebende, riffbildende Korallen liegt in den "toten Riffen" unter 5%. Dominante Sieder sind Braunalgen (Padina, Sargassum, Turbinaria), die stellenweise dichte Algenrasen bilden. Weichkorallen sind stets verbreitet.

#### Die Korallengeröll-Fazies (Abb.18, Taf.4/1)

Während tote Riffe überwiegend im (exponierteren) nördlichen Inselgebiet vorkommen, bedeckt die Korallengeröll-Fazies weite Bereiche der Westseite des mittleren Inselgebietes.

Das Substrat in der Korallengeröll-Fazies besteht stets aus einer Mischung von verschiedenstem Riffdetritus, unter dem Korallengerölle dominieren. Die Gerölle sind meist durch Rotalgen umkrustet oder von fädigen Algen überzogen. Bei den Geröllen handelt es sich um abgestorbene Kolonien von massiven (z.B. Porites "lutea", Favia) und plattigen (tote und umkrustete schirmförmige Acroporenkolonien) Korallen.

Die Korallengerölle lagern dem Untergrund nicht immer lose auf, sondern sind häufig schon mehr oder weniger fest mit dem Substrat und/oder untereinander verkrustet (durch Rotalgen und untergeordnet durch das Coenostheum noch lebender Korallenpolypen).

Die häufigsten Siedler in der Korallengeröll-Fazies sind, wie auch in den "Toten Riffen", Braunalgen und Weichkorallen. Auch hier bilden die Braunalgen oftmals dichte Rasen. Weitere verbreitete Siedler sind Seegurken und Seeigel. Korallen sind stets, z.T. auch in hoher Artenvielfalt, aber nur in sehr geringer Bewuchsdichte (<5%) vorhanden. Es überwiegen massive und inkrustierende Formen. Deren Durchmesser überschreiten nur selten zwei Dezimeter. Die Oberflächen größerer, meist schirmförmiger, Korallenkolonien sind überwiegend nur noch zu einem geringen Prozentsatz von Korallenpolypen besiedelt. Die abgestorbenen Korallenteile sind dann, wie auch der größte Teil des felsigen Untergrundes, von Rotalgenkrusten oder kurzfädigen Algenrasen (Blualgen) überzogen. Korallenfels-Pfeiler können hingegen dicht von Korallen besiedelt sein (Taf.4/1).

Die Korallenbruch-Fazies und Taifun-Riff-Fazies (Abb.18, Taf.4/2,3)

Bruchstücke von ästigen Korallenkolonien (meist Acropora "formosa"), verschiedenster Riffschutt und lokale Flecken von intakten Korallengerüsten bilden die Korallenbruch-Fazies. Sie ist in den geschützteren Zonen des mittleren Inselgebietes und im südlichen Inselgebiet weit verbreitet. Die ästigen Bruchstücke sind meist mechanisch ineinander verhakt, können aber auch an den Kontaktstellen durch Kalkkrusten verbunden sein. Die Inkrustation erfolgt durch das Coenostheum von lebenden Korallenpolypen, die den Gerüstbau nach der Zerstörung der Kolonie aktiv fortsetzen und durch inkrustierende Rotalgen. Da als Ursache für die Zerstörung der Korallenkolonien Taifune angenommen werden, wird das entstehende, wellenresistente Gerüstwerk aus "lebendem" Korallenbruch, im Gegensatz zu Akkumulationen toten Skelettmateriales (Korallenbruch-Fazies), als "Taifun-Riff-Fazies" bezeichnet (ausführliche Diskussion in Kap. 6.3.).

Die von (zum Teil lebendem) Korallenbruch aufgebauten Rampenriffe fallen meist mit Winkeln zwischen fünf und zehn Grad (max. 15°) seewärts ein.

Eine bemerkenswerte Akkumulation von Korallenbruch und (untergeordnet) Korallengeröllen steht am Boden der Bucht und am Strand südlich von Insel 55 an. Der Schutt am Strand erreicht Mächtigkeiten von mehr als 2 Meter und verfüllt weitgehend die, für die Inseln der Hundred Islands typischen, Brandungshohlkehlen. Der Schutt wird als Taifun-sediment (nicht Taifun-Riff-Fazies!) gedeutet.

Braunalgen, Weichkorallen (Siedlungsdichten stellenweise über 50%) und untergeordnet Holothurien, Seeigeln und Gorgonarien (Euplexaura) sind häufige Siedler auf dem Korallenbruch. Der Bewuchs durch (nicht zerbrochene) riffbildende Korallen liegt im Durchschnitt unter 10%, jedoch findet man auf den Rampenriffen stellenweise Flecken, (einige m<sup>2</sup>) die dicht von Korallen, meist von ästigen Acroporen, bewachsen sind. Bei einer Flächenzunahme solcher Flecken geht die Korallenbruch-Fazies bzw. Taifun-Riff-Fazies fließend in die Korallengerüst-Fazies über.

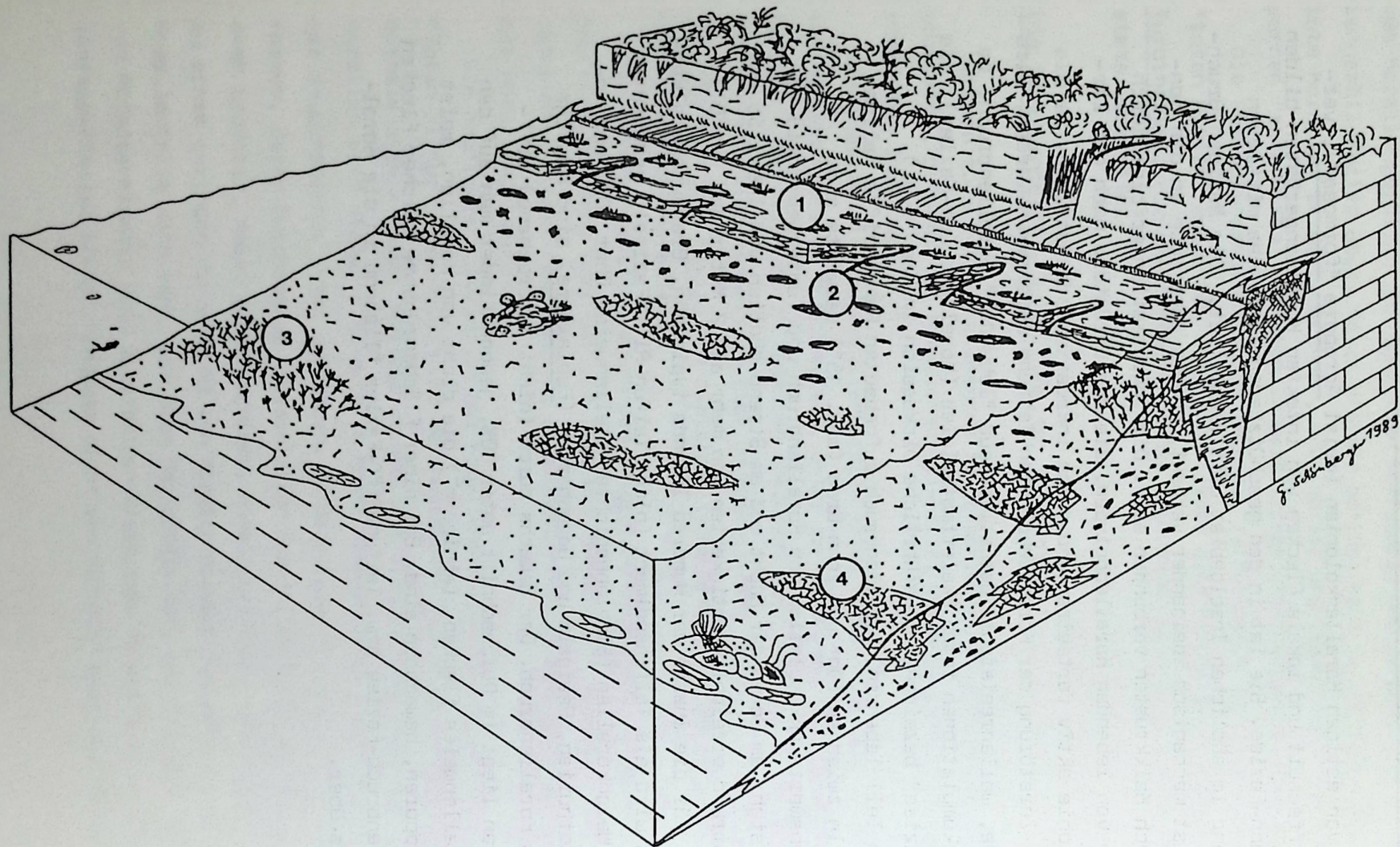


Abb.18 Rampenriff der gemäßigt-energetischen Zonen

Typisches Rampenriff der semi-exponierten und mäßig geschützten Zonen der Hundred Islands (Kalksignatur=Hundred Islands Kalk). Die *Acropora "hyacinthus"*-Ufer-Fazies (1) geht seawärts in eine Korallengeröll-Fazies (durch Stürme losgerissene und umgelagerte *Acropora "hyacinthus"* Kolonien) über (2). Das ansonsten überwiegend aus Korallenbruch und Kalksand bestehende Rampenriff wird stellenweise von Flecken aktiven Gerüstbaues (*Acropora "formosa"*-Gerüst-Fazies=3; Taifun-Riff-Fazies=4) überragt. Als Ursache für die Dominanz der Schuttsedimente werden die regional häufigen Taifune angenommen. Schematische Darstellung, nicht überhöht; Taucher zum Größenvergleich; Legende wie Taf.6.

### Die Korallen-Gerüst-Fazies

#### a) Die Acropora "hyacinthus"-Gerüst-Fazies (Taf.3/1)

Trotz der, auf die Bewuchsdichte bezogenen, recht spärlichen Verbreitung von Acropora hyacinthus in Rampenriffen der Hundred Islands (wenige Prozent), trifft man in ufernahen Flachwasserzonen (Gezeitenbereich bis ca. 1 m Wassertiefe) der exponierteren Rampenriffe, stets auf schmale (wenige Meter), häufig sehr dicht (>50%) von Acroporen besiedelte Bereiche (A. "hyacinthus"-Gerüst-Fazies). Da diese immer auf ufernahe Zonen beschränkt sind, werden sie anschaulich "Acropora "hyacinthus"-Ufer-Fazies" (Abb.18) genannt. Wegen ihrer geringen Breite wurden sie nicht auskartiert.

Die A. "hyacinthus"-Kolonien der Uferfazies siedeln stets auf felsigem Untergrund. Der Fels besteht aus rotalgenumkrusteten Platten, bei denen es sich wahrscheinlich um abgestorbene Acroporenschirme handelt.

Die Beschränkung des Lebensraums der Acroporen auf den Ufersaum, hängt sehr wahrscheinlich damit zusammen, daß die Acroporen nur in den ufernahen Bereichen der Rampenriffe die für sie notwendige Wasserturbulenz vorfinden. Daß Acroporen ansonsten in tieferen Riffbereichen vorkommen können, zeigt ihre Verbreitung auf den Dächern der Terrassenriffe und in den "outer reefs" (bis -20 m; Taf.4/4). In Rampenriffen der geschützten Zonen ist Acropora hyacinthus ohne Bedeutung.

Die Ränder der durch die Inseln 40-47 gebildeten Buchten und die SE-Küsten der Inseln 21 und 21b, säumen tote Acroporenschirme (Cyanidfischerei?) in Lebensstellung (Besiedlungsdichte 20%-30%).

Auch im "Coral Garden" (zwischen den Inseln 21 und 23), sind die Kolonien der dort dominanten Acropora "hyacinthus"-Gerüst-Fazies, wie die anderen Korallen auch, schwer beschädigt und größtenteils abgestorben. Die Korallenschäden gehen, da die Insel 21 ein Hauptausflugsziel für Touristen ist, wahrscheinlich auf anthropogene Einwirkungen zurück (Abwässer, Niedertreten). Der "Coral garden" ist die einzige Stelle im Inselgebiet, wo riffbildende Korallen, in einiger Entfernung vom Ufer, bis zum Meeresspiegel aufwachsen.



b) Die Acropora "formosa"-Gerüst-Fazies (Abb.18, Taf.3/2)

Die Korallenart Acropora formosa gehört innerhalb der Gattung Acropora zur ökologischen Gruppe der Hirschhorn-Korallen ("staghorn corals"), deren Arten gewöhnlich verzweigte, dichte Korallendickichte, bilden (Besiedlungsdichte bis 100%).

In den Hundred Islands besiedelt Acropora "formosa" Flächen von einigen zehn, bis hin zu vielen hundert Quadratmetern. Die Korallendickichte zeigen starkes Höhenwachstum und bilden ein deutliches Korallengerüst. Es ist zu beachten, daß es sich dennoch stets um kleinere Gerüstflecken auf größeren Rampenriffen handelt. Die Acropora "formosa"-Gerüst-Fazies findet man in den tieferen (unterhalb des Bewegtwassers) Zonen der Rampenriffe, bis hin zum Übergangsbereich der Riff- zur Beckenfazies. Nie siedelt diese Korallenart im turbulenten Wasser. Rampenriffe die im Flachwasser eine Acropora "hyacinthus"-Ufer-Fazies aufweisen, beherbergen im unteren Hangbereich fast immer eine Acropora formosa-Gerüst-Fazies.

Vergesellschaftet ist Acropora "formosa" sehr häufig mit anderen ästigen Korallen, wie z.B. Acropora granulosa und Acropora echinata. Im Übergangsbereich zur Beckenfazies ist A. "formosa" oft zusammen mit "Fungia" anzutreffen.

Die Acropora "formosa"-Gerüst-Fazies ist besonders entlang der semi-exponierten bis mäßig geschützten westlichen N-Küste des mittleren Inselgebietes verbreitet. Mit die höchsten Besiedlungsdichten findet man nördlich von Insel 29. Im ungeschützteren Ostteil, etwa ab Insel 30, zeugen nur noch große Mengen von ästigem Riffschutt (Korallenbruch-Fazies) von der ehemaligen Verbreitung großer Acropora "formosa"-Kolonien.

Im nördlichen Inselgebiet ist Acropora "formosa" auf Bereiche beschränkt, die vor unmittelbarer Wirkung größerer Wellen geschützt sind, in denen aber gute Wasserzirkulation vorherrscht. An der SE-Küste von Insel 13 und an der Basis des Rampenriffes im Norden und Nordosten der Insel 11 ist eine dichte Acropora "formosa"-Gerüst-Fazies entwickelt. Bei Insel 11 tritt zu Acropora "formosa" noch die Koralle Acropora echinata in großer Menge als Gerüstbildner hinzu.

c) Porites "lutea"-Gerüst-Fazies und Porites lutea-Rasen-Fazies (Taf.3/3)

Massiv wachsende Poriten vom Typ Porites "lutea" sind die am weitesten verbreiteten Korallen in den Hundred Islands. Sie besiedeln ein ökologisches Spektrum von den exponierten Zonen im nördlichen Inselgebiet, bis hin zur Nähe verlandender Küstenbereiche im südlichen Inselgebiet. Innerhalb der Rampenriffe findet man diese Koralle vom unteren Riffhang bis in den Gezeitenbereich. In stark exponierten Arealen, z.B. auf den Dächern von Terrassenriffen, verändern die Poriten ihre üblicherweise kugelig-runde Morphologie und wachsen flach-inkrustierend. Trotz der weiten Verbreitung erreicht Porites "lutea" nur an wenigen Stellen Bewuchsdichten von über 10% und bleibt zudem außerhalb der Gerüst-Fazies meist recht klein (1-2 dm gegenüber 0,5-1m).

Porites "lutea" gilt in der Literatur allgemein (u.a. ORME 1977) als typisch für niedriger energetische Wasserbereiche (Lagune). Tatsächlich sind auch in den Hundred Islands die wenigen Stellen an denen Porites "lutea" in gerüstbildender Häufigkeit auftritt (Bewuchsdichte über 20%), stets geschützt. Die Korallen siedeln im flachen (max. wenige Meter) Bereich von Rampenriffen oder auf Küstenhörnern und Barren aus Sand und Riffschutt. Hangabwärts nimmt die Besiedlungsdichte durch Porites "lutea" dann ab.

Die dichtesten, am besten ausgebildete Porites "lutea"-Gerüst-Fazies, findet man im Südosten von Insel 55 und nordöstlich von Insel 53. Die Bewuchsdichte durch Porites "lutea" liegt dort meist zwischen 20% und 60%. An manchen Stellen können aber auch Flächen von einigen 100 m<sup>2</sup> vollständig von Porites "lutea" bewachsen sein. Bei einem derart dichten Bewuchs verändern die Korallenkolonien ihre ansonsten übliche kugelige Morphologie. Die Kolonien sind dann als Halbkugeln ausgebildet, optimieren dadurch ihre Aufwuchsfläche und bedecken als hügelige Struktur den gesamten Untergrund (Taf.3/3). Bei niedrigerer Bewuchsdichte liegen hingegen kugelige Poritesblöcke mehr oder weniger dicht nebeneinander. Kalksand, ästiger Korallenbruch, Korallengerölle, aber nur selten Fels, bedecken dann die korallenfreien Flächen.

Sehr häufig ist Porites "lutea" mit Octokorallen der Gattung Millepora und (in den exponierteren Zonen) mit A."hyacinthus" vergesellschaftet. In den Bereichen mit sehr dichter Porites-Besiedlung wachsen Milleporenkolonien, ebenso wie die Gorgonarie Euplexaura sp., häufig auf abgestorbenen Flächen von Porites-Blöcken. Als weitere Besiedler findet man stets Weichkorallen und - oft

in großer Dichte - Braunalgen (Padina). Besonders nördlich und westlich von Insel 16 laufen die Riffe Gefahr, von den Algen erstickt zu werden. Im Schutz der Korallenblöcke findet man stets Seeigel, während Seegurken in den sandigen Riffbereichen verbreitet sind.

In der Bucht nördlich von Insel 28 ist eine Fazies ausgebildet, die der Porites "lutea"-Gerüst-Fazies sehr ähnlich ist. Die verbreitetste Korallenart ist hier jedoch nicht Porites "lutea", sondern es dominieren massive Korallen der Gattungen Lobophyllia und Symphyllia ("Hirnkorallen").

Sinkt der Bewuchs mit Porites "lutea" unter 20%, übersteigt aber dennoch 10%, so wird die betreffende Fazies definitionsgemäß als Porites "lutea"-Rasen-Fazies bezeichnet. Porites "lutea"-Rasen sind in den flacheren Bereichen (einige Meter) von Rampenriffen an der Südküste des nördlichen und an der Ostküste des mittleren Inselgebietes häufig. Innerhalb der Porites "lutea"-Rasen ist keine weitere Fazieszonierung zu erkennen. Auf sandigem, teils ästigem Untergrund (Korallenbruch) sind (tote oder weitgehend abgestorbene) Poriten mehr oder weniger dicht verteilt. Betrachtet man ein größeres Areal, so erkennt man, daß die lebenden Korallenkolonien auf Flecken von einigen 100 m<sup>2</sup> relativ dicht gedrängt sind, während auf anderen, überwiegend sandigen, Bereichen nur vereinzelte Kolonien vorkommen. Tote Kolonien (Korallengerölle) sind unregelmäßig verteilt und häufig von Braunalgen (Padina) oder Gorgonarien bewachsen. Besonders im nördlichen Inselbereich ist starker Braunalgenbewuchs häufig.

Neben Porites "lutea" kommen in den Porites "lutea"-Rasen weitere massive, kugelige Korallenarten (z.B. Favia sp., Symphyllia sp., Lobophyllia sp.), die Octokoralle Millepora sp. und an exponierteren Stellen, A. "hyacinthus" vor.

In den geschützteren Zonen, z.B. um Insel 54 und der Sandzunge zwischen den Inseln 30 u. 40, ist Porites "lutea" mit Porites "eridani" und Gorgonarien der Gattung Euplexaura vergesellschaftet.

#### d) Die Porites "eridani"-Gerüst-Fazies (Abb.19; Taf. 3/4)

Die Porites "eridani"-Gerüst-Fazies hat in den Hundred Islands die mit Abstand weiteste Verbreitung und größte Flächenausdehnung gegenüber allen anderen Korallen-Gerüst-Fazieszonen. Da Porites eridani offensichtlich nur gut geschützte und mäßig abgeschirmte Bereiche des Inselgebietes besiedelt, bleibt sie jedoch auf das mittlere Inselgebiet und auf den Nordteil des südlichen Inselgebietes beschränkt. Gegen hohe Trübe ist die Koralle auffällig tolerant.

Die stämmigen (Durchmesser bis zu einigen Zentimetern), baumartig wachsenden Skelette dieser Korallenart errichten dichte (oft 100% Bewuchs), deutlich über den Untergrund aufragende Korallengerüste. Als einzige Korallenart in den Hundred Islands, bildet Porites "eridani" über lange Strecken zusammenhängende Riffzüge. Die Koralle besiedelt aber auch, wie bereits Acropora formosa, Flecken von einigen hundert Quadratmetern in den tieferen Bereichen der Rampenriffe. Porites "eridani" siedelt immer außerhalb der Turbulenzzone und daher erst in einiger Entfernung vom Ufer (ab ca. 2m Wassertiefe).

Das ausgedehnteste, in Porites "eridani"-Gerüst-Fazies entwickelte, Rampenriff der Hundred Islands verläuft, mit mehreren kleineren Unterbrechungen, auf einigen hundert Metern Länge entlang der Südküste von Insel 54. Dieser Küstenabschnitt weist die für gutes Wachstum von Porites "eridani" offensichtlich notwendigen Faktoren auf: Schutz gegen kräftige Brandung und hohe Sturmwellen, bei gleichzeitig unbehindertem Wasseraustausch mit dem offenen Meer (Golf von Lingayen). Die am südlichsten vorkommende Porites "eridani"-Gerüst-Fazies findet man an der mäßig abgeschirmten Ostküste von Insel 66.

Landwärts der Porites "eridani"-Gerüste sind die Rampenriffe oft von Sand- und/oder Korallengeröll-Arealen bedeckt. Dort ist die massive Koralle Porites "lutea" ein häufiger Siedler. Seewärts reicht Porites "eridani" bis in die tiefsten Bereiche der Rampenriffe. Der Korallenbewuchs endet meistens erst in unmittelbarer Nähe zum schlammigen Becken.

Normalerweise wachsen die Porites "eridani"-Kolonien auf (dem selbst produzierten) grobem, ästigem Korallenbruch (im Hangbereich). In sandigen Arealen besiedelt die Koralle aber auch Akkumulationen von Korallengeröllen oder steckt lose im Sediment.

In den Hundred Islands ist Porites "eridani" in charakteristischer Weise mit Gorgonarien der Gattung Euplexaura vergesellschaftet. Porites-Kolonien und große Büsche von Euplexaura bedecken den Untergrund oft im Verhältnis von 3:1, das im Extremfall aber auch 1:1 erreichen kann (z.B. an der Westküste von Insel 30). Weichkorallen sind weitere häufige Siedler in der Nachbarschaft von Porites "eridani".

### e) Die "Fungia"-Fazies

Unverankerte Solitärkorallen vom Typ "Fungia" (Taf.1) sind in der Nähe zu den Beckensedimenten und in tieferen, oft sandig-schlammigen Bereichen von Rampenriffen häufig. In unmittelbarer Nachbarschaft zur Beckenfazies findet man sie jedoch nur dann, wenn ästiger Korallenschutt unmittelbar unter dem Schlamm ansteht. Der Schutt verhindert dann das Einsinken der Solitärkorallen in den weichen Untergrund. Gegenüber der hohen Trübe (Sicht <1m) ist Fungia äußerst tolerant.

Die frei auf dem Substrat aufliegenden Korallen besiedeln einige Quadratmeter große Bereiche des Meeresbodens häufig sehr dicht und bedecken dort bis zu 90% des Untergrundes. Eine große (einige m<sup>2</sup>) Ansammlung von Fungia befindet sich am südwestlichen Hangfuß der zwischen den Inseln 30 und 40 gelegenen Sandbarre.

### 5.2.5. SONSTIGE RIFFE UND RIFF-FAZIESTYPEN

#### DAS FLECKENRIFF ZWISCHEN DEN INSELN 53 UND 57

Zwischen den Inseln 53 u. 57 erstreckt sich etwa in N-S Richtung ein ca. 100 m langes und 25 m breites Fleckenriff. Das Riff besteht zum größten Teil aus mehr oder weniger verfestigtem Korallenschutt und aus Korallenfels. Der Korallenbewuchs liegt insgesamt bei etwa 10 % (Korallen-Rasen-Fazies). Kernstück des Fleckenriffes (Basis bei -10m) ist eine rießige massive Korallenkolonie (6x3x2m), die bis 3m unter den Meeresspiegel reicht.

Die Koralle zeigt variable Wuchsform: im unteren Teil wächst sie plattig, im oberen hemispäroid bis fingerförmig. Eine ähnliche, jedoch kleinere (2x2x2m), Korallenkolonie wurde östlich von Insel 24 gefunden. Beide Korallenarten wurden nicht genau bestimmt, gehören aber mit Sicherheit entweder zur Gattung Porites, oder zur nahe verwandten Gattung Synarea. Die typische variable Wuchsform spricht für Synarea undulata KLUNZINGER 1879 oder Synarea convexa VERRILL 1901.

Das Fleckenriff ist reich an verschiedenen Korallenarten. Acropora echinata, A. "formosa", Millepora (ästig) und Porites "eridani" bilden dichte Flecken (einige m<sup>2</sup>), aber auch schirmförmige Acroporen, sowie massive (Porites "lutea", Symphyllia sp., Lobophyllia sp., Favia sp.) und inkrustierende (Favites sp.) Korallen sind verbreitet. Stellenweise sind die Korallen, auch die große Synarea(Porites?)-Kolonie, durch Sprengstoff beschädigt.

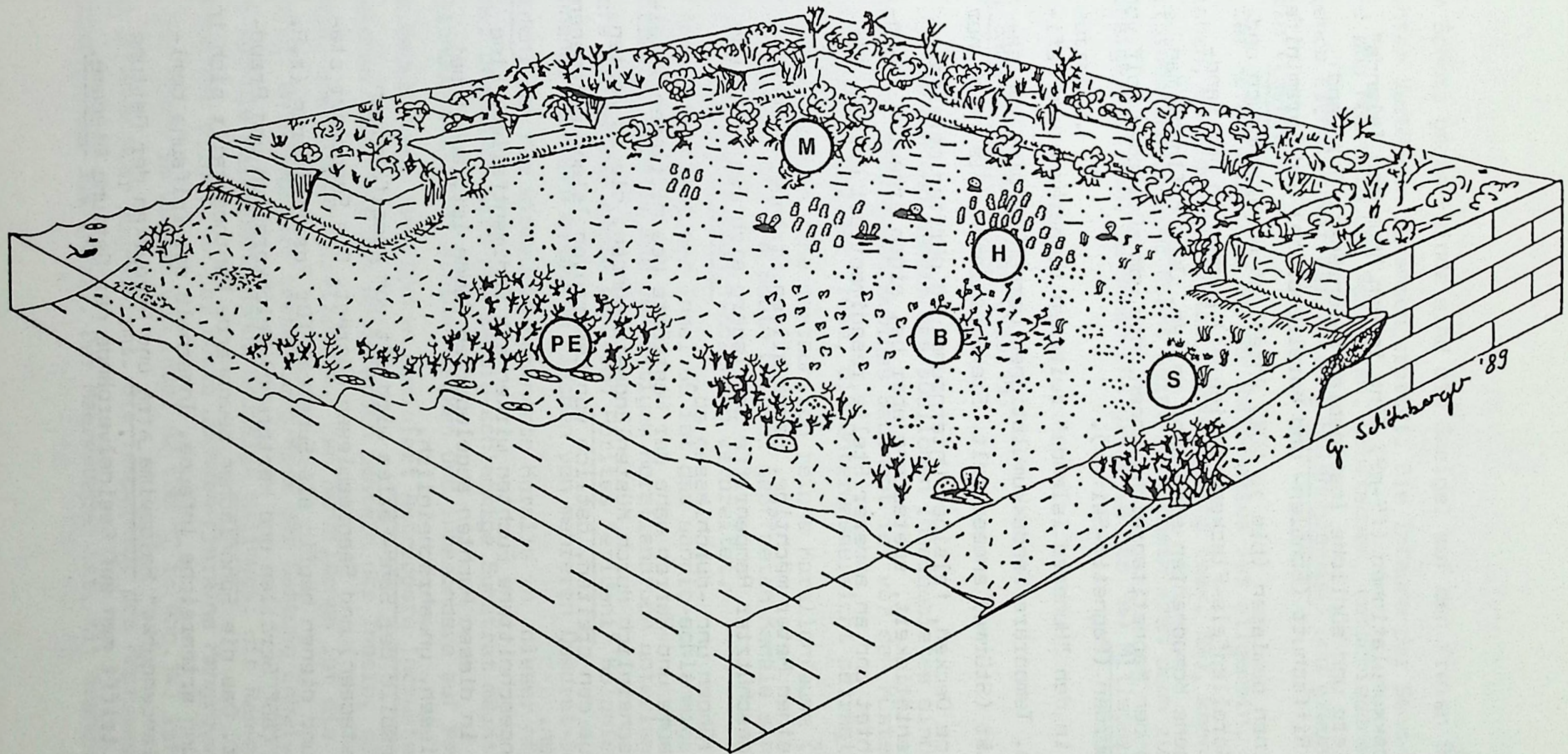


Abb.19 Rampenriff der niedrig-energetischen Zonen

Typisches Rampenriff in einer geschützten Bucht der südlichen Hundred Islands (Kalksignatur=Hundred Islands Kalk). Im abgeschirmten, ufernahen Bereich sind Mangroven (M) verbreitet. Halimeda-Rasen (H) und Seegräser sind stabilisierende Siedler in den schlammigen Arealen. Sedimenttolerante Korallen (Überwiegend Goniopora sp.) siedeln auf einzelnen Felsbrocken. Hügelige Strukturen weisen auf rege Bioturbation im seewärts zunehmend sandigeren Sediment. Seegräser und Seeigel (S) sind häufige Siedler auf den Sandarealen, während Braunalgen (B) auf Korallenschutt dominieren. Im tieferen Bereich der Rampe sind ausgedehnte Porites "eridani"-Gerüste (PE) entwickelt. Diese ruhiggassertypische und sedimenttolerante Koralle ist stets mit der Gorgonarie Euplexaura vergesellschaftet.

Schematische Darstellung, nicht überhöht; Taucher zum Größenvergleich; Legende wie Taf.6.

### Die Sand-Fazies (Abb.19)

Großflächige Kalksandakkumulationen (fS-gS) sind in den "Hundred Islands" weitgehend auf das mittlere und südliche Inselgebiet beschränkt. Der Sand besteht überwiegend aus Riffschutt (Schalen- und Korallenbruch) und Foraminiferen. Er enthält stets einen gewissen (bis zu 40%) Anteil an Korallenbruch und Korallengeröll. Auch Korallenfels-Flecken (einige m<sup>2</sup>) können in der Sand-Fazies auftreten. Terrigene Komponenten sind sehr selten. Jedoch findet man gelegentlich an den Stränden Magnetitanreicherungen, die vom südlichen Golf von Lingayen eingeschwemmt wurden (Magnetit-Seifen).

Zu unterscheiden ist in den "Hundred Islands" zwischen temporären und definitiven Sandablagerungen. Temporäre Sandakkumulationen werden infolge von gesteigerter Wellenaktivität (Stürme) angesammelt. Sie überziehen, als meist nur wenige Zentimeter mächtige Decken, felsigen Untergrund und dürften bereits durch die "normale" Wellentätigkeit, spätestens aber bei einem erneuten Sturmereignis, wieder verfrachtet und an anderer Stelle resedimentiert werden. Sie wurden nicht auskartiert.

Definitive, mehr als einen Meter mächtige, Sande bilden Strände, bedecken den küstennahen Bereich geschützter Rampenriffe und lagern sich als Haken und Zungen hinter Inselvorsprüngen und -durchlässen ab.

Die verbreiteten Sandsäume und Barren nahe der Westküste des mittleren Inselgebietes entstanden wahrscheinlich durch Küstenlängsströmungen, die in Zeiten starker Seeganos Sande aus den breiten, östlich von Cabarruyan Island gelegenen Rampenriffen herbeiführten.

Tief in die Inseln eingeschnittene Fuchten wirken als Sedimentfallen. Eine weitere Verfrachtung der in diesen Fuchten abgelagerten Sande ist, außer bei sehr starken Sturmereignissen, unwahrscheinlich.

Das äußere Erscheinungsbild der Sand-Fazies wird oft von kegelförmigen Sandhügeln (grabende Crustaceen) und Seegraswiesen geprägt. Die Seegräser stabilisieren das Sediment und dienen häufig als Substrat für Foraminiferen (z.B. Sorites). Weiterhin sind (auf Geröll und Hartgrund) Weichkorallen und Braunalgen (Padina) verbreitet. Das die Sandflächen bewohnende Penthos teilt sich in eine artenarme Epifauna und artenreiche Infauna. Innerhalb der Epifauna dominieren die schwarze "Schlangengurke" Halodeima atra und Seegurken der Gattung Actinopyga. Gelegentlich trifft man auf Seeigelverbände der Gattung Diadema.

Zum Schutz gegen Feinde sind die Seeigel auf den freien Sandflächen oft zu dichten Verbänden zusammengerottet. Die Infauna der Sand-Fazies besteht vorwiegend aus Muscheln und Schnecken, Crustaceen, verschiedenen Würmern (z.B. gangbauende Eichelwürmer der Gattung Balanoglossus) und grabenden irregulären Seeigeln (Lovenia).

Der Korallenbewuchs in der Sand-Fazies ist allgemein, wohl aufgrund des weichen, mobilen Substrates, recht gering (max. 5%), kann jedoch auf lokalen Hartgrundflecken sehr dicht sein. Dort dominieren dann zumeist massive, kleinwüchsige Korallen, zu denen oft große (Ø bis 1m) Millepora platyphylla Kolonien hinzutreten.

#### Die Sand-Schlamm-Fazies (Abb.19)

Die Becken und Kanäle des südlichen Inselgebietes sind zumeist nur noch 1-2 Meter tief. Sandig-schlammiges Sediment ist vor den Küsten der dortigen Inseln verbreitet. Trotz der Trübe, die Unterwassersicht beträgt meist unter einem Meter, wurde noch eine erstaunlich reiche Korallenfauna (Tab.5) angetroffen. An den Nordenden der zum South Channel geöffneten Kanäle sind sogar noch große (Ø 1-2m) Porites "eridani"-Kolonien verbreitet.

An der Ostküste der Insel 66 ist das sandig-schlammige Substrat nur wenige Zentimeter mächtig und von ästigem Korallenbruch unterlagert. In 1-2 m Wassertiefe findet man große (Ø 2-3m) Porites "eridani" Kolonien. Dicht beieinanderstehende Kolonien bedecken Flächen von mehreren Quadrat-Dekametern. Porites eridani ist die eindeutig dominante Koralle in dieser mäßig abgeschirmten Zone. Uferwärts wird das sandig-schlammige Substrat mächtiger und der Korallenwuchs ist auf kleine Flecken und insbesondere auf Kalkblöcke beschränkt. Als Bewuchs auf den Blöcken dominiert Astreopora incrustans. Die Kalkblöcke bestehen nicht aus dem anstehenden Gestein der Inseln, sondern aus abgestorbenen, umkrusteten Korallen. Auf den Sandflächen ist die Braunalge Padina sehr häufig. Untergeordnet treten Seegräser der Gattung Enhalus hinzu. Weit verbreitet ist die kalkabscheidende Grünalge Halimeda, die Rasen von einigen Quadrat-Dekametern bildet. An der Küste wachsen einzelne Mangroven.

Die Bucht im Westen von Insel 82 (UW 12 in Abb.14) ist ca. 0,5-2 m tief und vom offenen Meer abgeschirmt. Die Temperatur des Meerwassers lag bei 30°, die Salinität bei 34‰ (März). Der Meeresboden ist, mit Ausnahme vereinzelter klei-



ner Korallenfels-Brocken (wenige dm<sup>3</sup>), sandig-schlammig. Mehrere Dezimeter hohe Sandkegel weisen auf eine starke Bioturbation im Sediment hin. Auf dem Sediment leben vereinzelt Röhrenschwämme, Seegurken (dünne, längliche Formen) und (sehr wenig) Seesterne. Häufigste Siedler sind Grünalgen der Gattung Halimeda, die Flächen von mehreren hundert Quadratmetern besiedeln. Im Sediment fällt der hohe Anteil von Skelettelementen (Kalkplättchen) dieser kalkabscheidenden Alge auf.

Im Gegensatz zur Ostküste von Insel 66, fehlen südlich von Insel 82 größere Korallengerüste. Der Korallenwuchs ist auf einzelne Felsbrocken beschränkt und die Kolonien erreichen nur noch selten Durchmesser um 2-3 dm.

An den Rändern und Becken, insbesondere aber in den Buchten, des südlichen Inselgebietes, siedeln Mangroven. Die früher (Luftbilder 1966) noch dichten Mangrovenwälder sind mittlerweile durch Abholzung stark dezimiert.

#### Die "outer reefs" (Taf.4/4)

Etwa einen Kilometer nordwestlich der Hundred Islands liegt ein in keiner Karte namentlich verzeichnetes Areal, das von den Einheimischen "outer reefs" genannt wird. Es ist etwa einen Quadratkilometer groß und ragt maximal etwa 10 m über die Beckensedimente (-25m) auf. Das Echolotprofil C-C' (Abb. 13) zeigt, daß es sich bei den "outer reefs" nicht um eine zusammenhängende Plattform, sondern um ein in Becken und Schwellen gegliedertes Areal handelt, das flach nach Norden abfällt. Die "outer reefs" sind, wegen der Trübe im Golf von Lingayen, von der Meeresoberfläche aus nicht zu erkennen.

Wegen der kräftigen Dünung und der damit verbundenen starken Wassertrübe (aufgewirbeltes Sediment; Unterwassersicht 1-2 m), können die "outer reefs" in den Wintermonaten nur an wenigen Tagen im Monat sinnvoll betaucht werden. Eine detaillierte Erforschung war aus Zeitgründen nicht möglich, jedoch wurden einige Übersichtstauchgänge durchgeführt.

Der Korallenbewuchs in den "outer reefs" beträgt etwa 10-20%. Etwa die Hälfte der Polypen sind jedoch tot. Generell dominieren plattige und massive Korallen (Pachyseris sp., Mycedium sp., Symphyllia sp., Lobophyllia sp., Favia sp. und Porites "lutea"). Aber auch Acropora-Kolonien (Acropora "hyacinthus", - "formosa") sind verbreitet. Die Durchmesser der Kolonien sind, im Vergleich zu den Korallen im Inselgebiet, recht groß (meist um 1m). Neben den Korallen sind Gorgonarien (Juncella) und Weichkorallen sehr häufig (um 20%).

Tab.5 Korallen der Sand-Schlamm-Fazies (Hundred Islands)

Areale je 2000 m<sup>2</sup>; Koloniegrößen, wo nicht anders angegeben, max. 2-3 dm.

Beobachtungsstelle	östl. Insel 66	Insel 82 (Uw 12 in Abb.14)
<u>Pocilloporidae</u>		
Seriatopora hystrix	X	
Stylophora pistillata	X	
Pocillopora damicornis		X
<u>Acroporidae</u>		
Astreopora incrustans	X	X
<u>Agariciidae</u>		
Pavona decussata	X	
Pavona cactus	X	
Pavona sp.	X	
<u>Fungiidae</u>		
Cyloseris sp.	X	
<u>Poritidae</u>		
Porites "eridani"	X (bis 2m)	
Porites "lutea"	X (bis 0,5m)	X
Goniopora sp.	X	X (häufig)
<u>Faviidae</u>		
Favia fava	X	X
Favites flexuosa		X
Cyphastrea sp.	X	X
<u>Merulinidae</u>		
Merulina ampliata	X	X
<u>Trachyphyllidae</u>		
Trachyphyllia geoffroyi	X	X
<u>Pectiniidae</u>		
Pectinia alvicornis		X
<u>Helioporidae</u>		
Heliopora coerulea	X	
<u>Milleporidae</u>		
Millepora platyphylla	X	
Millepora tenella	X	

5.2.6. DIE BECKENFAZIES

Eine detaillierte Bearbeitung der Beckensedimente in den Hundred Islands war nicht Gegenstand der vorliegenden "Riff-Arbeit". Dennoch war es von Interesse - besonders im Hinblick auf die Deutung fossiler Biomikrite (Mudstones, Wackestones) - herauszufinden, in welchem Maße die schlammig-tonigen Sedimente des Golfes von Lingayen einerseits, die bioklastischen Riffsedimente andererseits, die Zusammensetzung der Beckensedimente beeinflussen.

Hierzu wurden im Inselgebiet 53 gestörte Sedimentproben mit einem Hand-Backengreifer entnommen. Die Entnahmestellen lagen jeweils in der Nähe der Beckenachsen. Die Achsennähe wurde mit dem Echolot kontrolliert, die Entnahmestellen eingemessen und in die Fazieskarte der Hundred Islands übertragen (Taf.7).

Tab.6 Einteilung und Benennung der feinkörnigen (unter 2mm) Beckensedimente in den Hundred Islands und Beziehung zur mikrofaziellen Bezeichnung von Sedimentgesteinen nach DUNHAM 1962.

Korngröße		Benennung	
Matrix <0.063 mm ∅	Sand (2-0,063 mm) ∅	Lockersediment	Sedimentgestein (nach DUNHAM 1962) ohne feste Grenzwerte
100 %	0 %		
90 %	10 %	Schlamm	Mudstone
75 %	25 %	sandiger Schlamm	Wackestone
50 %	50 %	Sandschlamm	
25 %	75 %	Schlammisand	Packstone
10%	90 %	schlammiger Sand	
0%	100 %	Sand	Grainstone

## Beschreibung und Zonierung der Beckensedimente

### a) Komponenten (Fraktionen >0,063 mm)

Im Schlamm, der laut Definition weniger als 10 % Komponenten enthält, sind Grob- und Mittelsand nur zu einem sehr geringen Prozentsatz vertreten. Es dominieren Bruchstücke von glatten dünnen Muschelschalen. Weniger häufig sind kleinwüchsige benthonische Foraminiferen.

Einen größeren Anteil an Komponenten hat der Feinsand, wobei Kalkdetritus über vereinzelte planktonische Foraminiferen (Orbulina, Globigerina) dominiert. Innerhalb des Kalkdetritus kann man lediglich Bruchstücke mit hoher Sphärizität (subangular bis angular), wahrscheinlich Reste massiver Kalkskelette (z.B. Korallen), vom (weniger häufigem) Schalenbruch (angulare Bruchstücke glatter, dünnschaliger Muscheln) unterscheiden (Pinokular). Gesteinsfragmente (Magmatite) sind äußerst selten.

In den verlandenden Bereichen des südlichen Inselgebietes enthält der Schlamm oft große Mengen torfähnlichen, pflanzlichen Materiales.

Auch in den sandigen Schlammern und Sandschlammern dominiert Kalkdetritus über Biogene. Wiederum kann der Detritus grob in Klaster mit hoher und niedriger Sphaerizität unterteilt werden, wobei erstere in riffnahen Gebieten gehäuft auftreten. Schwammnadeln, Weichkorallen- und Gorgonariensklerite sind stets verbreitet, Lithoklasten dagegen sehr selten.

Unter den vorkommenden Biogenen dominieren benthonische Foraminiferen:

- im nördlichen Inselgebiet Amphistegina und Calcarina
- im mittleren Inselgebiet Operculina ammonoides
- im südlichen Inselgebiet Elphidium

Planktonische Foraminiferen sind selten. Als weitere Biogene kommen juvenile Muscheln und Gastropoden, sowie Ostracoden vor.

Auch unter den in Schlammisanden, schlammigen Sanden und Sanden vorkommenden Komponenten dominieren Kalkbruchstücke (überwiegend Korallen- und grober Schalenbruch). Schwammnadeln, Weichkorallen- und Gorgonariensklerite sind häufig. Trotz der gelegentlich an den Sandstränden des Inselgebietes beobachteten Magnetitanschwemmungen, sind Lithoklasten kaum im Sediment vorhanden.

In der grobsandigen Fraktion kamen neben dem Kalkdetritus benthonische Foraminiferen in großer Zahl vor:

- in den Sanden aus den höher energetischen Zonen (Wassertiefe 15-20 m) ist eine Amphistegina-Calcarina Vergesellschaftung charakteristisch;
- in gemäßigteren Zonen tritt Heterostgina zu der oben genannten Vergesellschaftung hinzu;
- in den flachen, gut geschützten Bereichen des südlichen Inselgebietes ist Operculina ammonoides, neben kleinwüchsigen Foraminiferen der Gattung Elphidium, sehr häufig.

Diese Foraminiferenverbreitung stimmt im wesentlichen mit den Ergebnissen von REISS & HOTTINGER (1984: 283) aus dem Golf von Aqaba überein. Bemerkenswert ist jedoch, daß nach den genannten Autoren Operculina ammonoides in Wassertiefen von 40-80 m besonders häufig ist, während sie in den Hundred Islands in großer Zahl im flachen (wenige Meter) südlichen Inselgebiet vorkommt. Dies könnte darauf hindeuten, daß nicht primär die Wassertiefe, sondern niedrige Wasserenergie für die Verbreitung von Operculina ammonoides verantwortlich ist.

Korallenkonglomerate, aus faust- bis kopfgroßen Korallengeröllen in sandiger Matrix, sind in der unmittelbaren Nachbarschaft der hochenergetischen Terrassenriffe verbreitet. Bei den Geröllen handelt es sich um stark rotalgenumkrustete Korallenkolonien. Diese wuchsen in ruhigeren Jahren auf den Dächern der exponierten Terrassenriffe, wurden wahrscheinlich durch sehr hohe Wellen (Taifunwellen) losgerissen und in das primär sandige Beckensediment umgelagert.

Der Komponentengehalt in den Beckensedimenten ist generell in den exponierten Becken am höchsten (Sande, Korallenkonglomerate) und wird mit abnehmender Exposition geringer (schlammige Sedimente). In den Sanden ist die Nähe der Riffe durch den hohen Anteil an Riffschutt gut dokumentiert. Dagegen sind in den Schlammen der Ruhigwasserbereiche, trotz unmittelbarer Nähe (meist 50-100 m) von Rampenriffen, oft nur wenig Riffklasten enthalten.

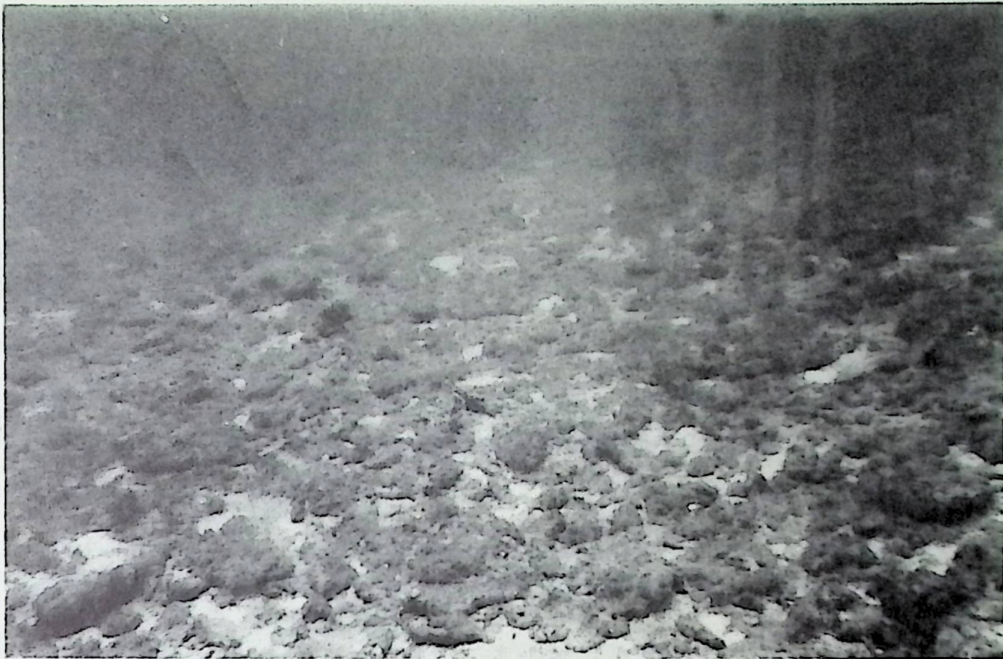


Abb. 20 Beckenfazies - Korallenkonglomerat  
Größe der Korallengerölle: wenige dm; Lokalität: ndl. I 15; Tiefe: 23m.

b) Matrix

Die Matrix (Silt/Ton-Fraktion) wurde auf ihren nichtkarbonatischen Rückstand hin untersucht. Die nichtkarbonatischen Rückstandswerte (Gewichtsprozent) lagen meistens in einem Bereich zwischen 35% und 45% (Mergel nach CORRENS 1968).

Die Rückstandsgehalte (in der Matrix, nicht im Gesamtsediment!) steigen mit der Nähe des jeweiligen Beckens zum Golf von Lingayen hin deutlich an. Im nördlichen Inselgebiet und an dessen Ostrand sind sie am höchsten und nehmen nach Südwesten hin ab. Mit 65,4 % (Tonmergel) Rückstand erreichte eine Probe vom Ostrand des Inselgebietes (Probe 44) einen Maximalwert, während eine auf nahezu gleicher Höhe gelegene Probe aus der Lucap Bay (Probe 45) mit 24,3% (Mergelkalk) einen Minimalwert aufwies. In der südlichen Lucap Bay wird anscheinend ein großer Teil des feinkörnigen, aus nördlich gelegenen Riffen (z.B. Rampenriffe vor Cabarruyan Island) herantransportierten, Abriebes sedimentiert.

Tab.7 Korngrößenverteilung (Gewichtsprozent) und nichtkarbonatischer Rückstand (der Matrix) in den Sedimentproben aus der Beckenfazies der Hundred Islands.

\* überwiegend pflanzliches, torfähnliches Material; + weniger als 0,5%;  
 K visuell erkanntes Korallenkonglomerat (vgl. Abb.20), Korallengerölle (Ø im dm-Bereich) bei der Probennahme nicht erfaßt.

Probe Nr.	>2	2-0,63	0,63-0,2 mm	0,2-0,063	<0,063 (Matrix)	unlösli. Rückst.	Probe Nr.	>2	2-0,63	0,63-0,2 mm	0,2-0,063	<0,063 (Matrix)	unlösli. Rückst.
1	1,7	8,9	15,7	17,8	55,9	43,1	28	+	+	+	4,3	95,7	41,8
2	K64,8	8,4	13,1	10,2	3,5	63,9	29	+	+	+	4,9	95,1	51,5
3	+	+	0,0	5,2	94,8	55,6	30	+	+	6,5	44,3	49,2	55,8
4	13,2	36,2	18,9	6,5	25,4	63,7	31	+	+	6,0	44,9	59,1	56,3
5	0,0	+	+	2,9	97,1	41,2	32	+	+	6,2	39,8	54,0	61,2
6	+	+	1,8	19,5	78,9	46,3	33	0,0	+	+	9,6	90,4	45,2
7	+	+	0,0	8,7	91,3	49,6	34	0,0	+	2,8	12,1	85,1	55,6
8	21,6	60,3	3,8	3,5	11,0	59,7	35	0,0	+	+	7,5	92,5	30,3
9	K11,6	70,2	10,9	1,8	5,4	63,5	36	+	+	8,7	24,2	67,1	37,2
10	+	+	1,0	27,4	71,6	55,2	37	+	+	+	6,9	93,1	39,7
11	3,7	67,9	16,7	3,7	8,0	63,8	38	0,0	+	4,4	31,6	64,0	45,3
12	K83,2	8,9	5,5	0,9	1,5	62,7	39	4,7	28,0	32,2	16,9	18,2	45,9
13	4,6	47,9	41,3	3,6	2,6	63,9	40	60,8	12,4	12,9	10,4	3,5	62,8
14	+	+	3,8	34,4	61,8	64,4	41	0,0	+	2,3	15,3	82,4	46,6
15	+	+	+	2,0	98,0	39,6	42	+	+	+	5,6	94,4	31,1
16	+	+	+	8,5	91,5	63,7	43	+	+	11,1	20,1	68,8	39,9
17	+	+	2,8	23,9	73,3	65,3	44	+	1,6	10,0	46,7	41,7	65,4
18	5,1	10,7	22,7	37,8	23,7	63,6	45	0,0	+	+	+	100	24,3
19	+	+	+	2,3	97,7	37,3	46	+	+	+	5,8	94,2	32,3
20	+	+	+	3,9	96,1	41,2	47	+	+	+	2,3	97,7	33,2
21	+	+	4,7	20,4	74,9	39,4	48	0,0	+	+	2,3	97,7	37,9
22	0,0	+	+	9,5	90,5	33,0	49	0,0	1,5	17,6	44,7	36,2	52,6
23	3,0	3,4	1,8	12,2	79,6	40,6	50	0,6	0,7	1,6	4,6	92,5	55,2
24	+	+	+	9,0	91,0	42,1	51	+	+	+	9,1	90,9*	57,1
25	+	+	+	5,0	95,0	52,0	52	+	+	+	10,0	90,0*	58,9
26	4,2	20,4	31,0	31,0	13,4	59,7	53	+	+	12,9	28,1	59,0*	61,2
27	+	+	+	7,8	92,2	43,1	LG	+	+	+	10,9	89,1	58,9

### 5.3. UW-BEOBACHTUNGSSTELLEN VOR DEN KÜSTEN DER PANGASINAN-HALBINSEL (UW 1-14)

In den Hundred Islands wurden erstmals ausführliche Studien im Bereich der Pangasinan-Halbinsel durchgeführt, die sich umfassend mit der Entwicklung der dortigen Riffbildungen beschäftigten. Die Hundred Islands sind jedoch ein kleinräumiges Riffgebiet, mit nur sehr schmalen Riffen. Es konnten dort zwar die verschiedensten Riff- und Riff-Fazies-Typen auf engem Raum optimal studiert werden, aber die dabei gewonnenen Ergebnisse können nicht ohne weiteres als repräsentativ für die gesamte Pangasinan-Halbinsel gelten. Deshalb wurden die Untersuchungen auf 14 weitere, rings um die Halbinsel verteilte, Beobachtungsstellen ausgedehnt (vgl. Abb.2).

#### 5.3.1. DER RAMPENRIFFKOMPLEX AN DER OSTKÜSTE DER PANGASINAN-HALBINSEL (UW 1-7)

Auf dem Satellitenbild (Abb.8) sind östlich von Cabarruyan Island Flachwasserareale zu erkennen, die sich horn- und hakenförmig nach Nordosten in den Golf von Lingayen hinein erstrecken. Seitlich werden diese Gebiete durch etwa NE-SW streichende Becken scharf begrenzt. Geländebeobachtungen zeigten, daß es sich bei den Flachwasserarealen um schmale Riffsäume und Sandbarren handelt, die über dem Meeresspiegel oder im Gezeitenbereich liegen. Im Lee der Riffe bzw. Sandbarren erstrecken sich flache (maximal wenige Meter Wassertiefe), lagunenähnliche Sandareale.

Von einer der Sandbarren (Panacalan Island) aus, wurde ein Echolotprofil in östliche Richtung gefahren (Profil D-D', Abb. 21, n. Seite). Es zeigt, daß der Meeresboden rampenförmig flach seewärts abfällt und in Becken und Schwellen gegliedert ist. Das Relief verflacht etwa 2 km östlich der Insel (Wassertiefe ca. 20m). Die Becken gewinnen dann an Breite, während die Schwellen an Höhe verlieren.

Das östlich der Hundred Islands gefahrene Echolotprofil (A-A'; Abb.13) und die Tiefenangaben in der Seekarte deuten darauf hin, daß sich die Becken-Schwellen Gliederung östlich von Panacalan Island noch einige Kilometer weit über die gefahrene Echolotstrecke hinaus, in den Golf von Lingayen hinein, fortsetzt.

Sieben Beobachtungsstellen (UW 1-7) wurden auf der Rampe im Osten der Pangasinan-Halbinsel betaut.



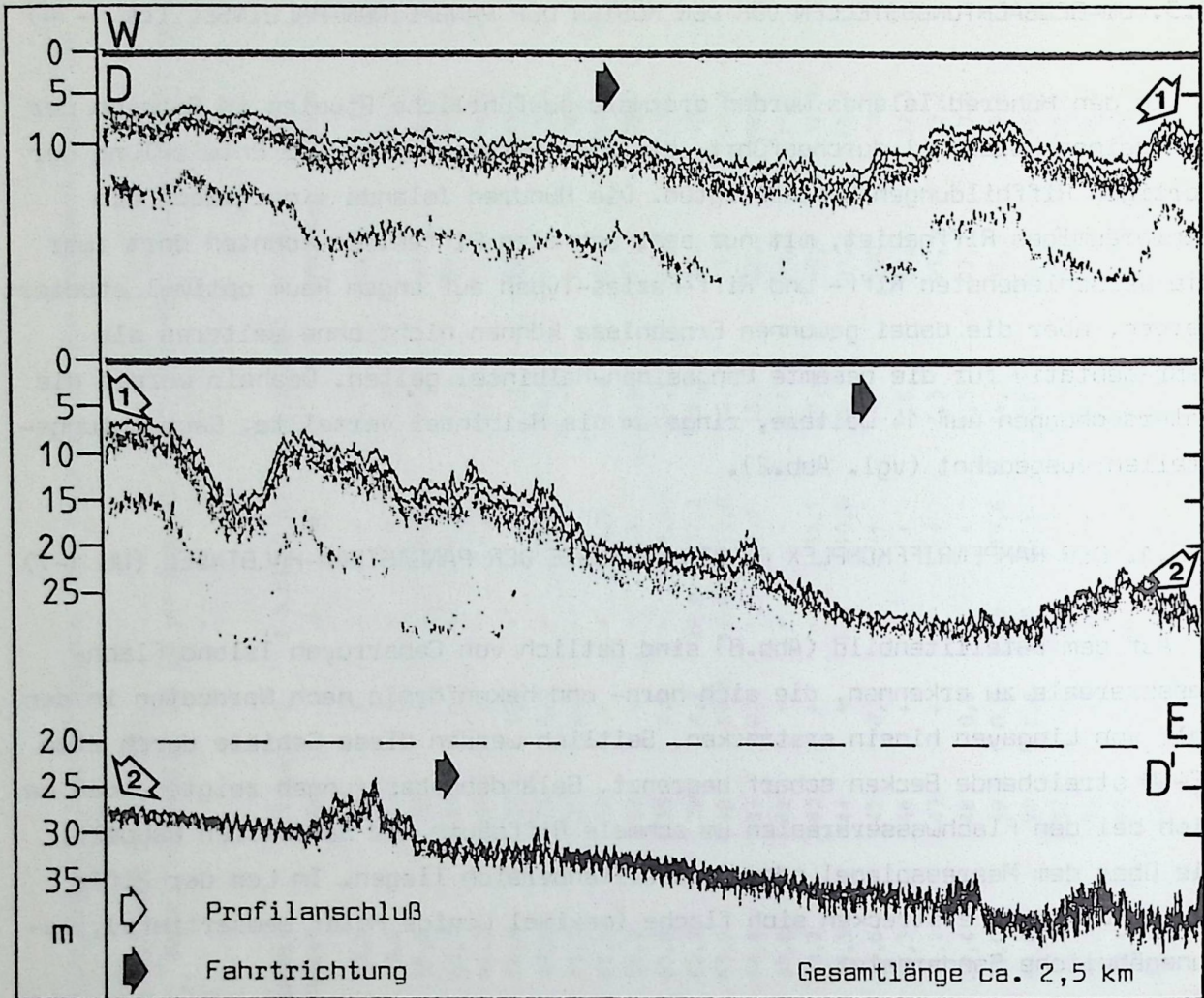


Abb. 21 Echolotprofil D-D'; Profillage s. Abb. 2  
Morphologie des Rampenriff-Komplexes östl. Panacalan Island.

Tab. 8 Liste der bei Uw-1 vorkommenden Korallen; ca. 1000 m<sup>2</sup> Beobachtungsfläche;  
\* = häufige Korallen; mittlere Koloniegrößen in Klammer.

SCLERACTINIA

Pocilloporidae

Pocillopora sp. (0,4m)

Seriatopora hystrix (0,1m)

Acroporidae

Acropora hyacinthus \* (0,5m)

Acropora formosa \* (1,5m)

Acropora incrustans (1,0m)

Poritidae

Porites lutea \* (0,5m)

Faviidae

Favia sp. \* (0,3m)

Favites sp. \* (0,5m)

Cyphastrea sp. \* (0,5m)

Diploastrea heliopora \* (1,0m)

Echinopora lamellosa \* (0,5m)

Hydnopora sp. (2,0)

Oculinidae

Galaxea fascicularis \* (0,1-0,2m)

Mussidae

Symphyllia sp. (0,5)

HYDROZOA

Millepora tenella \* (1m)

Millepora dichotoma \* (1m)

### UW-1

Bei UW 1, in wenigen Metern Wassertiefe, besteht der größte Teil des Meeresbodens aus mächtigem, dicht gepacktem Riffschutt (überwiegend zerbrochene Korallenäste). Hinzu treten umgekippte, teils zerbrochene Korallenschirme und Korallengerölle. Kalksand hat einen Anteil von ca. 10% am Substrat. Die Besiedlungsdichte durch Korallen liegt bei etwa 5-10% (vgl. Tab.8) Einzelne Felsenpfeiler (1-2 m hoch, ca. 1 m Durchmesser) aus abgestorbenen massiven Korallenkolonien, überragen den Untergrund und sind dicht (z.T. >50%) von Korallen besiedelt. Mit einer ähnlichen Bewuchsdichte sind Weichkorallen, neben Steinkorallen, häufigste Siedler im Riff. Algen und Gorgonarien sind kaum vorhanden.

Wie in der Taifun-Riff-Fazies der Hundred Islands sind auch bei UW-1 die Korallenpolyphen auf den zerbrochenen Korallenästen z.T. noch am Leben und haben den Bruch an den Kontaktstellen der Bruchstücke wieder verfestigt (Coenostheum). Im sehr flachen Wasser treten jedoch inkrustierende Rotalgen als Schuttverfestiger in den Vordergrund. Besonders im Gezeitenbereich ist der Schutt oft bis zur Unkenntlichkeit von Rotalgenkrusten überzogen. Generell läßt sich mit der Verflachung des Meeres eine Zunahme der Rotalgenkrusten feststellen.

Im Lee der Auftauchflächen fällt der Meeresboden auf wenige Meter Wassertiefe ab und geht in lagunenartige, seegrasbewachsene (Enhalus, Thalassia) Sandflächen über.

Fährt man von UW 1 weiter nach Norden, so quert man nördlich von Panacalan Island zunächst ein tieferes (ca. -25m) Becken, ehe man bei Tandoyong Island erneut auf Flachwassergebiete stößt.

### UW-2 (Nähere Umgebung von Tandoyong Island; vgl. Abb.22)

Tandoyong Island ist eine knapp über den Meeresspiegel aufragende Kalksandinsel ("cay"). Im Gegensatz zu Panacalan Island ist Tandoyong Island dicht von Palmen und Gestrüpp bewachsen und dadurch stabilisiert.

Zwischen dem Festland (Cabarruyan Island) und Tandoyong Island erstreckt sich eine ca. 2 km breite, seichte (Wassertiefe bis ca. 1m) Lagune. Über den, meist seegrasbedeckten (Enhalus, Thalassia), sandigen Launenboden erheben sich gelegentlich Korallenhorste. Seewärts der Insel setzt sich die Lagune weiter fort und endet nach etwa einem Kilometer an einer im Intertidal gelegenen

Schwelle aus unverfestigtem Riffschutt. Die Schwelle ist der höchste Teil eines schmalen (max. 100m) etwa 4 km langen Riffsaumes, der Tanduyong Island vorgelagert ist. Der Riffschutt besteht größtenteils aus Korallenästen, abgeriebenen Korallenschirmen und Korallengeröllen und ist nur an wenigen Stellen durch Rotalgen verfestigt. Seewärts geht der Schuttwall in eine dichte Korallengerüst-Fazies über. Dort sind in geringer Wassertiefe (Gezeitenbereich bis ca. 1,5 m) zunächst schirmförmige und gedrungen wachsende Acroporenarten (Acropora humilis, Acropora hyacinthus) dominant (Besiedlung 90-100%; vgl. Taf.3/1). Pocillopora sp. tritt untergeordnet hinzu (Acropora-Pocillopora-Vergesellschaftung). Weiter seewärts, bei 1,5 bis 2,5 Meter Wassertiefe, dominiert die ästige Koralle Acropora "formosa" (Taf.3/2). Im Verhältnis von etwa 3:1 besiedeln A. "formosa" und A. "hyacinthus" hier den Untergrund (Bewuchs ca. 80%). In etwa fünf Meter Wassertiefe beginnt der Meeresboden zu versanden und der Korallenbewuchs beschränkt sich weitgehend auf dicht besiedelte Flecken (dort 50-100%, sonst ca. 5%). Ästige Korallen kommen hier kaum mehr vor. An ihre Stelle treten überwiegend massiv-kugelige Korallen (Porites "lutea", Favia sp., Favites sp., Goniastrea sp., Montipora foliosa). Auf dem Sand sind zahlreiche Korallengerölle von ein bis zwei Dezimeter Durchmesser verstreut. Ab etwa sechs Meter Wassertiefe versandet der Meeresboden völlig (Bewuchs <1%).

Die geschilderte Korallenabfolge entspricht der "klassischen" Korallenzonierung im Sinne von ROSEN (1971; Pocillopora-, Acropora-, Porites-assemblages) und bestätigt zugleich die in den UW-Profilstudien der Hundred Islands erkannte Korallenzonierung.

#### UW-3 (ca. 2km östlich Tanduyong Island; vgl. Abb.22)

Ebenso wie östlich von Panacalan Island ist auch östlich von Tanduyong Island der Meeresboden über mehrere Kilometer hinweg in Becken und Schwellen gegliedert. Etwa zwei Kilometer östlich der Insel wurde eine, in ca. 12 m Wassertiefe (Basis ca. 18 m) gelegene, Schwelle betaucht (UW-3).

Ganz ähnlich wie in den Flachwassergebieten bei UW-1, besteht die betauchte Schwelle zum weitaus größten Teil aus ästigem Korallenschutt. Die meisten Bruchstücke stammen von zerbrochenen Acropora "formosa" Kolonien. Der Schutt ist, ebenso bei UW-1, z.T. an den Kontakten der Bruchstücke durch Kalkkrusten verbunden. Waren bei UW-1 jedoch inkrustierende Rotalgen die Haupt-Kalkabscheider, so treten bei UW-3 lebende Korallenpolypen in den Vordergrund. Sie ver-

kitten durch die Ausbildung eines neuen Coenosteums die zerbrochenen Äste. Diese sind zusätzlich so stark ineinander verhakt, daß die gesamte Schuttansammlung zumindest gegenüber normalen Wellen resistent ist (Taifun-Riff-Fazies).

Der Anteil an lebenden Korallenfragmenten im Schutt ist nur schwer abzuschätzen, dürfte aber unter 20% liegen. Der sonstige Bewuchs der Schwelle durch riffbildende Korallen liegt bei etwa 10%. Neben Acropora "formosa" sind Millepora tenella/dichotoma, Acropora "hyacinthus", Euphyllia sp., Plerogyra sp., Mycedium sp. und Diploastrea sp. verbreitet. Dominante Siedler sind jedoch Weichkorallen, die auf abgestorbenen Korallengerüsten (Bruch) eine Bewuchsdichte um 20% erreichen.

Ein ausgedehntes, überwiegend sandiges, Flachwasserareal verbindet Tandoyong Island mit dem am Nordende von Cabarruyan Island gelegenen Cangaluyan Island.

Cangaluyan Island ist, ebenso wie Tandoyong Island, eine begrünte Sandbarre. Bei Niedrigwasser erkennt man, daß die Insel inmitten einer ausgedehnten Sandfläche liegt. Der Sand ist hauptsächlich mit Seegras (Thalassia, Enhalus) bewachsen (Seegras-Sand-Fazies). Im Umkreis der Insel (200-300 m) fällt der Meeresboden bei Ebbe trocken (Sandwatt).

#### UW-4 (Südlich von Cangaluyan Island)

Bei Beobachtungsstelle UW-4 ist das Meer ca. 1,5 m tief. Der Untergrund besteht aus überwiegend ästigem Riffschutt, aber auch zahlreiche, faust- bis kopfgroße Korallengerölle sind verstreut. Gelegentlich ist der Riffschutt von einer dünnen (bis 1cm dick) Sanddecke überzogen. Aufgrund der mangelnden Verfestigung und Topographie ist der Schutt nicht riffbildend. Die Fazies ist als Korallendetritus-Fazies zu bezeichnen. Auf dem Schutt siedeln vorwiegend Braunalgen (Turbinaria) und Gorgonarien (Euplexaura). Seegras ist selten. Korallen findet man nur vereinzelt. Unter ihnen überwiegen massive Formen (Goniastrea sp., Porites "lutea", Favia sp., Favites sp.). Auffallend war eine umgestürzte, weitgehend abgestorbene Kolonie von Porites "lutea" (Montastrea?), die einen Durchmesser von etwa drei Meter (!) besaß.

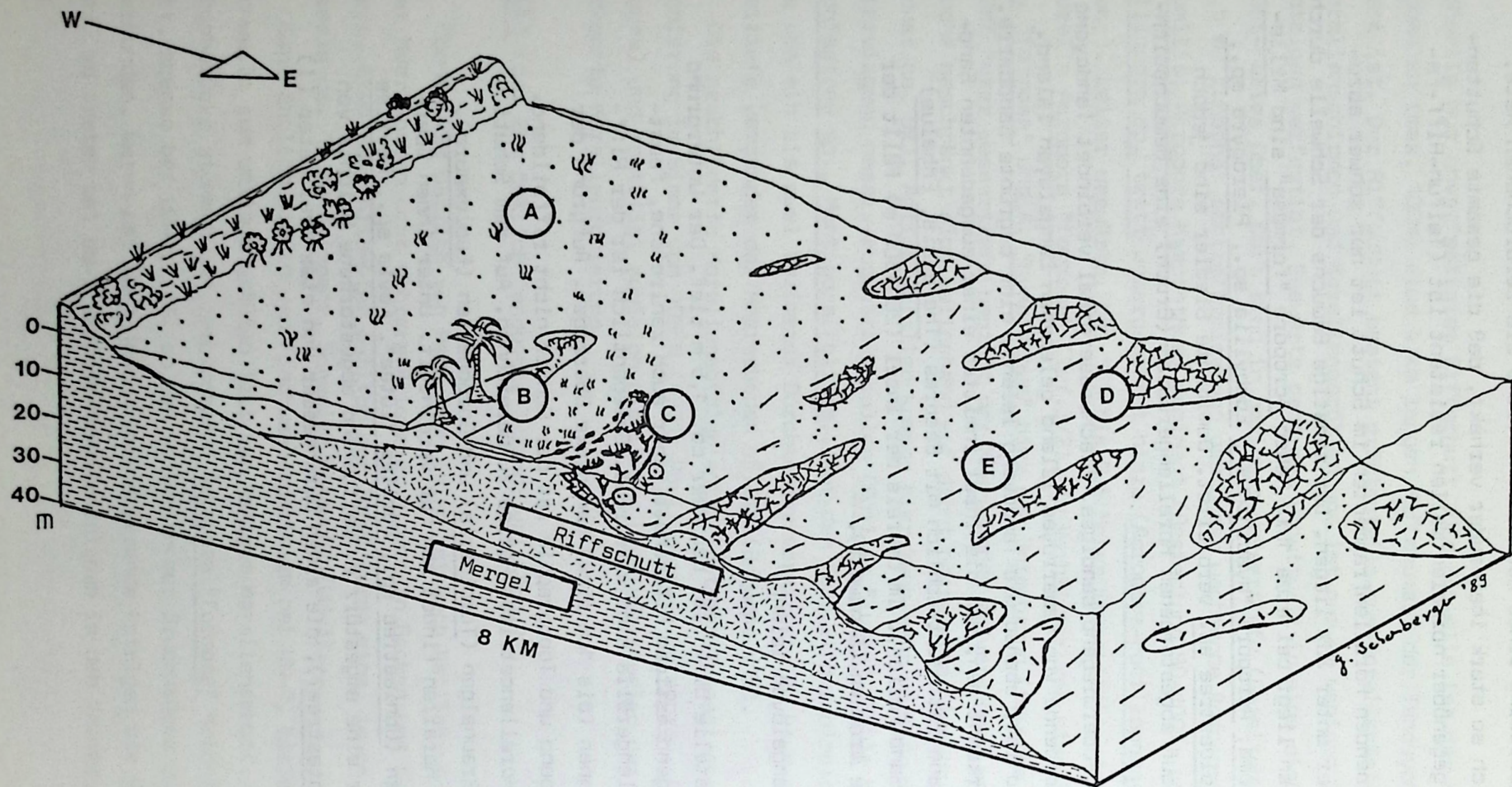


Abb.22 Rampenriff-Komplex

Nach Ulw-Beobachtungen und Echolotprofilen erstellte Skizze des Rampenriff-Komplexes im Osten der Pangasinan-Halbinsel. Eine ufernahe, lagunenähnliche (Seegrass-)Sand-Fazies (A), mit vereinzelt Sandinseln (B) und schmalen Riffsäumen (C), geht ohne deutlichen Gefälleknick in die, flach ( $<1^\circ$ ) seewärts einfallende, in Fleckenriffe (D) und sandig-schlammige Becken (E) gegliederte, Rampe über. Die beobachteten (bis -18m) Fleckenriffe - vermutlich auch der gesamte Rampenriff-Komplex - bestehen zum großen Teil aus, z.T. aktiv verfestigtem, Riffschutt (Taifun-Riff-Fazies). Über den inneren Aufbau des Riffkomplexes und über die flächenhafte Orientierung der Fleckenriffe liegen keine näheren Angaben vor.

UW-5 (Südöstlich v. Cangaluyan Island)

Weiter nach Osten wird der Meeresboden zunehmend sandiger und bei UW-5 stößt man, wie bereits östlich von Tandoyong Island (UW-3), in etwa 6-7 m Tiefe auf Fleckenriffe. Diese bestehen aus mäßig umkrusteten (Coenostheum) Korallenästen (Taifun-Riff-Fazies) und Korallengeröllen. Die Fleckenriffe sind von schlammig-sandigem Sediment umgeben. Hauptsiedler auf den Hügeln sind Gorgonarien (Euplexaura) und Weichkorallen. Riffbildende Korallen besiedeln die Schutthügel zu etwa 10%. Es treten zahlreiche Korallenarten auf, worunter jedoch keine Art auffallend häufig ist. Von einem Fleckenriff mit etwa 200 m<sup>2</sup> Flächenausdehnung wurden folgende Korallen bestimmt:

Tab.9 Liste der bei UW-5 vorkommenden Korallen

-----  
SCLERACTINIA

Pocilloporidae

Seriatopora hystrix

Acroporidae

Astreopora incrustans

Montipora foliosa

Acropora palifera

Acropora formosa (Bruch)

Agariciidae

Pachyseris rugosa

Fungiidae

Fungia sp.

Poritidae

Porites lutea

Porites eridani

Faviidae

Favia pallida

Favia sp.

Montastrea foliosa

Diploastrea heliopora

Oculinidae

Galaxea fascicularis

Merulinidae

Merulina ampliata

Mussidae

Lobophyllia

Trachyphyllidae

Trachyphyllia geoffroyi

Pectiniidae

Echinophyllia aspera

Mycedium elephantotus

Pectinia alcornis

Caryphyllidae

Euphyllia glabrescens

Plerogyra sinuosa

Dendrophylliidae

Turbinaria sp.

HYDROZOA

Millepora exaesa  
-----

Die Durchmesser der Korallenkolonien lagen überwiegend in einem Größenbereich zwischen zwei Dezimeter und einem Meter. Nur wenige Kolonien, insbesondere solche von Montipora sp., wiesen Durchmesser von mehr als einem Meter auf.

UW-6 (Nordöstlich von Cangaluyan Island)

Im Nordosten von Cangaluyan Island, bei UW-6, sind ausgedehnte (einige km<sup>2</sup>) Areale sehr dicht (oft zu 100%) von Korallen besiedelt (Korallen-Gerüst-Fazies). Dominante Korallen sind schirmförmige und ästige Acroporenarten. Die Kolonien haben häufig Durchmesser die einen Meter überschreiten. Auch massive Poriten mit großen Durchmessern sind verbreitet. Die generell im sehr flachen Wasser (Gezeitenbereich bis ca. 2m) verbreiteten Korallengerüste gehen seewärts mit flacher Neigung kontinuierlich in sandiges Sediment über.

UW-7 (Westlich von Cangaluyan Island)

Westlich von Cangaluyan Island, bei UW-7 stößt man in nur wenigen Metern Wassertiefe wiederum auf Fleckenriffe, die im Aufbau und Bewuchs (Braunalgen-Korallenbruch-Fazies, Taifun-Riff-Fazies) dem von UW-3 bereits beschriebenen Fleckenriff gleichen. Bei UW-7 beträgt die Bewuchsdichte durch Korallen etwa 20%. Braunalgen (Turbinaria, Sargassum, Padina) sind neben Weichkorallen und Gorgonarien (Euplexaura) die häufigsten Siedler. Unter den Korallen ist Millepora dichotoma sehr häufig und bildet stellenweise dichte Flecken, von mehr als hundert Quadratmetern Flächenausdehnung.

### 5.3.2. DIE RIFFKOMPLEXE VOR DER NORDKÜSTE DER PANGASINAN-HALBINSEL (UW-8,9,10)

#### UW-8 (Saumriff-Komplex bei Santiago Island)

Der im vorhergehenden Kapitel beschriebene, der Ostküste der Pangasinan-Halbinsel vorgelagerte, Rampenriff-Komplex endet nach Norden an einem etwa 45° streichenden, 15 m tiefen Becken. Nördlich des Beckens erkennt man auf dem Satellitenbild (Abb.8) einen Saumriffkomplex (Lagunensaumriff) um Santiago Island. Ein weiterer, jedoch deutlich schmalerer, Saumriff-Komplex erstreckt sich von Bolinao bis zur Nordwestecke der Halbinsel.

Nordwestlich von Santiago Island ist eine über weite Strecken (mehrere Kilometer) zusammenhängende, zum Meeresspiegel aufragende Riffkante entwickelt. Sie wird häufig von Brechern markiert und ist nach Luv (Nordwesten) orientiert. Gegen Südosten verliert der Saumriff-Komplex an Kontur und geht fließend in einen, überwiegend aus Riffschutt aufgebauten, Rampenriff-Komplex über. Letzterer gleicht weitgehend dem im vorigen Kapitel beschriebenen Rampenriff-Komplex und wird deshalb an dieser Stelle nicht näher behandelt.

Übersichtstauchgänge zeigten, daß der Saumriff-Komplex vor Santiago Island im wesentlichen einem "Standard-Saumriff" im Sinne von LONGMAN (1981), SCHUHMACHER (1982) und JAMES (1983) entspricht. Die wellenbrechende Riffkante (Rotalgen-Fels-Fazies und Korallengerüst-Fazies) geht seewärts in einen steilen, felsigen Riffhang über (Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies, untergeordnet Korallen-Gerüst/Rasen-Fazies). Nach Lee (landwärts) schließt sich an die Riffkante eine 6-7 m Meter tiefe, sandige Lagune (Sand-Fazies) an. Der Lagunenboden ist an vielen Stellen von Seegräsern (Seegras-Sand-Fazies), oft aber auch von dichten Halimeda-Rasen (Halimeda-Sand-Fazies) besiedelt. Auf den Seegräsern ist die Foraminiferengattung Sorites sehr häufig. Einzelne Korallenfels-Pfeiler und Fleckenriffe überragen den Lagunenboden. In Ufernähe ist ein typischer "Bootskanal" ausgebildet.

Eine über die Übersicht hinausgehende Bearbeitung des mehr als 50 km<sup>2</sup> großen Saumriff-Komplexes um Santiago Island, hätte den Rahmen der vorliegenden Arbeit gesprengt. Sie wäre zum gegenwärtigen Zeitpunkt auch wenig sinnvoll, da dieser Riff-Komplex gegenwärtig, im Rahmen eines mehrjährigen Forschungsprojektes, durch Biologen vom Marine Sciences Institute der University of the Philippines detailliert kartiert wird.



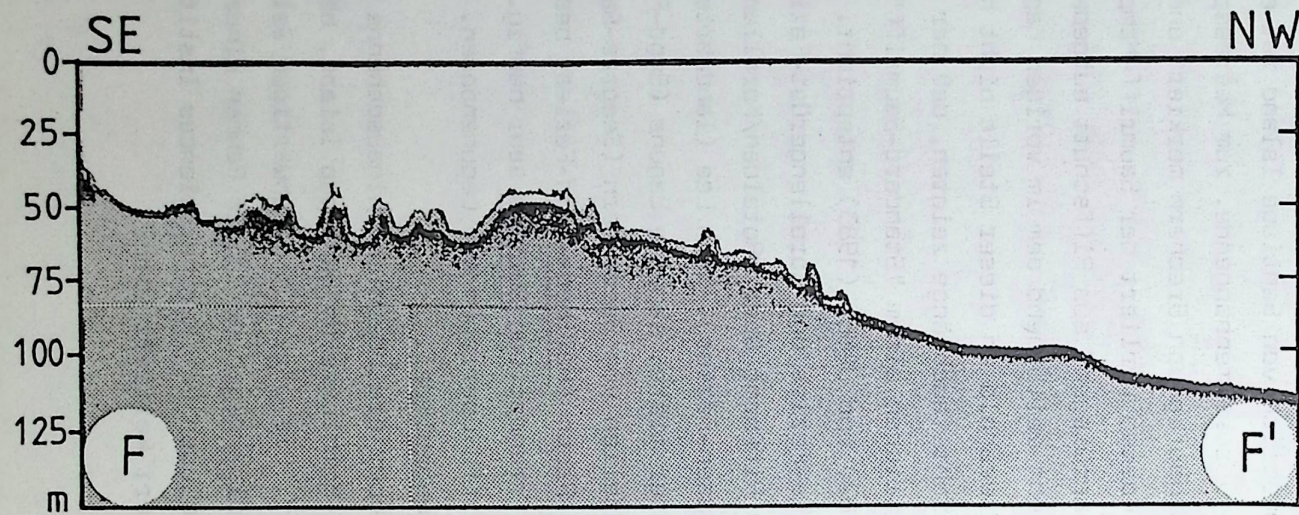
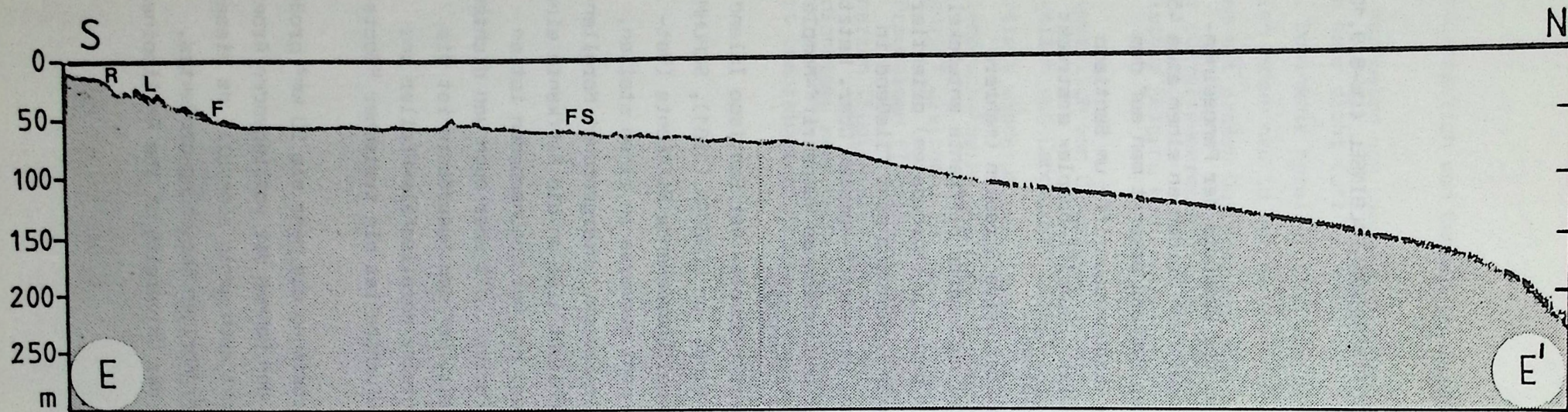


Abb.23 Echologprofile vor der Nordküste der Pangasinan-Halbinsel. Zu erkennen sind (Profil E-E') der Terrassenriff-Komplex (UW-10) mit Riffdach (R), "Labyrinthsystem" (L) und angrenzenden Fleckenriffen (F), sowie Fleckenriffe (Sedimentakkumulationen?) des tieferen Schelfes (FS). Profil F-F' zeigt Fleckenriffe, die dem Riffhang des Saumriffkomplexes vor Santiago Island (UW-9) unmittelbar vorgelagert sind.

Der zweite, sich von Bolinao aus bis zur Nordwestecke der Halbinsel erstreckende, Saumriff-Komplex gleicht, abgesehen von seiner wesentlich schmaleren, nach Südwesten stark auskeilenden Lagune, in Aufbau und Fazieszonierung dem Riffkomplex vor Santiago Island.

#### UW-9 (Nordwestlich von Santiago Island)

Bei UW-9 wurden, im Vergleich zur (im Anschluß ausführlich beschriebenen) Beobachtungsstelle UW-10, weder eine auffallend verschiedene Korallenfauna noch unterschiedliche Faziestypen angetroffen. Hingegen wich die morphologische Ausbildung des dortigen Riffes stark von dem bei UW-10 beschriebenen Terrassenriff ab.

Bei UW-9 ist nur eine schmale (ca. 50 m), sich unmittelbar seewärts an den Rotalgenrücken des Saumriffes anschließende, Felsplatte mit typischem Grat-Rinnen-System entwickelt. Von der Felsplatte führt ein steiler Abhang direkt zu einer, in 45 m Wassertiefe gelegenen, Sandfläche. Diese wird von felsigen Fleckenriffen überragt (Abb.23). Labyrinthartige Stockwerke (vgl. UW-10 u. Abb.23) sind nicht ausgebildet. Die, im Vergleich zu UW-10, wesentlich geringere Breite der Terrasse und das Fehlen eines Labyrinthsystemes, läßt sich mit dem Auskeilen der Riffkomplexe (Terrassenriff u. Saumriff) zu dem zwischen Santiago Island und dem Festland gelegenen Kanal erklären.

#### UW-10 (Terrassenriff-Komplex nördlich von Bolinao; vgl. Taf.5/2, Abb.23, 24)

Bei UW-10 schließt sich an den Rotalgenrücken des Saumriff-Komplexes, seewärts eine flach abfallende, mehrere Hundert Meter breite, "Felsplatte" an, die in geringer Wassertiefe ein typisches Grat-Rinnen-System (spur and groove system) aufweist. Die Oberfläche dieser Felsplatte ist so stark von Rotalgen überkrustet, daß ihr innerer Aufbau nicht zu erkennen ist. Die "Felsplatte" ist nur spärlich (<10%) von Korallen bewachsen (Rotalgen/Korallen-Fels-Fazies). Unter ihnen überwiegen inkrustierende und flach wachsende massive Formen. Häufigste Siedler sind Braunalgen (Padina). In zwölf Meter Wassertiefe ist die Platte durch einen steilen, bis etwa 20 m Tiefe hinabreichenden, Abbruch begrenzt.

Ab etwa 15 m Wassertiefe durchschneiden mehrere Meter tiefe, wenige Meter breite, Spalten den dort anstehenden Fels und formen eine labyrinthartige

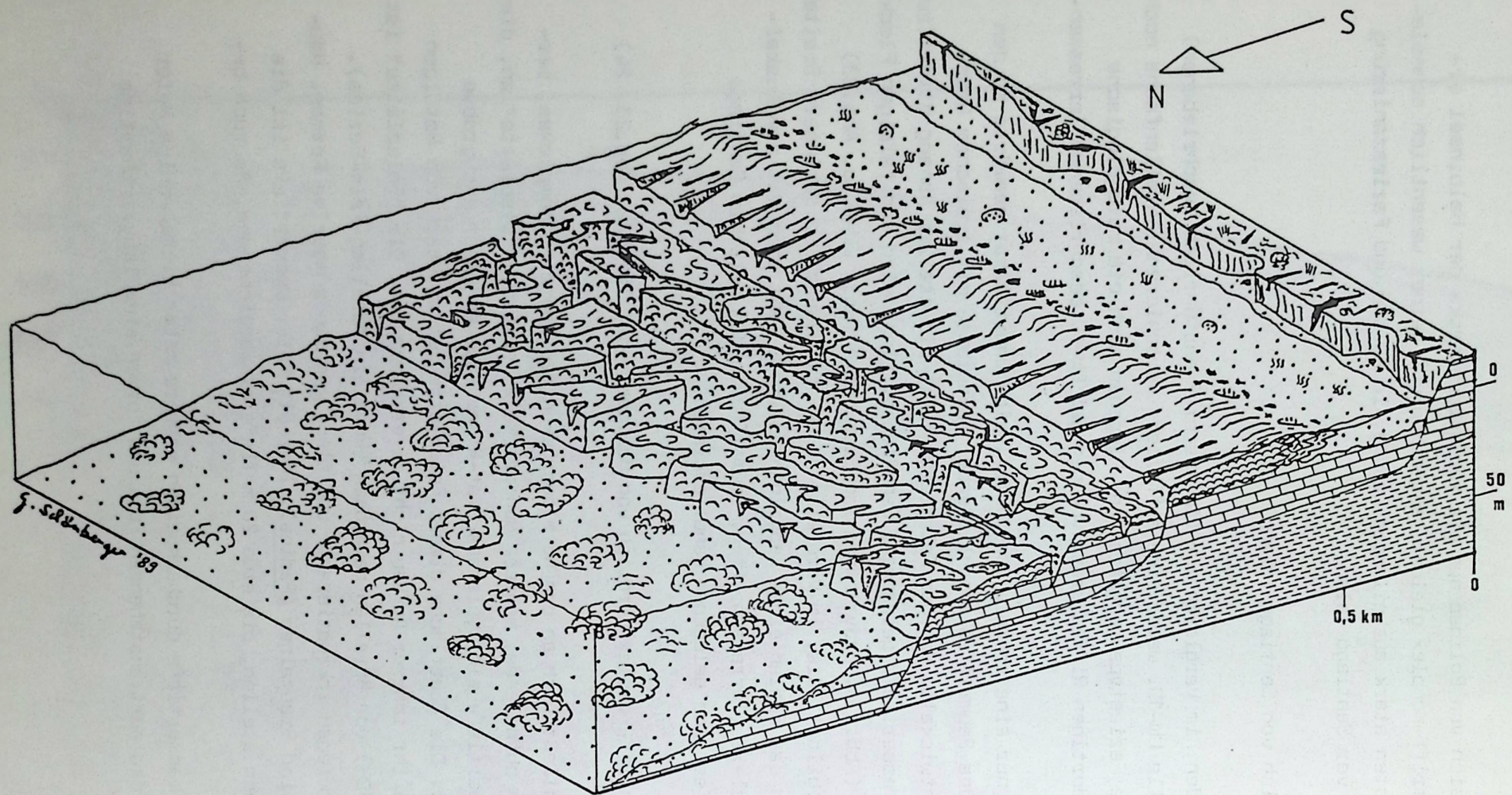


Abb.24 Skizze des Saum- und Terrassenriffkomplexes an der Nordküste der Pangasinan-Halbinsel (UW-10). Zu erkennen sind (von S nach N): der kliffbildende Kalk der Surip Formation, die sandige Lagune und die Riffkante des Saumriff-Komplexes, das felsige Riffdach und die Labyrinthstockwerke des Terrassenriff-Komplexes und seawärts vorgelagerte Fleckenriffe. Mergel (Strichsignatur) bilden die Basis des Riffsystems. Gezeichnet nach Echolotprofilen und UW-Beobachtungen (bis -50m).

Unterwasserlandschaft ("Labyrinthsystem"). Die Böden der Spalten sind mit Kalksand (gS) bedeckt (Taf.5/2). An den Schnittpunkten mehrerer Spalten entstanden sandgefüllte Becken. Vom Labyrinthsystem führt ein weiterer steiler Abbruch in etwa 35-40 m Wassertiefe. Dort verflacht das Relief stark. Über den nun größtenteils sandigen Meeresboden erheben sich felsige Fleckenriffe von einigen Metern Höhe und vielen hundert Quadratmetern Fläche (vgl. Taf.5/3; S.93).

Die Abbrüche der terrassierten Unterwasserlandschaft sind, ebenso wie die "Labyrinth", als Produkte von (relativen?, glazieo-eustatischen pleistozänen?) Meeresspiegelschwankungen zu interpretieren. Die Terrassen entstanden in Zeiten tieferen Meeresspiegels durch Abrasion, die "Labyrinth" durch Verkarstung des aufgetauchten Riffkalkes. Bei den Tauchgängen wurden häufig Karstwässer bemerkt (Schlierenbildung im Meerwasser durch Vermischung mit Süßwasser, Temperaturabfall).

Der Korallenbewuchs im Bereich der "Labyrinth" lag bei etwa 10-20 %. Im flacheren Wasser (bis ca. 25 m) dominierten massive und inkrustierende Korallen (z.B. Porites "lutea", Favia sp., Favites sp., Montastrea sp., Diploastrea sp., Cyphastrea sp.; Durchmesser wenige dm), in den tieferen Zonen große, plattige Formen (z.B. Hydnopora sp., Pachyseris rugosa, Mycedium sp., Echinophyllia sp., Merulina sp.; Durchmesser um 1m). Ästige und schirmförmige Korallen waren auf geschützte Nischen im felsigen Untergrund beschränkt. In etwa 25 m Tiefe wurde eine massive Korallenkolonie, mit ca. 4 m(!) Durchmesser und ca. 2m Höhe (Porites "lutea"?, Montipora?) beobachtet. Die Kalkalge Halimeda sp. war an den felsigen Abhängen stets verbreitet.

Eine Sedimentprobe aus einem "Labyrinthbecken" (Wassertiefe 25m) enthielt, neben der Sandfraktion, zahlreiche cm-große, rotalgenumkrustete Korallenfragmente, groben Schalenbruch und in auffallend hohem Maße Skelettelemente der Grünalge Halimeda. In der Sandfraktion waren Halimeda-Bruch, Kalkbruchstücke verschiedenster Herkunft und Foraminiferen häufig (Calcarina sp., Amphistegina sp. und untergeordnet Operculina ammonoides, Sorites sp.). Das gut ausgewaschene Sediment wäre im verfestigten Zustand als "Rudstone" (nach DUNHAM 1962) zu klassifizieren. Häufig waren, bis in Wassertiefen von 30 m, Wellenrippel im Sediment ausgebildet. Deren Höhen lagen im Bereich weniger Dezimeter, ihre Kammabstände bei etwa 1-2 Meter.

### 5.3.3. DER TERRASSENRIFFKOMPLEX VOR DER WESTKÜSTE DER PANGASINAN-HALBINSEL (UW 11-14)

Das Satellitenbild (Abb. 8) läßt vor der Westküste der Pangasinan-Halbinsel keine zum Meeresspiegel aufragenden (wellenbrechenden) Riffsäume erkennen. Die Echolotprofile (Abb. 25) zeigen, daß der Meeresboden zunächst flach seewärts auf etwa -10 m abfällt und dann mit deutlichem Gefälleknick in einen mehr oder weniger stark terrasierten Hang überleitet. Dieser geht bei etwa -200 m sehr rasch in den unstrukturierten Kontinentalabhang über. Der Schelf und insbesondere die für Riffbildung geeignete Zone (bis ca. -50m), sind im Vergleich zu den anderen Küsten der Pangasinan-Halbinsel extrem schmal. Vier Beobachtungsstellen (UW 11-14) wurden betaut.

#### UW 11 (nördlich von Surip)

Bereits die ersten Tauchgänge bei UW-11 machten deutlich, daß es sich bei dem flach auf -10 m abfallenden Meeresboden um das Riffdach eines Terrassenriff-Komplexes handelt, das dann rasch und mit starkem Gefälleknick in den Riffhang überleitet. Das Riffdach ist von tiefen, z.T. bis zur Riffbasis reichenden, Spalten durchzogen (Taf. 5/1). Die Spalten sind sowohl vertikal, als auch parallel und schräg zur Riffkante orientiert. Auf den Böden aller Hohlformen steht Riffdetritus (Sand-, Kiesfraktion) an. Weiterhin sind Höhlensysteme entwickelt, die vom Riffdach bis in den Riffhang reichen. Stellenweise wurde Süßwasserzirkulation (Karstwässer) beobachtet (Schlierenbildung, Temperaturabfall um ca. 1°).

Über den inneren Aufbau des Riffkomplexes liegen keine Erkenntnisse vor. An der Oberfläche sind Rotalgen und Korallen die Haupt-Riffbildner/Verfestiger (Rotalgen/Korallenfels-Fazies). Es dominieren, ganz ähnlich wie in den Terrassenriffen der Hundred Islands, flach wachsende und massiv-inkrustierende Korallenformen. Am Riffhang sind große plattige Kolonien häufig. Der Gesamtbewuchs durch Korallen bleibt stets unter 10% (der Riffoberfläche). Welche Mächtigkeit das holozäne Riff besitzt, bzw. in welchem Maße fossile Sedimente am Aufbau des Riffkomplexes beteiligt sind, ist ebenfalls unbekannt.

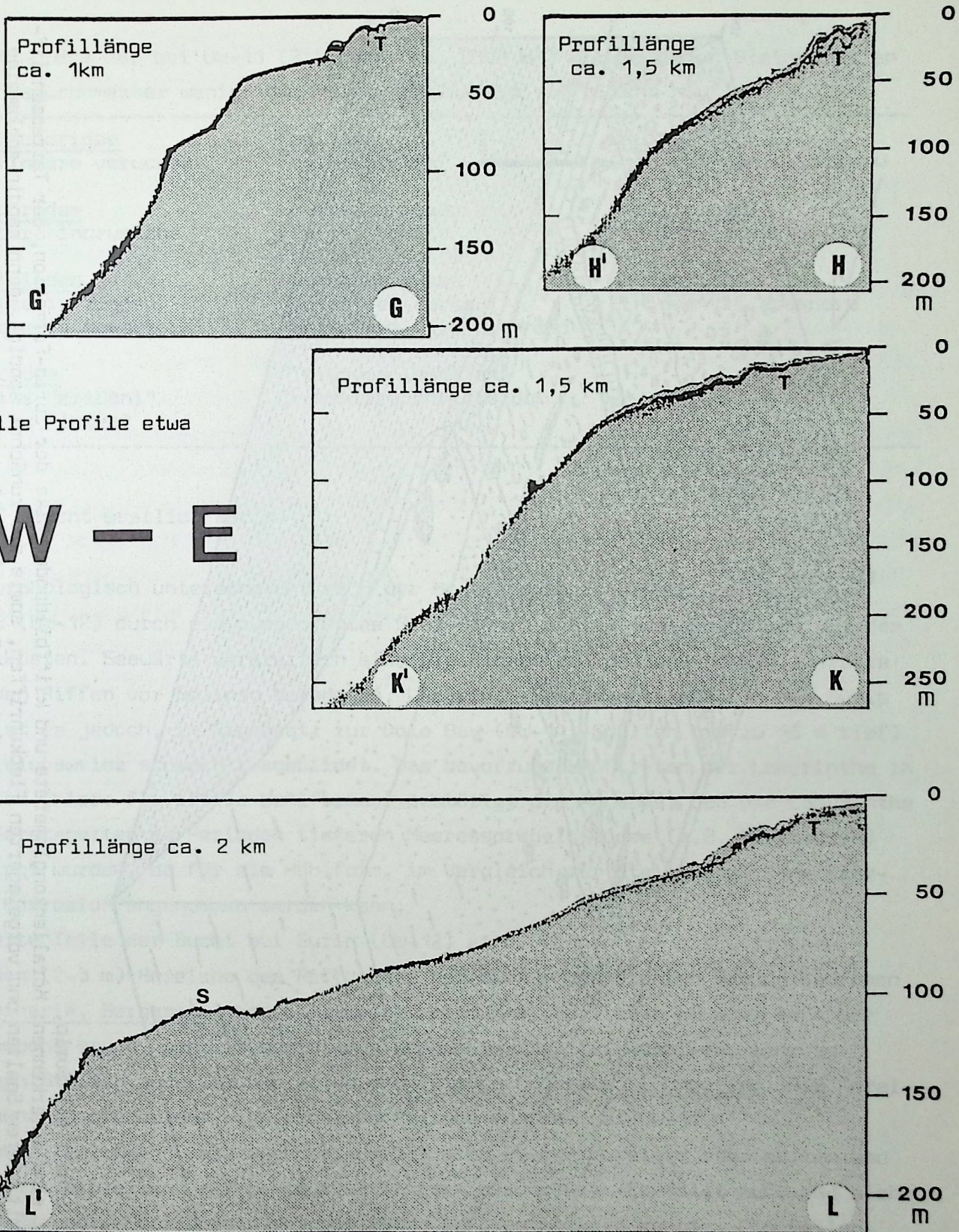


Abb.25 Echolotprofile vor der Westküste der Pangasinan-Halbinsel  
T = Terrassenriff; S = Sedimentakkumulation (Rutschung) oder ertrunkene Riffe (Pleistozän?); Profillänge s. Abb.2.

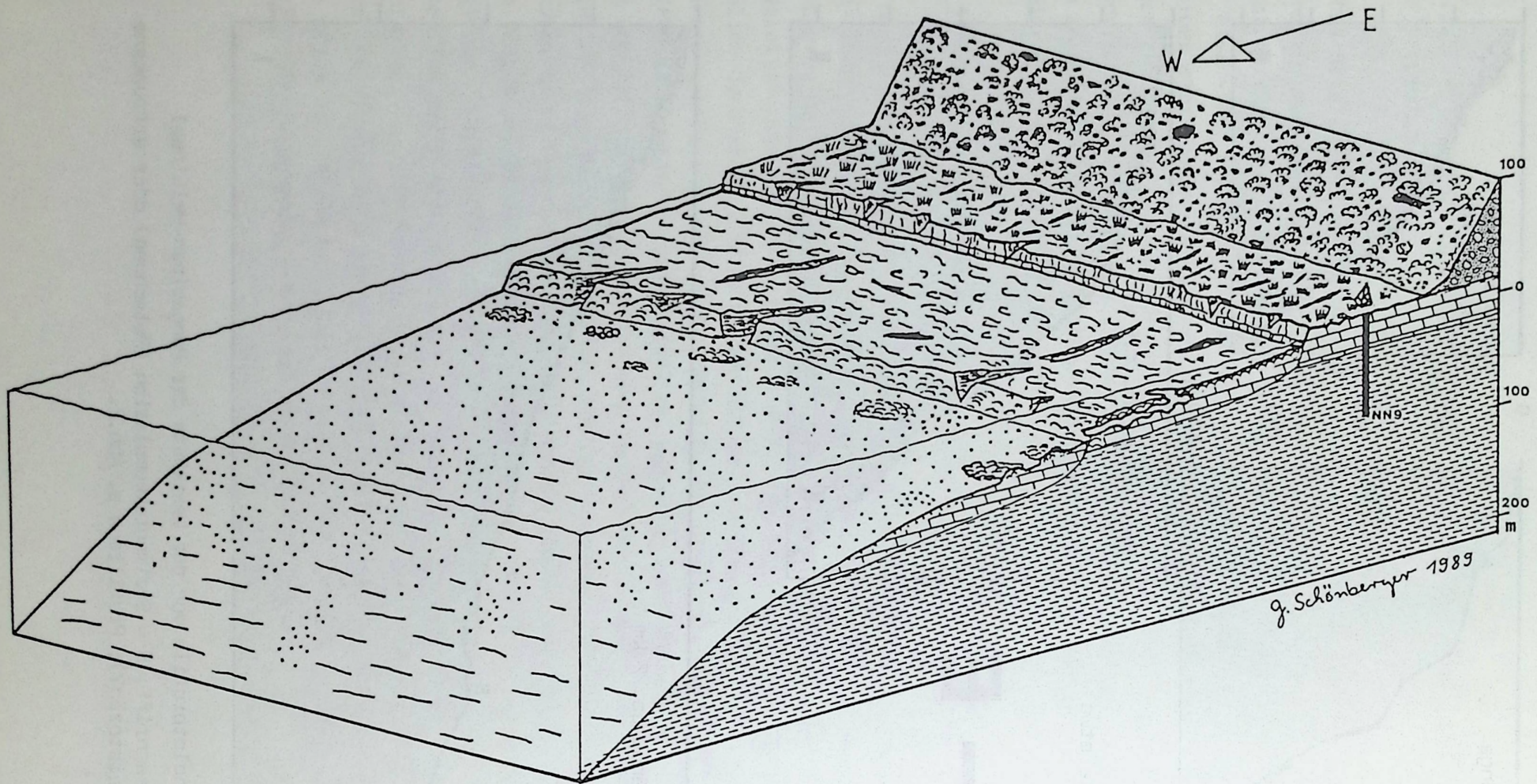


Abb.26 Küste und Schelf bei Surip.

Von Ost nach West sind zu erkennen: Korallenkonglomerate und kliffbildende Kalke der Surip-Formation, der Terrassenriff-Komplex (UW-11) mit tiefen Spalten und vorgelagerten Fleckenriffen, sowie der zunächst sandige, dann sandig-schlammige (vermutet) tiefere Schelf. Eine einfache Brunnenbohrung zeigte, daß der kliffbildende Kalk den Mabini-Mergeln (NN 9 = oberstes Mittel-Miozän) direkt auflagert. Stark schematisierte, nicht überhöhte Darstellung.

Tab.10 Liste der bei UW-11 (Riffdach, ca. 2000 m<sup>2</sup>) vorkommenden Steinkorallen  
Koloniedurchmesser wenige dm; keine Korallenart auffallend häufig.

---

<u>Pocilloporidae</u>	<u>Faviidae</u>	<u>Oculinidae</u>
Pocillopora verucosa	Favia pallida	Galaxea fascicularis
	Favia sp.	
<u>Acroporidae</u>	Favites pentagona	<u>Merulinidae</u>
Acropora incrustans	Favites abdita	Merulina amphata
	Favites russeli	
<u>Agariciidae</u>	Hydnopora exesa	<u>Pectiniidae</u>
Pachyseris rugosa	Montastrea curta	Echinophyllia aspera
Coeloseris mayeri	Montastrea valenciennesi	
	Echinopora lamellosa	
<u>Poritidae</u>	Platygyra lamellina	
Porites "eridani"	Cyphastrea chalcidicum	
Porites "lutea"		

---

#### UW-12 (Bucht westlich Surip)

Morphologisch unterscheidet sich der Meeresboden innerhalb der Bucht bei Surip (UW-12) durch ein ausgeprägtes Grat-Rinnen-System von demjenigen vor den Steilküsten. Seewärts verbreitern sich die Rinnen zu Spalten und ein, bereits von den Riffen vor Bolinao bekanntes, Labyrinth-System entsteht. In der Surip Bay ist es jedoch, im Gegensatz zur Dolo Bay (UW-14; Spalten bis zu 15 m tief) vergleichsweise schwach ausgebildet. Das bevorzugte Auftreten der Labyrinth in Buchten (hier: fluviatile Hohlformen) bestätigt die Annahme, daß die Labyrinth als Karstspalten in Perioden tieferen Meeresspiegelstandes (z.B. Pleistozän) angelegt wurden, da für die Hohlform, im Vergleich zur Steilküste, eine stärkere Korrosion angenommen werden kann.

Weite Teile der Bucht bei Surip (UW-12) sind, ebenso wie die ufernahen, flachen (2-3 m) Bereiche des Riffdaches bei UW-11, von dichten Braunalgenrasen (Turbinaria, Sargassum) bedeckt. Weiter seewärts, ab Tiefen um 6 m, läßt der Algenwuchs rasch nach. Es dominieren dann meistens Steinkorallen, aber an einigen Stellen auch Weichkorallen und Peitschenkorallen (Juncella). Die Korallenfauna unterscheidet sich nicht auffallend von der bei UW-11.

Sowohl bei UW-11, als auch bei UW-12, sind ästige Korallen sehr selten und in ihrer Verbreitung auf geschützte Nischen beschränkt. Es fällt auf, daß sich keine Acropora-Pocillopora Vergesellschaftung entwickeln konnte. Die Wellenenergie an der Westküste der Pangasinan-Halbinsel ist offensichtlich selbst für diese, für hochenergetische Verhältnisse typische, Vergesellschaftung zu hoch.



In der näheren Umgebung von Surip (1-2 km) wurden weitere Stellen betaucht, ohne daß bemerkenswerte Abweichungen im Riffbau oder in der Korallenfauna festgestellt wurden.

UW-13 (Olanin Bay) und UW-14 (Dolo Bay)

Die Tauchgänge bei UW-13 und -14 ließen gegenüber den vorhergehend beschriebenen Stellen (UW-11,12) keine nennenswerten Unterschiede im Riffaufbau und -bewuchs erkennen. Lediglich die Bewuchsdichte durch Korallen war stellenweise, insbesondere an den Rändern der Buchten (UW-13), höher.

Bemerkenswert waren ein submariner Canyon in der Olanin Bay (Abb.27) und ein sehr kräftig entwickeltes Labyrinth-System am äußeren (seewärtigen) Rand der Dolo Bay (Spaltentiefe bis 15 m, -breite 1-2 m). Der submarine Canyon scheint während Zeiten tieferen Meeresspiegelstandes (Pleistozän?) durch die erosive Tätigkeit des Olanin River entstanden zu sein. Die Bezeichnung "River" ist mißverständlich, da es sich heute bei dem Gewässer nur noch um einen kleinen Bach handelt, der während der Trockenzeit meist durch einen Uferwall aus Riffschutt aufgestaut wird. Die Asymetrie der Canyon-Schultern könnte auf eine tektonische Verstellung des Untergrundes hinweisen.

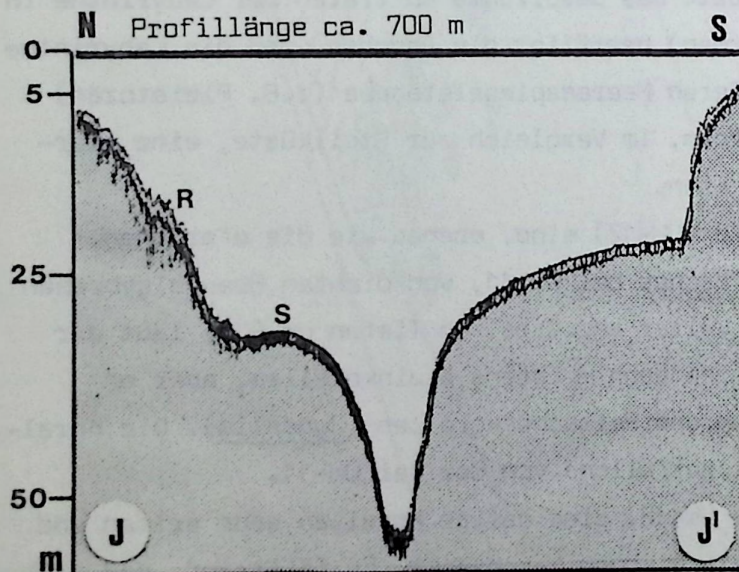


Abb. 27 Echolotprofil J-J'  
Das Profil durch die Olanin Bay zeigt einen submarinen Canyon mit asymmetrischen (tektonisch verstellten?) Schultern.  
R=Riffhang in Korallengerüst-Fazies; S = Kalksand.  
Profillänge s. Abb.2

#### 5.3.4. DIE FLECKENRIFFE VOR DER W- UND N-KÜSTE DER PANGASINAN-HALBINSEL (Taf.5/3)

Bei den Tauchgängen vor der West- und Nordküste der Pangasinan-Halbinsel wurden im Vorriffbereich der Terrassenriff-Komplexe stets felsige, mehrere Meter hohe (Fläche bis zu mehreren 100 m<sup>2</sup>) Fleckenriffe (Taf. 5/3) beobachtet. Diese Fleckenriffe sind im Echolotprofil E-E' und noch deutlicher im Profil F-F' (Abb.23), zu erkennen.

Die an die Terrassenriffe unmittelbar angrenzenden Fleckenriffe sind felsig, von rezenten Korallen bewachsen und werden vermutlich durch inkrustierende Rotalgen verfestigt. Neben großen plattigen und inkrustierenden Korallen sind große Becherschwämme (Petrosia) und Gorgonarien ("Peitschenkorallen"/Juncella, Fächerkorallen/Eunicella) verbreitet. Aufgrund der großen Wassertiefen war eine eingehendere Beschreibung der Fleckenriffe nicht möglich. In welchem Maße die weiter seewärts vorkommenden Hügel (Fleckenriffe?) noch von lebenden, riffbildenden Korallen besiedelt werden, ist unbekannt. Es ist jedoch anzunehmen, daß an größere Tiefen angepaßte Korallen (vgl. FRICKE & MEISCHNER 1985) noch wesentlich zum Aufbau bzw. zur Verfestigung dieser Hügelstrukturen beitragen.

Die beobachteten Fleckenriffe sind von Riffschutt-Sedimenten umgeben. Diese setzen sich überwiegend aus Korallenbruchstücken und -geröllen, Muschel- und Gastropodenschalen (oft zerbrochen), Foraminiferen (Calcarina, Operculina ammo-  
noides, Amphistegina, Sorites) und Seeigelstacheln zusammen. Planktonische Foraminiferen sind selten. In Anlehnung an DUNHAM (1962) wäre das Sediment mit einem "Rudstone" vergleichbar. Stellenweise sind Korallengerölle so häufig, daß das Sediment als Korallenkonglomerat bezeichnet werden kann.

Ob es sich bei den hügeligen Strukturen in ca. 70 m (Profil E-E', Abb.23) bzw. 110 m Tiefe (Profile L-L', Abb.25) um ertrunkene (pleistozäne?) Riffe, oder um Sedimentakkumulationen handelt ist unbekannt.

## 6. ERGEBNISSE - INTERPRETATION - DISKUSSION

### 5.1. VERBREITUNG UND ZONIERUNG DER REZENTEN RIFFE AN DER PANGASINAN-HALBINSEL

Die vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel entwickelten Riffe bzw. Riffkomplexe lassen sich vier verschiedenen Riff-Typen zuordnen: Saumriff, Terrassenriff, Rampenriff, Fleckenriff (Definition s.S. 41 ff.). Fleckenriffe, die innerhalb eines Rampenriffes auftraten, wurden zu diesem hinzugerechnet. Sonstige Fleckenriffe lagen stets im tieferen Wasser (ca.-30m und tiefer), konnten mit den zur Verfügung stehenden Tauchmethoden nicht vernünftig bzw. gar nicht bearbeitet werden und bleiben deshalb im weiteren unberücksichtigt.

Betrachtet man die Verbreitung der einzelnen Riff-Typen (Abb.11, Taf.7), so fällt auf, daß die Saumriffe weit hinter den Terrassen- und Rampenriffen zurückbleiben. In den Hundred Islands ragen gar nur an einer einzigen Stelle, dem "Coral Garden" (S. 63), Korallengerüste (in einiger Entfernung vom Ufer) bis zum Meeresspiegel auf. Dies erstaunt, da Saumriffe in sehr großer Zahl aus allen tropischen Meeren der Welt beschrieben sind, während rezente Terrassenriffe und Rampenriffe bisher nur wenig bekannt sind (vgl. S. 7 u. Kap. 6.7.).

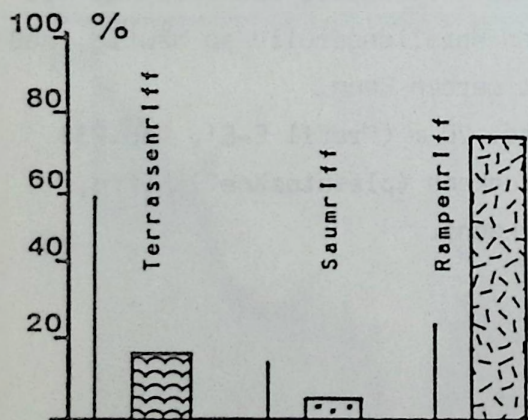


Abb.28 Verbreitung der Riff-Komplexe  
Ungefähre Längenausdehnung (Küstenlänge;  
Strich) und flächenhafte Verbreitung (Bal-  
ken; Flächenprozent) der Riffkomplexe an der  
Pangasinan-Halbinsel.

Die Werte in Abb.28 sind Näherungswerte aus Echolotprofilen und Seekarten. Die genaue flächenhafte Verbreitung des Terrassenriff- und Saumriff-Komplexes ist im Satellitenbild nicht zu erkennen und wurde mit anderen Methoden (z.B. Side Scan Sonar) bisher nicht erfaßt.

Die Profilstudien und die UW-Kartierung in den Hundred Islands, sowie die Untersuchungen vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel, zeigten sehr deutlich, daß die Zonierung der Terrassen-, Saum-, und Rampenriffe von den energetischen Verhältnissen an der jeweiligen Küste abhängt: Terrassenriffe säumen Küsten im Einflußbereich hoher Wellenenergien (Westküste der Pangasinan-Halbinsel, wellenexponierte Ränder der Hundred Islands), während Rampenriffe in gemäßigt-energetischen (hier jedoch taifunüberprägten) Zonen vorkommen (Ostküste der Pangasinan-Halbinsel, innere Bereiche der Hundred Islands). Nur in einem (energetisch und räumlich) schmalen Übergangsbereich (Nordküste der Pangasinan-Halbinsel, "Coral Garden" der Hundred Islands) kommen Riffe mit einem zum Meeresspiegel aufragenden Riffsaum vor. Der Übergang zwischen den verschiedenen Riff-Typen vollzieht sich stets kontinuierlich.

Die Riff-Typen vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel lassen sich ferner bestimmten Schelf-Typen zuordnen: der Terrassenriff-Komplex zum schmalen, steilen Schelf der Westküste, der Rampenriff-Komplex zum flach abfallenden, breiten Schelf der Ostküste und der Saumriff-Komplex wiederum zur Übergangszone im Norden.

## 6.2. MERKMALE DER REZENTEN RIFFE AN DER PANGASINAN-HALBINSEL

(Terrassenriff - Saumriff - Rampenriff)

Die wichtigsten Merkmale der drei, vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel vorkommenden, Riffkomplexe sind in Tab. 10 (S.104) aufgeführt und werden im Text erläutert. Der Saumriff-Komplex tritt bei dieser Erläuterung in den Hintergrund, da er einem "Standard-Saumriff" entspricht, dessen Merkmale aus der Literatur hinlänglich bekannt sind (u.a. JONES & ENDEAN 1973, MILLIMAN 1974, WILSON 1975, LONGMAN 1981, SCHUHMACHER 1982, JAMES 1983).

### Riffmorphologie

Inkrustierende Rotalgen und rasch wachsende Korallen der Acropora-Pocillopora-Vergesellschaftung sind in modernen indopazifischen Riffen wesentliche Erbauer des zum Meeresspiegel aufragenden, hochgradig wellenresistenten Riffkernes (u.a. MILLIMAN 1974, FROST 1981, JAMES 1983). Dieser aktive Gerüstbau verleiht dem Terrassen- und Saumriff seine erhabene, durch eine deutliche Riffkante gekennzeichnete, Morphologie.

Der wesentliche morphologische Unterschied zwischen Terrassen- und Saumriff, die mangelnde Fähigkeit des ersteren zum Meeresspiegel emporzuwachsen, läßt sich mit den unterschiedlichen Anlagerungsraten der, in diesen Riffen jeweils dominanten, Faziestypen erklären. Die im Riffkern des Saumriffes verbreitete, von rasch wachsenden Acroporen beherrschte Korallengerüst-Fazies besitzt eine mehr als doppelt so hohe Anlagerungsrate wie die im Terrassenriff bestimmende, von inkrustierenden Rotalgen dominierte, Rotalgen/Korallenfels-Fazies (0,8-1,5 ggü. 0,3-0,6 cm/J., ADEY & VASSAR 1975, ADEY 1978).

Angesichts dieser Tatsache ist es möglich, daß die Terrassenriffe der Pangsasinan-Halbinsel den Meeresspiegel postglazial (hier: seit der Überflutung der -35 m Terrasse) noch nicht erreichen konnten oder, daß ihr Vertikalwachstum generell in einer Wassertiefe endet, in der sich konstruktive (Rotalgen- u. Korallenwachstum) und destruktive Kräfte (Bioerosion, häufig hohe Wellenenergie, periodische Zerstörung und Umlagerung der Korallen bei Taifunen) die Waage halten. Da diese Frage beim gegenwärtigen Wissensstand nicht zu beantworten ist, kann das Terrassenriff entweder als ein Vorläufer des Saumriffes oder als eigenständiger, vor Hochenergie-Küsten charakteristischer, Riff-Typ betrachtet werden.

In den beschriebenen Rampenriffen dominieren, trotz Zonen aktiven Gerüstbaues (auflagernde Fleckenriffe, Taifun-Riff-Fazies), unverfestigte Riffschutt-Sedimente. Der Riffkörper nimmt daher eine für Lockersedimente typische Rampenform an, deren Einfallswinkel u.a. von der Korngröße der Komponenten abhängt (SEIBOLD 1974: 417).

### Wellenresistenz

Der innere Aufbau eines Riffes entscheidet über dessen Wellenresistenz. Der massive, überwiegend aus inkrustierenden Rotalgen und massiv-inkrustierenden Korallen bestehende, Riffkörper des Terrassenriffes ist hochgradig wellenresistent. Auch der rotalgenverfestigte Riffkern des Saumriffes widersteht der Kraft hoher Wellen und schützt die weniger wellenresistenten Faziesbereiche in seinem Lee. Eine geringe Wellenresistenz besitzt dagegen das Rampenriff. Es ist nur lokal (Fleckenriffe) verfestigt und weist selbst dort nur ein eher lockeres Gerüstwerk auf. Das Rampenriff ist somit zwar gegenüber moderaten Wellen resistent, wird aber bereits durch kräftigen Seegang und wahrscheinlich auch durch starke Strömungen verformt.

### Wellenbrechende Eigenschaften

In direktem Zusammenhang mit der Morphologie eines Riffes sind auch dessen wellenbrechende Eigenschaften zu sehen. Ohne die physikalischen Eigenschaften von Meereswellen ausführlich zu diskutieren (vgl. hierzu POND & PICKARD 1983, v. GRAFENSTEIN 1984), erscheinen vorab einige grundlegende Anmerkungen angebracht (Alle Angaben nach POND & PICKARD 1983: 207 ff.).

Bei Wasserwellen kann das Verhältnis von Wellenhöhe (H) zu Wellenlänge (L) den Wert 1:20 erreichen, liegt aber gewöhnlich bei etwa 1:50 oder sogar darunter. Kommen Wellen aus dem tieferen Wasser in seichtere Bereiche, so werden sie bei Grundberührung abgebremst (sobald die Wassertiefe etwa der halben Wellenlänge entspricht, SEIBOLD 1974: 298) und die Welle wird steiler (das Verhältnis H:L wird größer). Die Welle beginnt sich schließlich zu brechen, wenn sie entweder zu steil (Gleichung a) oder das Wasser zu flach (Gleichung b) wird.

$$\text{a) } H > \frac{L}{12} \quad \text{b) } H > 0,8h \quad H=\text{Wellenhöhe} \quad L=\text{Wellenlänge} \quad h=\text{Wassertiefe}$$

Lange Wellen (z.B. Dünung) brechen sich gewöhnlich wegen zu geringer Wassertiefe (eine 200 m lange Welle könnte theoretisch 16,6 m hoch werden ohne zu brechen), kurze Wellen (z.B. Windseen) oftmals weil sie zu steil werden.

Laufen, z.B. als Folge eines auf dem Südchinesischen Meer kreisenden Taifunes, Wellen von 200 m Länge und 5-6m Höhe (wie sie bei Surip im Sommer 1984 beobachtet wurden; frdl. Auskunft Admiral a. D. D.F. Koch) auf die Terrassenriffe an der Westküste der Pangasinan-Halbinsel, so werden sie sich beim Erreichen der Riffkante (-10m) stark versteilen (bei  $h=0,047 \times L$  verdoppelt sich die Wellenhöhe, hier: auf 10-12 m) und (wegen zu geringer Wassertiefe) brechen. Die zerstörerische Wirkung eines Brechers von derartiger Höhe auf die Riffbewohner am Dach des Terrassenriffes ist leicht einsehbar.

Die "normale" Dünung während des SW-Monsunes und während den Winterstürmen (Wellen mit 3-4 m Höhe und max. 100-150 m Länge) kann dagegen die Riffkante passieren. Die Wellen brechen sich, wegen der gleichmäßigen Tiefenlage des Riffdaches, erst in unmittelbarer Ufernähe und können nur dort eventuelle Schäden am Riff anrichten. Weite Bereiche des Riffdaches versorgen sie mit sauerstoffreichem Wasser (Turbulenz, Brandungsrückstrom) und dürften daher auf das Wachstum wellenresistenter Korallen eine positive Wirkung haben.

An den Riffkanten der Terrassenriffe im Westen der Pangasinan-Halbinsel brechen sich demzufolge nur sehr hohe Wellen, wobei die Riffkante nicht in der Lage ist, die in ihrem Lee gelegenen Bereiche zu schützen. Periodische, katastrophale Korallenzerstörungen durch extreme, z.B. durch länger auf dem offenen Meer kreisende Taifune erzeugte, Wellen sind die Folge.

Nach der Formel (b) hängen die wellenbrechenden Eigenschaften eines rampenförmigen Riffes (bzw. einer Rampe generell) von der Tiefenlage des Riffes (Meeresbodens) unter NN und damit, trigonometrischen Gesetzen entsprechend, vom Neigungswinkel der Rampe ab. Es brechen sich daher unterschiedlich hohe Wellen an verschiedenen Stellen einer Rampe. Fällt eine Rampe, wie das Rampenriff an der Ostseite der Pangasinan-Halbinsel, mit etwa einem Grad ein, so brechen sich nach Formel (b) 4 m hohe Wellen in 5 m Tiefe, d.h. etwa 250 m vom Ufer entfernt. Einen Meter hohe Wellen brechen sich dagegen in einer Tiefe von 1,25 m und in 60 m Entfernung vom Ufer. Ein Rampenriff besitzt daher wellenbrechende Eigenschaften ohne einen definitiven wellenbrechenden Riffbereich aufzuweisen.

Die wellenbrechenden Eigenschaften eines zum Meeresspiegel aufragenden Riffsaumes sind leicht einsehbar und bedürfen daher keiner weiteren Erörterung.

### Fazieszonierung

Das mehr oder weniger einheitlich tief gelegene Riffdach der Terrassenriffe ist häufig, in seiner ganzen Breite, dem Einfluß hoher Wellen ausgesetzt. Im Riff dominiert daher eine Hochenergie-Fazies (Rotalgen/Korallenfels-Fazies) sehr stark und es kommt (mit Ausnahme des Riffhanges) nicht zur ausgeprägten Fazieszonierung.

Das Fehlen von definitiven Energiezonen, d.h. die je nach Seegang in ein und demselben Bereich des Rampenriffes unterschiedliche Wellenenergie, drückt sich u.a. in dessen undeutlicher Fazieszonierung aus. Die meist breiten, fließend ineinander übergehenden Fazieszonen spiegeln lediglich die im Mittel, d.h. die meiste Zeit des Jahres, auftretende Wellenenergie wieder.

Die starke Faziesdifferenzierung im Saumriff wird durch die wellenbrechende Wirkung des Riffsaumes und der damit verbundenen Entstehung verschiedenster Lebens- und Sedimentationsräume, ermöglicht.

### Verfestigung und Porosität

Die starke Dominanz des massiven Rotalgen/Korallenfelses (framestone, bindstone) gegenüber allen anderen Riff-Faziestypen, führt zu einer bereits synsedimentär sehr starken Verfestigung des Terrassenriffes und zu dessen relativ (ggü. anderen Riffen) niedrigen Porosität (im Sinne von Primärhohlraum im Riff).

Im geschützten Rampenriff-Komplex an der Ostküste der Pangasinan-Halbinsel sind vorwiegend Korallenfaunen gemäßigt energetischer Zonen entwickelt, die meist einen ästigen Habitus aufweisen (z.B. ästige Acroporen). Solche Korallen bilden gewöhnlich zerbrechliche (Bioerosion, Stürme) Gerüstwerke mit großen Hohlräumen. Es resultiert ein hoher Gehalt von Lockersedimenten im Rampenriff, der eine (synsedimentär) geringe Verfestigung und eine extrem hohe Porosität des Riffkörpers zur Folge hat.

Die Verfestigung des Saumriffes ist nur in seinem Riffkern hoch und ansonsten, je nach Faziesbereich, verschieden. Eine Verfestigung der Lockersedimente im Saum- und Rampenriff erfolgt vorwiegend post-sedimentär durch diagenetische Prozesse.



Tab.11 Wesentliche Merkmale der Riff-Typen an der Pangasinan-Halbinsel

Merkmale	Terrassenriff	Saumriff	Rampenriff
Morphologie	deutliche Riffkante; mehrere Meter unterhalb dem Meeresspiegel	bis zum Meeresspiegel aufragende Riffkante	ohne Gefälleknick seewärts abfallend
Wellenresistenz	in hohem Maß	ja, außer gegenüber extremen Sturmwellen	nur gegenüber mäßigem Seegang
Wellenbrechende Eigenschaften	ja, aber ohne Schutz des Riffdaches; abhängig von der Tiefenlage der Riffkante	ja	ja, abhängig vom Einfallswinkel der Rampe
aktiver, vertikaler Gerüstbau	ja; durch inkrustierende Rotalgen und massiv-inkrustierende Korallen	überwiegend durch Korallen verschiedener Faziesbereiche	nur in den Fleckenriffen; meist durch ästige Korallen
Fazieszonierung	kaum; starke Dominanz einer Hochenergie-Fazies	deutliche Zonierung	ja; Breite der Fazieszonen variabel (Einfallswinkel)
Verfestigung	bereits synsedimentär stark (Rotalgen)	im Riffkern synsedimentär stark; sonst d. Diagenese	synsedimentär nur schwach; hpts. durch Diagenese
Porosität	gering	faziesabhängig; meist hoch	extrem hoch
Häufigstes Sediment (DUNHAM 1962)	Bindstone, Framestone	faziesabhängig; viele Sed.-Typen	Rudstone, Floatstone

### 6.3. VORKOMMENDE RIFF-FAZIES-TYPEN

#### Riffhang-Fazies

Die im Arbeitsgebiet auftretende Riffhang-Fazies unterscheidet sich kaum von vielen anderen modernen Beispielen (u.a. STODDART 1973, Indischer Ozean; GOREAU & LAND 1974, Jamaica; LAND & MOORE 1977, Jamaica; ROSS & HODGSON 1981, Apo Reef/Philippinen; PALAGANAS et al. 1985, Tubbataha Atolle, Philippinen).

Sie ist nur bei den Saum- und Terrassenriffen entwickelt, da nur diese einen Riffhang aufweisen. Gekennzeichnet wird die Riffhang-Fazies durch die weite Verbreitung großer, meist plattiger und massiv-kugeligter Korallenkolonien, sowie durch das häufige Auftreten von Weichkorallen (Alcyonacea) und Gorgonarien ("Fächerkorallen", "Peitschenkorallen").

#### Rotalgen/Korallenfels-Fazies

Dieser Faziestyp kennzeichnet den höchstenergetischen Bereich (Riffkante) vieler indopazifischer Riffe (u.a. MILLIMAN 1974, Schuhmacher 1982) und besteht dort (z.B. exponierte Küsten vor Bali, "Sanur Beach"; LONGMAN 1981: 28), ebenso wie im Arbeitsgebiet, überwiegend aus flach-inkrustierenden Korallen und inkrustierenden Rotalgen.

#### Korallengerüst-Fazies

Von lebenden Korallen aufgebaute Gerüste bilden die Korallengerüst-Fazies. Diese Gerüste sind in höherenergetischer Umgebung überwiegend massiv (Bindstone, Framestone), in gemäßigteren Zonen dagegen ästig mit großen Hohlräumen (Bafflestone). Die Zonierung der Korallenvergesellschaftungen nach der Wellenexposition entspricht im Arbeitsgebiet (Abb. 15, 16) den bekannten Abfolgen (u.a. ROSEN 1971, STODDART 1973, PICHON 1978, 1981), die auch in anderen philippinischen Riffen beobachtet wurden (ZACHER 1980, Lobo/Batangas; ROSS & HODGSON 1981, Apo Reef; PALAGANAS et al. 1985, Tubbataha). Bemerkenswert faziestypisch für Ruhigwasserbereiche, war in den Hundred Islands die Porites eridani - Euplexaura Vergesellschaftung. In solchen Zonen dominieren in anderen Riffen

### Korallendetritus-Fazies

Korallendetritus (Korallengeröll/bruch-Fazies) ist, mit Ausnahme der Terrassenriffe, in den Riffen des Arbeitsgebietes weit verbreitet. Im Gegensatz zu reinen Korallenschuttakkumulationen, wie sie gewöhnlich im Rückriffbereich von Saumriffen (z.B. Nordküste der Pangasinan-Halbinsel; "shingle islands" im Great Barrier Reef, McLEAN & STODDART 1978) und als Sturmflutsedimente (z.B. AIGNER 1985, Florida) auftreten, sind zahlreiche Polypen der zerbrochenen oder beschädigten Korallenkolonien in den Rampenriffen noch am Leben und bilden die Taifun-Riff-Fazies.

### Die Taifun-Riff-Fazies

Die Taifun-Riff-Fazies ist ein erstmals in dieser Form beschriebener, gerüstbildender Fazies-Typ, der auf charakteristische Weise nur in Gebieten mit hoher Taifunfrequenz vorkommt. Beobachtet wurde die Fazies in Rampenriffen, die sich normalerweise in gemäßigt energetischen Zonen entwickeln und deren Korallenfauna (überwiegend ästige Formen wie z.B. Acropora formosa) daher wenig Wellenresistenz aufweist. Bei schweren Stürmen und Taifunen werden die zerbrechlichen Korallenkolonien zwar zerstört, aber nicht, wie dies bei Terrassen- und Saumriffen der Fall ist, in lebensfeindliches Milieu (Beckenfazies und/oder sandiger Lagunenbereich) umgelagert. Ein wesentlicher Teil der Korallenpolypen bleibt daher trotz der Zerstörung der Kolonie am Leben, kann die Bruchstücke rasch verfestigen (Coenostheum) und den aktiven Gerüstbau wieder aufnehmen. Die dabei entstehende Taifun-Riff-Fazies unterscheidet sich vor allem durch ihre Fähigkeit zur aktiven Kalkproduktion und zum aktiven Gerüstbau von den bekannten Sturmflutsedimenten (z.B. AIGNER 1985).

Daß die Verfestigung zerbrochener ästiger Acroporenkolonien innerhalb weniger Wochen vor sich gehen kann, zeigten Studien von BAK & CRIENS 1981.

Die wichtigsten Merkmale der Taifun-Riff-Fazies sind in Tab.12 aufgeführt und dort den Merkmalen von Sturmflutsedimenten gegenübergestellt.

Tab.12 Taifun-Riff-Fazies (eigene Beobachtungen) und Taifunfazies (=Sturmflutsediment; eigene Beobachtungen ergänzt durch FLÜGEL 1978 und AIGNER 1985)

---

#### TAIFUN-RIFF-FAZIES

Das Sediment besteht zum wesentlichen Teil aus den Skeletten von riffbildenden Korallen und anderen Riffbewohnern, die überwiegend einem Riff-Faziesbereich angehören (z.B. mittlerer Bereich eines Rampenriffes).

Ein wesentlicher Teil der Polypen überlebt die Zerstörung der Korallenkolonien, da die meisten Bruchstücke wieder in ihrem ursprünglichen Lebensbereich abgelagert werden.

Das Wachstum der Überlebenden, nicht von Sediment bedeckten und nach oben orientierten Korallenpolypen setzt sich fort; die Bruchstücke werden rasch verfestigt, weitere Umlagerungen sind unwahrscheinlich.

Es erfolgt aktive Kalkproduktion und aktives Höhenwachstum.

Bei hoher Taifunfrequenz repräsentiert die Taifun-Riff-Fazies das Normalsediment.

#### TAIFUN-FAZIES

Das Sediment besteht überwiegend aus den Bruchstücken von Korallen und anderen Riffbewohnern, die oft aus verschiedenen Riff-Faziesbereichen zusammengeschwemmt wurden (Mischfaunen; z.B. Riffhang, Riffkante, Lagune).

Die Organismen werden größtenteils in lebensfeindliches/-hinderliches Milieu umgelagert und sterben bei/kurz nach der Umlagerung ab.

Der entstandene Schutt bleibt zunächst unverfestigt, kann erneut umgelagert werden und strömungsorientierte Schichtung und Lagerung sowie gerundete Kanten aufweisen.

Keine aktive Kalkproduktion und kein aktives Höhenwachstum.

Das Sediment (Floatstone, Rudstone) dokumentiert kurzfristige, katastrophale Ereignisse, die den normalen Sedimentationsablauf störten; sein Vorkommen ist daher auf relativ geringmächtige Lagen und Linsen im Normalsediment (scharfe basale Kontakte) beschränkt.

### Sand-Fazies

Die in den Riffen und Sandarealen des Arbeitsgebietes auftretende Sand-Fazies besteht überwiegend aus dem Detritus bzw. den Skelettelementen von Rifforganismen und aus Foraminiferen. Der Korallenwuchs in dieser Fazies ist gering. Sie unterscheidet sich kaum von anderen rezenten Beispielen ( u.a. MAXWELL et al. 1964, Heron Island/Great Barrier Reef; FLOOD & SCOFFIN 1978, Great Barrier Reef; ZACHER 1980, Batangas/Philippinen).

### Sand-Schlamm-Fazies

Die Sand-Schlamm-Fazies ist typisch für Riffbereiche in denen nur sehr niedrige Wellenenergien auftreten. Das Sediment besteht aus Skelettbruchstücken, Skelettelementen und vollständigen Organismen (Schalen, Foraminiferen etc.) in schlammiger Matrix. Diese setzt sich aus Kalkschlamm (Silt/Ton-Fraktion) und terrigenem Material (Silt/Ton-Fraktion) zusammen. Dominante Siedler sind stets Seegräser und Halimeda. Der Korallenwuchs in dieser Fazies ist auf Hartgrundbrocken und -bruchstücke (Schalenreste, Korallenbruch) beschränkt. Einen ähnlichen Faziestyp beschreiben u.a. Maxwell et al. (1964) und FLOOD et al. (1978) aus dem Great Barrier Reef.

#### 6.4. STEUERENDE FAKTOREN DER RIFFBILDUNG AN DER PANGASINAN-HALBINSEL

(vgl. hierzu Tab.2)

##### 6.4.1. WELLENENERGIE

Die bekannte Auswirkung von Wellenenergien auf die Zonierung von Korallen (u.a. ROSEN 1971, STODDART 1973, beide Indischer Ozean; GEISTER 1975/1977, Karibik; LONGMAN 1981 Übersicht; ROSS & HODGSON 1981, Philippinen), wurde für das Arbeitsgebiet durch Profilstudien, UW-Kartierung und sonstige Beobachtungen weitgehend bestätigt (Abb.15,16). An den Riffen der Pangasinan-Halbinsel wird zudem außerordentlich deutlich, daß die Entwicklung und Zonierung von Riff-Typen ebenfalls stark von den einwirkenden Wellenenergien abhängen kann. Hierbei können langfristig, d.h. über längere Zeit im Jahr (z.B. während Monsunen) wirksame und kurzfristig auftretende (z.B. während Taifunen) Wellenenergien unterschieden werden.

##### Langfristig wirksame Wellenenergien

Wie die Abbildungen 15 und 16 klar zeigen, bildet die Acropora-Pocillopora Vergesellschaftung nur in einem recht schmalen, hochenergetischen Bereich dichte Gerüste und ist daher nur dort für den Riffbau von entscheidender Bedeutung.

Gerade diese Korallenvergesellschaftung baut jedoch in modernen (post-Pliozän) indopazifischen Riffen (in der Karibik Acropora palmata), zusammen mit inkrustierenden Rotalgen (z.B. Porolithon onkodes), wesentliche Teile des Riffkernes auf (Rotalgen/Korallenfels-Fazies, Acropora/Pocillopora-Gerüst-Fazies; u.a. MILLIMAN 1974, ROSEN 1971, FROST 1981, JAMES 1983). Die Anlagerungsraten im von Acroporen dominierten Riffkern übersteigen mit 0,8-1,5 cm/J. die Anlagerungsraten aller anderen Riffbereiche (z.B. 0,3-0,6 cm/J. in der Rotalgenfels-Fazies) und auch die von känozoischen Riffen (0,1-0,3 cm/J.; ADEY & VASSAR 1975, ADEY 1978, JAMES 1983: 424). Die hohen Anlagerungsraten ihres Riffkernes ermöglichten es den modernen Riffen, vielerorts mit dem nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg Schritt zu halten und ausgedehnte, zum Meeresspiegel aufragende Riffsäume auszubilden (Saumriffe, Abb.29/e).

Sind die (hier: energetischen) Bedingungen zur Entwicklung der Acropora-Pocillopora-Gerüst-Fazies nicht geeignet, dann verliert das moderne Riff seine

2.4.1. THEORETISCHE GRUNDLAGEN DER ERHEBUNG VON VERHALTENSDATEN

(vgl. hierzu auch: ...)

2.4.2. VERFAHREN DER ERHEBUNG VON VERHALTENSDATEN

Die Erhebung von Verhaltensdaten erfolgt durch ...

(vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

2.4.3. VERFAHREN DER ERHEBUNG VON VERHALTENSDATEN

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

... (vgl. hierzu auch: ...)

Kurzfristig auftretende, extrem hohe Wellenenergien (Taifunwellen)

(vgl. S.12 ff.)

a) Beispiele aus der Literatur

Die Einwirkungen von Taifunen auf Riffe und deren Bewohner ist nur schwierig unter Wasser zu beobachten. Die Kraft der taifunerzeugten Wellen läßt sich jedoch aus den entstandenen Zerstörungen ablesen. Solche sind in der Literatur hinreichend dokumentiert (u.a. bei McKEE 1959, STODDART 1962, PERKINS & ENOS 1968, MARAGOS et al. 1973, FLOOD & JELL 1977, HERNANDEZ-AVILA et al. 1977, RANDALL & ELDREDGE 1977, WOODLEY 1980, KNOWLTON et al. 1981, LABOUE 1985, PFEFFER & TRIBBLE 1985). Als Beispiele mögen gelten:

Im etwa 1000 km ndl. von Fidji gelegenen Funafuti Atoll entstand während eines einzigen Taifunes eine 18 km lange, 37 m breite und 3,5 m hohe Schuttrampe (Überwiegend Korallenschutt). Die Zerstörung von Korallen reichte bis in Tiefen zwischen 20 und 30 m (Maragos et al. 1973).

Aus polynesischen Atollen beschreibt LABOUE (1985) schwere Zerstörungen an Korallenfaunen. Sie entstanden durch Taifunwellen mit Amplituden von 10-15 m, die noch in Wassertiefen von 15-25 m massive Korallen zerbrachen.

PFEFFER & TRIBBLE (1985) berichten von taifunbedingten Korallenzerstörungen, die auf Hawaii bis in Wassertiefen von ca. 50 m reichen.

Geländebeobachtungen, Experimente und theoretische Überlegungen von HERNANDEZ-AVILLA et al. (1977) zeigen, daß Taifunwellen ohne weiteres ausreichen, um die, an hochenergetische Verhältnisse gut angepaßte, karibische Korallenart Acropora palmata in Wassertiefen von 12 m zu zerbrechen und den entstandenen Schutt am mehr als 300 m entfernten Ufer als Schuttrampe abzulagern.

b) Beobachtungen aus dem Arbeitsgebiet

Treten Taifune, wie dies in vielen indopazifischen Riffgebieten und z.B. in den Südphilippinen der Fall ist (McKEE 1959, PAGASA 1977), im Abstand von mehreren Jahrzehnten auf, so haben die dortigen Riffe ausreichend Zeit um sich zwischen den Taifunereignissen zu regenerieren. Taifunereignisse sind dann als Schuttlagen innerhalb der "normalen" Riff-Fazies dokumentiert (vgl. AIGNER 1985). Pangasinan wird dagegen im Durchschnitt alle 15 Monate von einem Taifun

(weiter auf S.114)



Abb.29 Riffbildung und Wellenexposition am Beispiel der Pangasinan-Halbinsel  
Der Einfluß der langfristig wirksamen (a-f), von periodisch-momentanen Taifun-  
ereignissen überprägten (Tc-Te,f), Wellenenergie (Pfeile) auf die Riffbildung  
spiegelt sich in der Morphologie und dem faziellen Aufbau der Riffe wieder: nur  
in einem idealen energetischen Spektrum entwickelt sich das "Idealriff" (Saum-  
riff; e), ansonsten Schlammhügel (a), Rampenriffe (b-d, Tc,d) und Terras-  
senriffe (f, Te,f). Weitere Erläuterungen im Text, S. 109 ff.  
(Den Riffsedimenten vergleichbare Sedimentgesteine nach DUNHAM 1962)

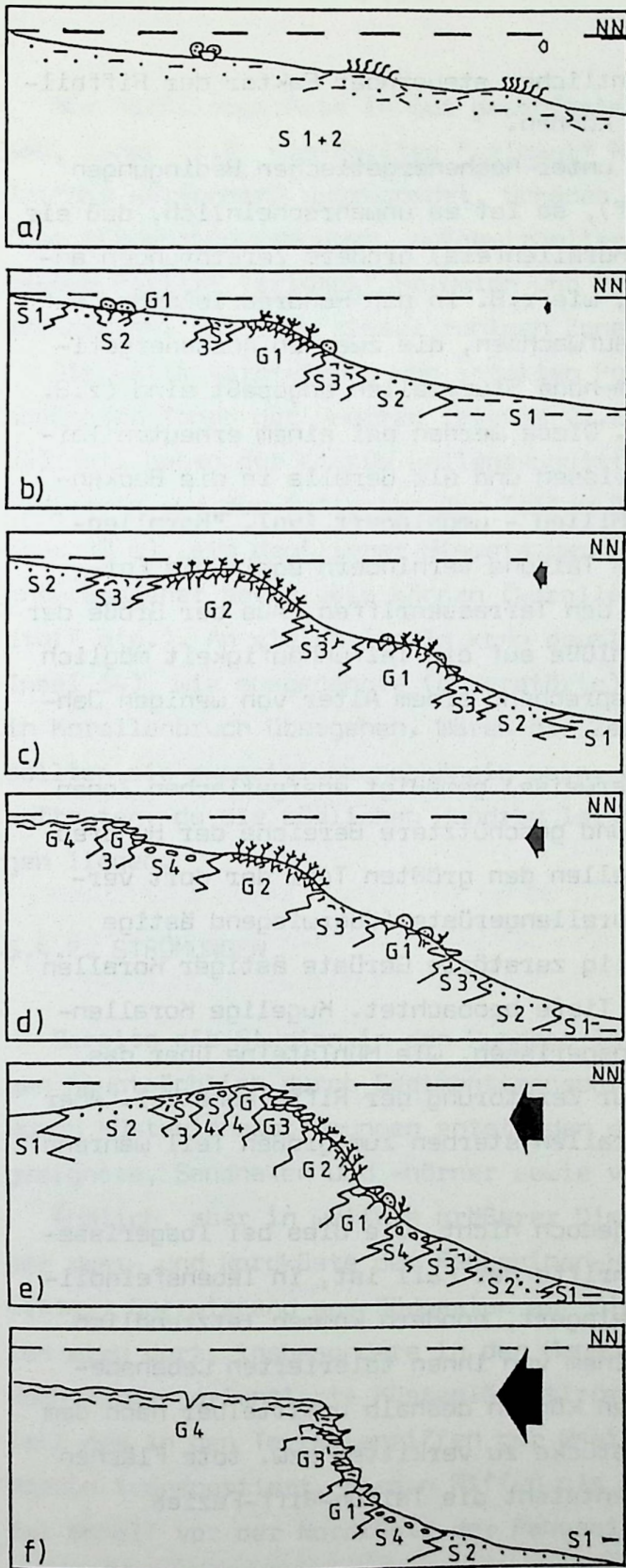
Legende:

Gerüstbildende Faziestypen

- G1 grob-ästige, untergeordnet kugelig-massive, für niedrigenergetische Zonen typische Korallengerüste (z.B. Porites "eridani", Porites "lutea"; bafflestone, framestone)
- G2 ästige, für gemäßigt energetische Zonen typische Korallengerüste (z.B. Acropora formosa; bafflestone)
- G2\* zerbrochene, durch ihr Coenostheum und durch Rotalgen verfestigte, meist ästige Gerüste (Taifun-Riff-Fazies; rudstone-bafflestone)
- G3 widerstandsfähige, z.T. durch inkrustierende Rotalgen verstärkte, Gerüste der Acropora-Pocillopora-Vergesellschaftung (framestone)
- G4 massiver Kalkfels der höchstenergetischen Zonen aus inkrustierenden Rotalgen und massiv-inkrustierenden Korallen (framestone)

Aus Lockersedimenten bestehende Faziestypen

- S1 schlammige und sandig-schlammige Sedimente (mudstone, wackestone)
- S2 Kalksand (packstone)
- S3 sandiges Sediment mit hohem Anteil an ästigem Korallenbruch (floatstone, rudstone)
- S4 Konglomerat aus Korallengeröllen in sandiger Matrix ("Korallenkonglomerat")



Keine wesentlichen  
Auswirkungen der  
Taifunwellen

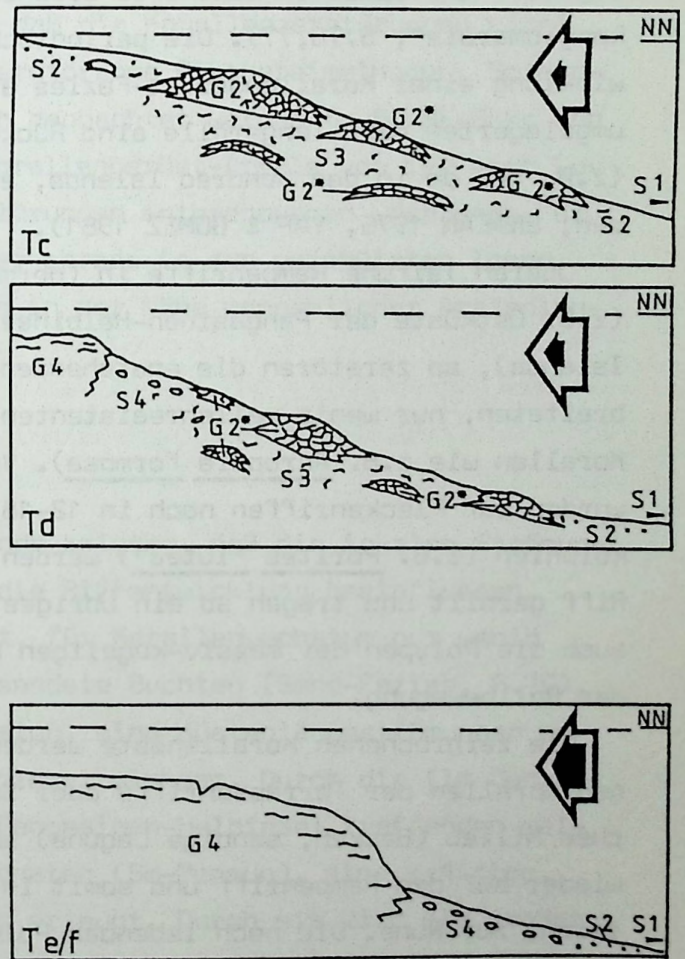


Abb.29 Wellenenergie und Riffbildung; Erläuterung u. Legende nebenstehend.

überquert, weshalb dort Taifune als wesentlicher steuernder Faktor der Riffbildung und Sedimentation betrachtet werden können.

Treffen Taifunwellen auf die generell unter hochenergetischen Bedingungen entstandenen Terrassenriffe (Abb.29/T,e/f), so ist es unwahrscheinlich, daß sie an deren massiven Riffkörpern (Rotalgen/Korallenfels) größere Zerstörungen anrichten. In taifunfreien Perioden können, wie z.B. in den Hundred Islands, auf den Dächern der Terrassenriffe Korallen aufwachsen, die zwar an hochenergetische Verhältnisse, nicht jedoch an extrem hohe Sturmwellen angepaßt sind (z.B. Acropora-Pocillopora Vergesellschaftung). Diese werden bei einem erneuten Taifunereignis durch die Taifunwellen losgerissen und als Gerölle in die Beckenfazies - und damit in lebensfeindliches Milieu - umgelagert (vgl. "Korallenkonglomerate", S.76,77). Die periodischen Taifune verhindern somit die Entwicklung einer Korallengerüst-Fazies auf den Terrassenriffen. Aus der Größe der umgelagerten Korallengerölle sind Rückschlüsse auf die Taifunhäufigkeit möglich (z.B. 1-2 dm in den Hundred Islands, entsprechend einem Alter von wenigen Jahren; ENDEAN 1976, YAP & GOMEZ 1981).

Queren Taifune Rampenriffe in (normalerweise) gemäßigt energetischen Zonen (z.B. Ostküste der Pangasinan-Halbinsel und geschütztere Bereiche der Hundred Islands), so zerstören die entstehenden Wellen den größten Teil der dort verbreiteten, nur wenig wellenresistenten Korallengerüste (überwiegend ästige Korallen wie z.B. Acropora formosa). Völlig zerstörte Gerüste ästiger Korallen wurden auf Fleckenriffen noch in 12-18 m Tiefe beobachtet. Kugelige Korallenkolonien (z.B. Porites "lutea") werden losgerissen, wie Mühlsteine über das Riff gerollt und tragen so ein Übriges zur Zerstörung der Riff-Fauna bei. Aber auch die Polypen der massiv-kugeligen Korallen sterben zum großen Teil während der Rollbewegung.

Die zerbrochenen Korallenäste werden jedoch nicht, wie dies bei losgerissenen Korallen der Terrassenriffe oder Saumriffe der Fall ist, in lebensfeindliches Milieu (Becken, sandige Lagune) umgelagert, sondern kommen letztendlich wieder auf dem Rampenriff und somit in einem von ihnen tolerierten Lebensbereich, zur Ruhe. Die noch lebenden Polypen können deshalb unmittelbar nach dem Taifunereignis damit beginnen, die Bruchstücke zu verkitten bzw. tote Flächen kugeligter Kolonien neu zu besiedeln. Es entsteht die Taifun-Riff-Fazies (Abb.29/Tc,d; vgl. Kap. 6.3.).

Nur Korallengerüste in gut geschützten, von Taifunwellen kaum mehr erreichbaren, Zonen (z.B. die Porites "eridani" Riffe der Hundred Islands) überstehen Taifune weitgehend unbeschadet. Schäden durch taifunbedingte hohe Sedimentzufuhr (Erdausschwemmungen, aufgewirbeltes Sediment) sind bei den hoch aufragenden Porites "eridani" Kolonien und den anderen, an hohe Sedimentbelastung angepaßten, Korallen dieser ruhigen Zonen nicht zu erwarten.

Die weite Verbreitung von intakten Porites "eridani" Gerüsten in den geschützten Zonen der Hundred Islands (z.B. entlang der gesamten Südküste von I 54) ist, neben der klaren wellenexpositionsabhängigen Zonierung der Riffschutt-Sedimente und dem Auftreten der Taifun-Riff-Fazies in größeren Wassertiefen (ca. 20 m), ein deutlicher Hinweis darauf, daß die Korallenzerstörungen nicht anthropogener Natur sein können (korallenzerstörende Fischereimethoden, Sprengstoff etc.). An vielen Inseln kann deutlich beobachtet werden (z.B. SE-Ecke von Insel 54), wie ausgedehnte (unzerstörte) Korallengerüst-Areale von Lee nach Luv in Korallenbruch übergehen. Wären die Zerstörungen anthropogenen Ursprungs, so sollten sie expositionsunabhängig sein, oder gerade in den geschützten Zonen auftreten, da die südlichen Hundred Islands in der Nähe menschlicher Ansiedlungen liegen.

#### 6.4.2. STRÖMUNGEN

Bereits die Studien in den Hundred Islands zeigten, daß die lokalen Strömungen hauptsächlich durch Sedimenttransport die Riffentwicklung beeinflussen. Durch Küstenlängsströmungen entstanden dort, für Korallenwachstum nur wenig geeignete, Sandhaken und -hörner sowie versandete Buchten (Sand-Fazies, S.70).

Ähnlich, aber in weitaus größerer Dimension, sind Küstenlängsströmungen an der West- und Nordküste der Pangasinan-Halbinsel wirksam. Durch die (im Jahresmittel) überwiegend aus Südwesten auf die Pangasinan-Halbinsel treffenden Wellen wird dort, insbesondere in den Monsunmonaten (SW-Monsun), eine kräftige, nach Norden orientierte Küstenlängsströmung erzeugt. Durch sie wird ein großer Teil des in den Terrassenriffen der Westküste entstehenden Riffschuttes nach Norden transportiert, diesen Riffen als Bausubstanz entzogen und auf dem breiten Schelf vor der Nordküste der Pangasinan-Halbinsel abgelagert. Diese Materialzufuhr bedingte wahrscheinlich die Entstehung der großen (75 km<sup>2</sup>) Riff(Sediment?)-Areale, die sich von der NW-Ecke der Halbinsel aus bis weit nach NE in den Golf von Lingayen hinein erstrecken.

Am steilen Schelf vor der Westküste der Pangasinan-Halbinsel hat, neben der Küstenlängsströmung, auch die Brandungsrückströmung einen wichtigen Einfluß auf die Riffbildung. Durch Umlagerung von Riffsedimenten in das Becken wird den Riffen Baumaterial entzogen und ihre Anlagerungsrate somit erniedrigt. Da den Riffen vor der Westküste zudem eine zum Meeresspiegel aufragende, als Sedimentfänger wirkende, Riffkante fehlt (Terrassenriffe), ist dort der Materialverlust besonders hoch.

Kalte, das Korallenwachstum gefährdende, Strömungen erreichen das Arbeitsgebiet nicht (vgl. S.18). Über eventuelle strömungsbedingte Nährstoff-, Sauerstoff- und Schadstoffzufuhren liegen keine Kenntnisse vor.

#### 6.4.3. SUBSTRAT UND WASSERTRÜBE

Der ausgedehnte Rampenriffkomplex vor der Ostküste der Pangasinan-Halbinsel hat sich am Rande eines schlammigen Sedimentbeckens (Golf von Lingayen) und über mergeligen Sedimenten (Mabini-Mergel) entwickelt. Dies belegt, daß es - zumindest innerhalb geologischer Zeiträume - in schlammigen Arealen zur Riffbildung kommen kann.

Dies ist möglich, da sich einige Korallenarten gut an das Leben auf/in der Nähe von Lockersediment angepaßt haben. Die Korallen haben vor allem vier Möglichkeiten um sich vor einem drohenden Verschütten/Ersticken zu bewahren:

- durch eine stark konvex ausgebildete Oberfläche auf der das Sediment abrutscht (z.B. Cyloseris costulata, Fungia sommervillei; SCHUHMACHER 1977b: 508);
- durch den Abtransport von feinem Sediment durch Tentakelbewegungen, feine Wimpern oder/und Schleimabsonderungen der Korallenpolypen (HUBBARD & POCKOCK 1972, SCHUHMACHER 1977b: 508, 1982 Abb. 39-4);
- durch das Aufblähen von Korallenpolypen durch Wasseraufnahme (HUBBARD & POCKOCK 1972, SCHUHMACHER 1977b: 508);
- durch aktive Lage- und Ortsveränderung (z.B. Manicena areolata, FABRICIUS 1964; Diaseris distorta, HUBBARD 1972).

Wie sich im Arbeitsgebiet zeigte, ist jedoch das Vorkommen von Hartgrundflecken eine wesentliche Voraussetzung für die Besiedlung von schlammigen Arealen durch Korallen. Neben felsigem Untergrund kommt dabei vor allem ästigem Korallenbruch eine besondere Bedeutung zu, da er für den Aufwuchs von Korallen gut geeignet

ist (Taf.4/3) und ferner deren Einsinken in den sonst schlammigen Untergrund verhindert. Von wenigen Ausnahmen abgesehen (z.B. Goniopora sp.), traten daher selbst hochgradig sedimenttolerante Korallen (z.B. "Fungia", Porites eridani) nur dann im Schlamm auf, wenn dieser unmittelbar von Korallenbruch unterlagert war.

Im schlammigen Golf von Lingayen und damit auch im Inselgebiet der Hundred Islands, ist das Wasser häufig sehr trüb. Oft liegen die Sichtweiten unter zwei Meter. Es zeigte sich, daß trotz der Trübe eine artenreiche Korallenfauna verbreitet war (Tab.4). Die südlichsten Vorkommen der üppigen Porites "eridani"-Riffe (vgl. Taf.7) befinden sich ganzjährig in den sehr trüben (Sicht max. 1 m) Gewässern der südlichen Hundred Islands. Wassertrübe behindert dort das Korallenwachstum und die Riffentwicklung kaum. Aber nicht nur stillwassertypische, sedimenttolerante Korallen, sondern auch Korallen des turbulenten, normalerweise klaren Wassers wurden trotz hoher Trübe angetroffen. So kommen in den "outer reefs" große ( $\varnothing > 1\text{m}$ ) Acropora "hyacinthus"-Kolonien noch in Wassertiefen von 20 m vor (vgl. Taf.4/4).

Hohe Wassertrübe kann sicherlich durch Dämpfung des einfallenden Sonnenlichtes die Tiefenverbreitung von Korallen heraufsetzen. In geringen Tiefen (beobachtet bis -35m) bleibt sie jedoch ohne größere negative Auswirkungen auf das Korallenwachstum und beeinflusst die Riffbildung somit nur wenig.

#### 6.4.4. SCHELFMORPHOLOGIE

Die Morphologie des Schelfes kann die Entwicklung von Riffen wie folgt steuern.  
Durch:

- a) die Breite der für Riffbildung geeigneten Zone;
- b) ihre Auswirkungen auf anlaufende Wellen;
- c) ihren Einfluß auf den Sedimenttransport.

Dabei bestehen folgende, in den Riffen der Pangasinan-Halbinsel beobachtete, Zusammenhänge:

- je flacher der Schelf, desto breiter ist die für Riffbildung geeignete Zone (+ 50 m Tiefenlinie); die eiszeitliche Überprägung des Schelfes hat zudem oft ihre Spuren in Form submariner Terrassen hinterlassen, die als Basis der rezenten Riffbildung dienen (ca. -35 m im Arbeitsgebiet). Die Breite dieser Terrassen steht ebenfalls im Zusammenhang mit dem Neigungswinkel des Schelfes: steiler Schelf mit schmalen, genau umgrenzten Terrassen, flach einfallender Schelf mit undeutlichen (oft von holozänen Sedimenten überdeckten), breiten Terrassen;
- treffen lange Wellen (z.B. Dünung) auf einen steilen, rasch in größere Tiefen abfallenden, Untergrund (Steilküste, schmale Terrasse), so versteilen sie sehr rasch, werden abrupt gebrochen und geben ihre Energie plötzlich ab. Sie entwickeln dadurch (pro Flächeneinheit) deutlich höhere Kräfte als wenn sie auf flach geneigtem Meeresboden langsam auslaufen (u.a. BASCOM 1959). Auf dem steilen Schelf entstehen folglich sehr schmale (im Extremfall eine) Energiezone(n), während sich auf dem flachen Schelf, in Abhängigkeit vom Neigungswinkel, breite Energiezonen entwickeln (vgl. Beispiele S. 101);
- ein schmaler Schelf begünstigt die Abfuhr von lockerem Riffsediment, aber auch von terrigenen Sedimenten, aus dem Riffbereich (z.B. durch kräftige Küstenlängsströmungen und Brandungsrückströme). Hieraus resultieren niedrige Sedimentationsraten im Riff und eine oftmals weite Verbreitung von Hartgrund. Zugleich ist die Trübstoffbelastung gering. Demgegenüber sind die Sedimentationsraten auf breiten Schelfen oftmals hoch, Lockersedimente weit verbreitet und eventuell vorhandene Riffe hochgradig trübstoffbelastet.

## 6.5. GEOLOGISCH-TEKTONISCHE PROZESSE UND RIFFBILDUNG

Die Morphologie von Schelf und Küste, das am Meeresboden anstehende Substrat und damit die gesamte Basis einer eventuell möglichen Riffbildung, sind letztendlich Ausdruck der ablaufenden und abgelaufenen geologisch-tektonischen Prozesse (tektonische Bewegungen des Untergrundes, Erosion, Sedimentation, Diagenese). Die Basis der modernen Riffe ist zudem durch glazieostatische Meeresspiegelschwankungen (Pleistozän) entscheidend überprägt (z.B. Terrassenbildung).

Im Raum der heutigen Pangasinan-Halbinsel entstand durch die Platznahme des Zambales Ophiolithes eine Schwellenregion im ehemals offenen Ozean, die - da andere regionale Faktoren (z.B. Klima) es zuließen - zur Riffbildung geeignet war und ist.

Die ostgerichtete Subduktion im Manila Trench führte zur Hebung und Kippung (in Richtung der Subduktion) des Ophiolithkörpers (und der auflagernden Pangasinan-Halbinsel). Überprägt von klimatisch-ozeanographischen Faktoren und glazieostatischen Meeresspiegelschwankungen, erfolgte eine starke Differenzierung des Sedimentationsraumes in (vgl. Tab.2):

- einen "Hochenergie-Schelf" (W-Seite), charakterisiert durch steile Abbrüche zum Kontinentalabhang, schmale zur Riffbildung geeignete Zonen (pleistozäne Terrassen), anstehenden Hartgrund (plio?-pleistozäne Kalke), geringe Trübstoffbelastung und (bedingt durch rasche Umlagerung) niedrige Sedimentationsraten im Riff (terrigenes Material und Riff-Lockersedimente);
- einen "Niedrigenergie-Schelf" (E-Seite), charakterisiert durch flach abfallenden Meeresboden ( $<1^\circ$ ) und breite zur Riffbildung geeignete Zonen, anstehendes Lockersediment (plio/pleistozäne Mergel), hohe Trübstoffbelastung und hohe Sedimentationsraten im Riff (Material s.o.);
- einen Übergangsbereich zwischen den genannten Zonen (N-Seite).

Diese Differenzierung des Sedimentationsraumes findet ihren Ausdruck im Aufbau und der Zonierung der modernen (fossilen?) Riffe an der Pangasinan-Halbinsel:

- charakteristische Hochenergie-Riffe (Terrassenriffe) vor der Westküste;
- charakteristische Niedrigenergie-Riffe (Rampenriffe) vor der Ostküste;
- "normale" Riffe (Saumriffe) vor der Nordküste.



Die Riffbildungen der Pangasinan-Halbinsel sind zusätzlich durch häufige Taifune überprägt.

Dieses Beispiel zeigt, wie die geologisch-tektonischen Prozesse (hier: Platznahme der Zambales Ophiolithe und Subduktion) der Region, über ihre Wirkung auf steuernde Faktoren der Riffbildung, die Entstehung bestimmter Riff-Typen maßgeblich mitbeeinflußten. Dies bedeutet aber auch, daß umgekehrt - im Sinne des Aktualismus - von gewissen fossilen Riff-Typen auf geologisch-tektonische Prozesse der Erdgeschichte geschlossen werden kann.

So ist z.B. das subduktionsbedingte Auftauchen und die Kippung (in Richtung der Subduktion) einer Schwellenregion eine verbreitete Erscheinung in Subduktionssystemen (DICKINSON & SEELY 1979, SEELY 1979 fig.2). Lief ein solcher Prozess in der Erdgeschichte ab und kam es auf der entstehenden Schwellenregion zu Riffbildungen, so sollten - gemäß dem Beispiel der Pangasinan-Halbinsel und unter Berücksichtigung sonstiger regionaler geologischer Daten (z.B. Ophiolithe, Inselbogengesteine, Störungen etc.) - aus dem Aufbau und der Zonierung dieser Riffe, Rückschlüsse auf die tektonischen Bewegungen der Schwellenregion und damit auf die Lage und Entwicklung des Subduktionssystemes, möglich sein.

---

Abb. 30 (nebenstehend)

Die an das Beispiel der Pangasinan-Halbinsel angelehnte, stark schematisierte Darstellung zeigt, wie geologisch-tektonische Prozesse (hier: Subduktion), überlagert von klimatisch-ozeanographischen Faktoren, zur Entstehung unterschiedlicher Faziesräume mit charakteristischen Riff-Typen führen können.

M = Monsune und über längere Zeiträume hinweg konstant hohe Dünung;

T = in kurzen Zeitabständen wiederkehrende Taifune mit katastrophalen Windseen;

W = lokale Winde; T = Terrassenriff, S = Saumriff, R = Rampenriff;

schwarze Pfeile = Sedimentschüttungen vom Festland;

Abbildung ohne Maßstab; Entfernung Arc - Structural High ca. 100 km; Wassertiefe im Forearc Basin unter 200 m.

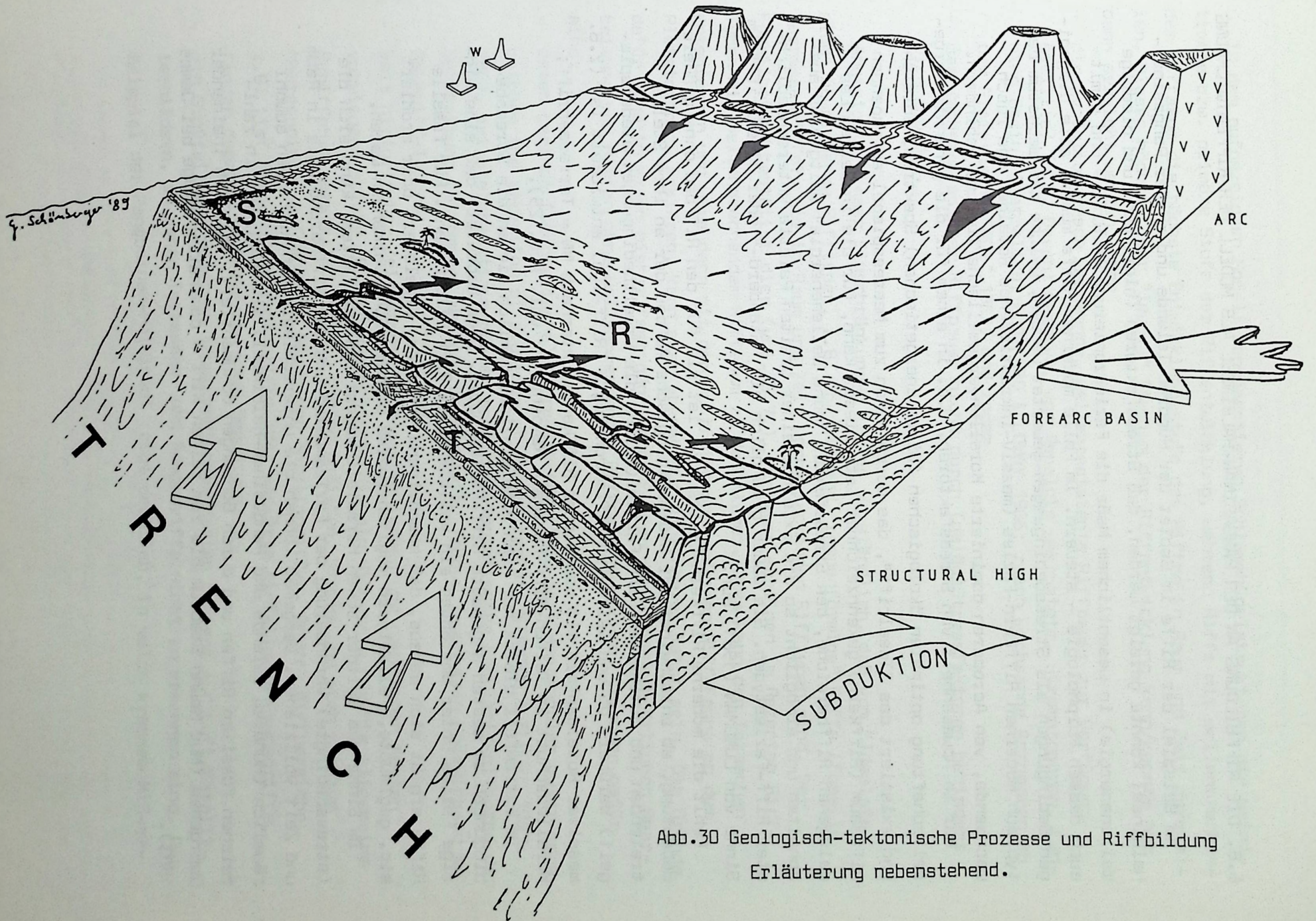


Abb.30 Geologisch-tektonische Prozesse und Riffbildung  
Erläuterung nebenstehend.

## 6.6. DIE RIFFBILDUNG AN DER PANGASINAN-HALBINSEL ALS MODELL DER RIFFENTWICKLUNG

Am Beispiel der Riffe im Gebiet der Hundred Islands und an der Pangasinan-Halbinsel konnte gezeigt werden, daß Stressfaktoren (hier: hohe und niedrige Wellenenergie) in wesentlichem Maße die Fazieszonierung im Riff - und damit auch dessen Morphologie - steuern. Im Falle moderner Riffe müssen alle diejenigen Bedingungen als Stressbedingungen gewertet werden, welche das Wachstum der typisch modernen Riffkern-Fazies (massiv-inkrustierende Rotalgen und rasch wachsende, von Acroporen dominierte Korallenvergesellschaftungen) behindern.

Nur in Abwesenheit von Stressfaktoren, d.h. in einem für die genannte Vergesellschaftung optimalen ökologischen (hier: energetischen) Spektrum, entsteht und existiert das "Idealriff", das durch einen zum Meeresspiegel aufragenden Riffsaum (Riffkern) gekennzeichnet ist. Dieser kann, für die in seinem Lee gelegenen Riffbereiche, den Stressfaktor "hohe Wellenenergie" weitgehend ausschalten und ermöglicht so die Existenz einer breiten Palette unterschiedlichster Riff-Faziestypen. Sie bauen gewöhnlich ein "Standard-" oder "Idealriff" im Sinne von LONGMAN (1981) auf.

Fehlt die moderne Riffkern-Fazies bzw. ist sie für den Riffbau ohne größere Bedeutung, so entscheidet der sedimentologische Aufbau der an ihre Stelle tretenden und dominanten Riff-Fazies (welche die Umweltbedingungen widerspiegelt) darüber, ob und welche(r) Riffmorphologie (Riff-Typ) entwickelt ist (z.B. massiver Rotalgenfels mit deutlicher Riffkante unterhalb NN = Terrassenriff; Korallenschutt in Taifun-Riff-Fazies = Rampenriff; vgl. Abb. 29).

Im Extremfall bleibt nur noch eine einzige, nämlich die an die Stressbedingungen am besten angepaßte Riff-Fazies übrig. Dies bedeutet, daß eine einzige Fazies unter Umständen ein vollständiges Riff bilden kann. Für fossile Riffe ergibt sich daraus, daß anscheinend fehlende, umgelagert oder erodiert etc. geglaubte, Faziestypen möglicherweise primär nicht vorhanden waren.

Im Sinne des Walther'schen Korrelationsgesetzes der Fazies, kann sich die (stressbedingte) Veränderung der Faziesmuster und der Riffmorphologie in Raum und Zeit vollziehen. Demgemäß können die unterschiedlichen Riffotypen sowohl räumlich (Hundred Islands und Pangasinan-Halbinsel) als auch, wie in zahlreichen fossilen Riffen und durch Bohrungen dokumentiert, zeitlich ineinander übergehen (Mud Mound Stadium bis zum reifen Riff = domination stage bei James 1983).

In dem aufgezeigten Modell repräsentieren Schlammhügelstrukturen die primitivste bzw. primäre Stufe der Riffentwicklung, während Riffe mit wellenbrechendem Riffsaum die höchste Entwicklungsstufe des Riffes in Raum und Zeit darstellen. Dieses höchste oder "ideale" Stadium der Riffentwicklung kann/konnte nur dann erreicht werden, wenn

- die Evolution rasch wachsende, wellenresistente Riffbauer zur Verfügung stellt(e) (z.B. Devon: massive, von Renalcis umkrustete, Stromatoporen, Canning Basin, Australien, PLAYFORD & LOWRY 1966; rasch wachsende Acroporen ab dem Pleistozän, FROST 1981) und zudem
- das Wachstum solcher Riffbauer nicht durch (paläo)Stressfaktoren behindert wird (wurde).

Angesichts dieser Einschränkungen ist es verständlich, daß vom "Idealstadium" abweichende Rifftypen, z.B. überwiegend "rampenförmige" Riffe (fossile Terrassenriffe?) die in Raum und Zeit vorherrschenden Rifftypen sind. Der Fossilbefund bestätigt dies (vgl. 6.7.). Hingegen scheinen im Rezenten Rifftypen mit wellenbrechendem Riffsaum zu dominieren. Dies kann den Tatsachen entsprechen und wäre dann mit dem Auftreten der modernen Riff-Fauna ab dem Pleistozän zu erklären, kann aber ebenso nur scheinbarer Natur sein. Die Gründe dafür sind in einem bisher fast gänzlichen Fehlen der wissenschaftlichen Bearbeitung von Riffen ohne wellenbrechenden Riffsaum zu suchen. Ursachen dafür sind:

- deren geringe (taucherische) Attraktivität ("the more spectacular outer edge catches the attention of students of modern reefs", STANTON & FLÜGEL 1987: 180), bei gleichzeitig erhöhtem technisch-logistischem Schwierigkeitsgrad der Bearbeitung (Strömung, Wellen, Wassertiefe, Trübe; Tauchbasen überwiegend an Saumriff-Typen);
- seit historischer Zeit werden in topographischen und nautischen Karten vorwiegend solche "Riffe" auskartiert, die ein Hindernis für die allgemeine Schifffahrt darstellen. Hierzu zählen Untiefen, Wracks und eben die zum Meeresspiegel aufragenden Säume von Korallenriffen. Andere Riffbereiche, z.B. tief liegende Terrassenriffe oder seewärts einfallende Rampenriffe, finden dagegen in Seekarten kaum Beachtung;
- ein Großteil der modernen topographischen Karten basiert auf Luft/Satellitenbildern, in denen Terrassen- und Rampenriffe nicht zu erkennen sind. Das Beispiel der Pangasinan-Halbinsel zeigt deutlich, in welch krassem Mißver-

hältnis die im Satellitenbild (Abb.8) erkennbaren und die tatsächlich existierenden (Abb.11) Riffbereiche stehen. Ähnliches ist für andere Karten, z.B. für die topographische (1:1.500.000, 1974) und die geologische (1:1.000.000, 1963) Karte der Philippinen, anzunehmen. Verglichen mit der Länge der Küste sind dort nur äußerst wenige Riffe kartiert. Angesichts der guten Eignung des Archipels zum Korallenwuchs ist jedoch wahrscheinlich, daß die überwiegende Küstenlinie von (wissenschaftlich nicht oder kaum bearbeiteten) Terrassenriffen (Ränder des Archipeles) und Rampenriffen (geschützte Regionen, Taifungürtel) gesäumt ist.

Die Frage, in welcher Häufigkeit moderne Riff-Typen ohne wellenbrechenden Riffsaum tatsächlich vorkommen, ist beim gegenwärtigen Wissensstand nicht zu beantworten. Zur Klärung dieses geologisch wie auch ökologisch wichtigen Problems wären umfangreiche Untersuchungen an angeblich "riff-freien" Küstenabschnitten notwendig. Sollten Terrassenriffe oder Rampenriffe auch nicht den dominanten modernen Riff-Typ repräsentieren, so ist dennoch davon auszugehen, daß sie zumindest wesentlich weiter verbreitet sind, als bisher angenommen wird.

---

#### Abb.31 Das Riff in Raum und Zeit

Modellhafte Darstellung der Riffentwicklung im Raum (unter räumlich variablen ökologischen, hier energetischen, Bedingungen; weiße Pfeile) und/oder in der Zeit (vertikales Riffwachstum; schwarze Pfeile).

In diesem Modell repräsentieren Schlamhügelstrukturen die primitivste bzw. primäre Stufe der Riffentwicklung.

Riffe mit einer zum Meeresspiegel aufragenden, hochgradig wellenresistenten Riffkante (Typ: Saumriff) stellen dagegen einen Idealfall in Raum und Zeit dar. Dieser kann nur dann eintreten, wenn die Evolution geeignete Riffbauer zur Verfügung stellt und gleichzeitig die ökologischen (hier: energetischen) Bedingungen deren optimales Wachstum zulassen (moderne Saumriffe).

Das Terrassenriff wird als eigenständiger Hochenergie-Riff-Typ interpretiert, der grundsätzlich nicht zum Meeresspiegel aufwachsen kann, da sich ein Gleichgewicht zwischen Erosion und Gerüstbau deutlich unterhalb des Meeresspiegels einstellt. Das Terrassenriff entsteht wahrscheinlich vorwiegend primär, z.B. durch unmittelbares Einsetzen massiven Gerüstbaues (Rotalgenfels) über submarinen pleistozänen Terrassen. Es könnte aber auch bei steigender wirksamer Wellenenergie (z.B. durch tektonisch bedingte Veränderungen der Schelfmorphologie), durch Erosion der wellenbrechenden Riffkante, aus dem Saumriff hervorgehen.

Beispiele aus der Erdgeschichte bekräftigen das geschilderte Modell. Erst seit dem Pleistozän stehen mit der Acropora-Pocillopora Vergesellschaftung Gerüstbauer zur Verfügung, die (nur!) in einem relativ hochenergetischen Spektrum zum raschen Aufbau hochgradig wellenresistenter Gerüste fähig sind (Typ: Saumriff). Außerhalb dieses energetischen Spektrums fehlen, ebenso wie in den angeführten Beispielen aus der Erdgeschichte (und wahrscheinlich in der gesamten Erdgeschichte; Ausnahme? Devon-Riffe Australiens, s.S. 123), solche Gerüstbauer. Zu diesen Zeiten entstanden daher, unter den für die damaligen wichtigsten Gerüstbauer optimalen ökologischen (hier: energetischen) Bedingungen, nur primitive Riff-Typen (vorwiegend Rampenriffe) und/oder Schlamhügelstrukturen.

Die in Hochenergie-Zonen verbreiteten Silur-"Riffe" (geringmächtige Biostrome) des Kuppen- und Holmhügel-Typen werden als fossile Analoga zu den modernen Terrassenriffen interpretiert.

Die grau unterlegten Zonen geben jeweils die (pal)ökologischen (hier: energetischen) Bereiche an, in denen Gerüstbau möglich war/ist (Interpretation aufgrund der angeführten Literatur).

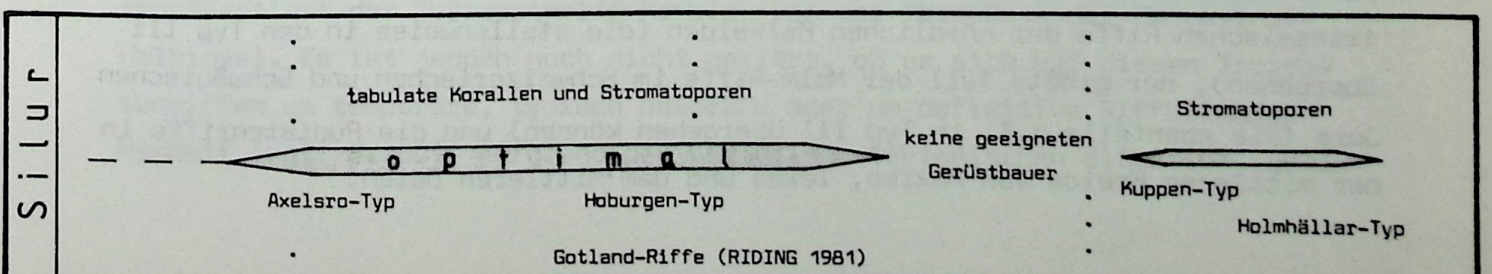
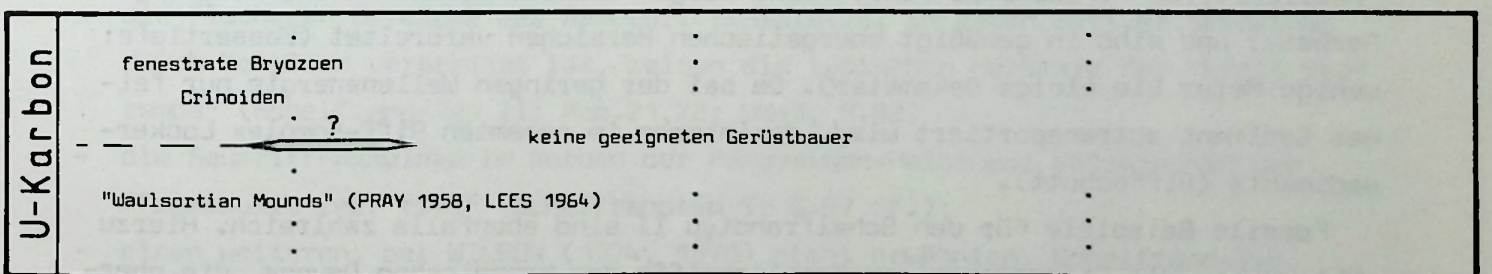
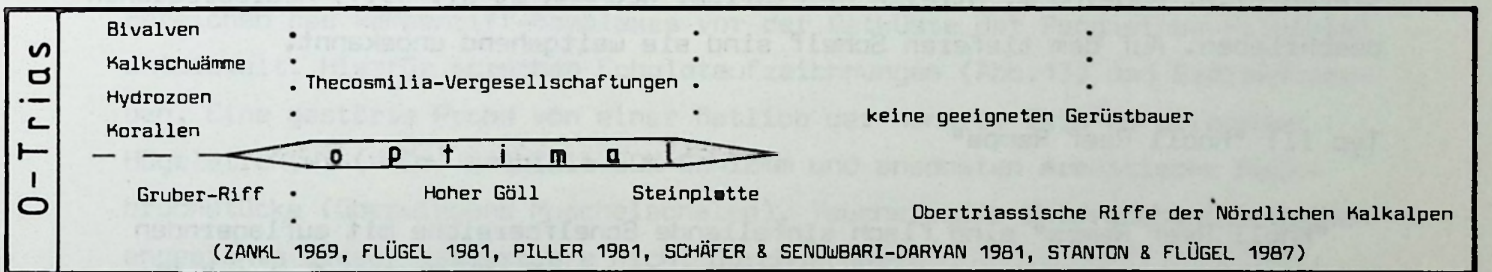
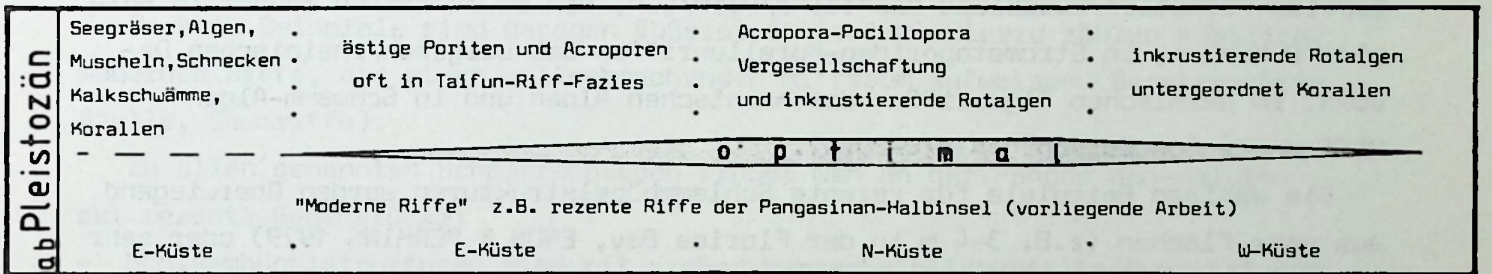
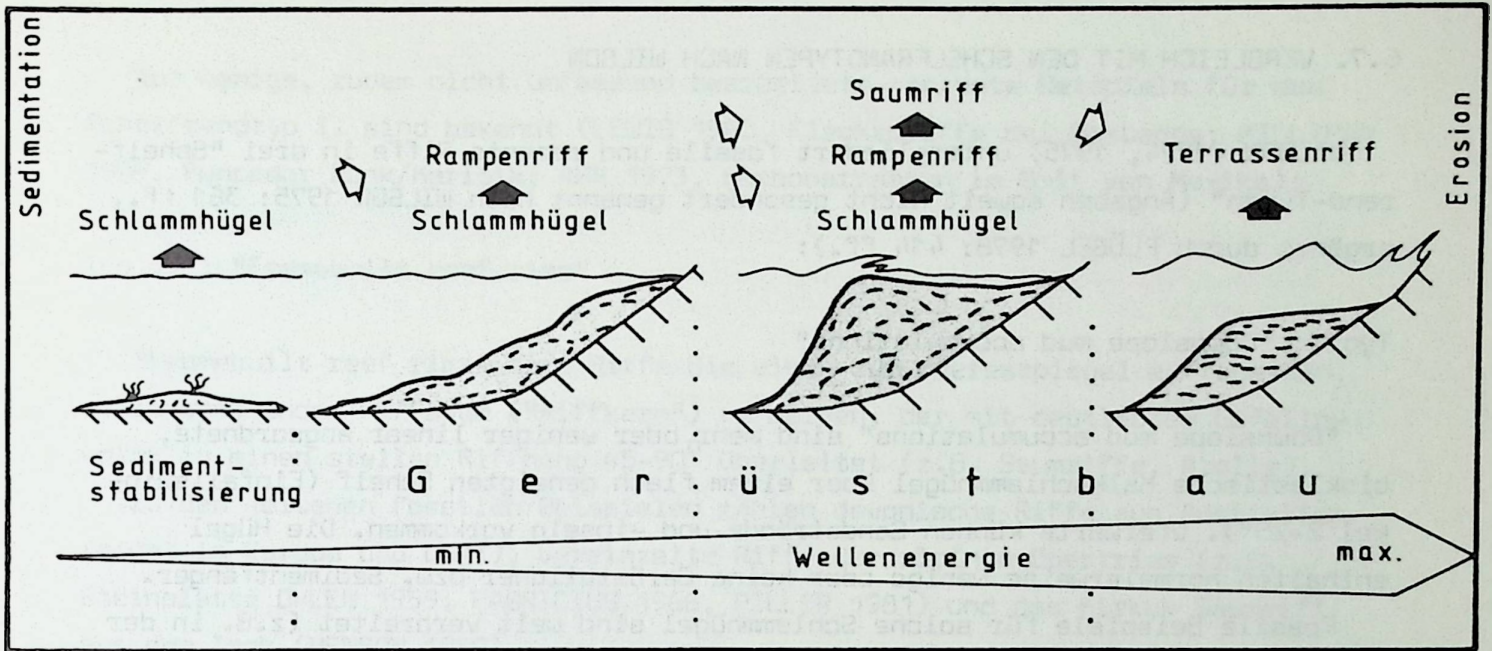


Abb 31

## 6.7. VERGLEICH MIT DEN SCHELFRANDTYPEN NACH WILSON

WILSON (1974, 1975) untergliedert fossile und rezente Riffe in drei "Schelfrand-Typen" (Angaben soweit nicht gesondert genannt nach WILSON 1975: 361 ff., ergänzt durch FLÜGEL 1978: 414 ff.):

### Typ I: "Downslope mud accumulations"

"Downslope mud accumulations" sind mehr oder weniger linear angeordnete, bioklastische Kalkschlammhügel über einem flach geneigten Schelf (Einfallswinkel 2-25°). Uferwärts können Sandstrände und -inseln vorkommen. Die Hügel enthalten normalerweise wenige oder keine Gerüstbildner bzw. Sedimentfänger.

Fossile Beispiele für solche Schlammhügel sind weit verbreitet (z.B. in der Capitan Formation/Guadalupe Mountains/Perm/USA, den Waultsortian Mounds in Belgien/U-Karbon, in Stromatoporiden-Korallenriffen des belgisch/rheinischen Devons, in permischen Algenriffen der Karnischen Alpen und in Schwamm-Algen-Riffen der Schwäbischen Alb/O-Jura).

Die wenigen Beispiele für rezente Schlammhügelstrukturen werden überwiegend aus sehr flachen (z.B. 3-4 m in der Florida Bay, ENOS & PERKINS 1979) oder sehr tiefen (z.B. 600-700 m, Straits of Florida, NEUMANN et al. 1977) Meeresregionen beschrieben. Auf dem tieferen Schelf sind sie weitgehend unbekannt.

### Typ II: "Knoll Reef Ramps"

"Knoll Reef Ramps" sind flach einfallende Schelfbereiche mit auflagernden "Knollenriffen" (Fleckenriffen). Diese zeigen aktiven Gerüstbau (meist ästige Gerüste) und sind in gemäßigt energetischen Bereichen verbreitet (Wassertiefe: wenige Meter bis einige Dekameter). Da bei der geringen Wellenenergie nur feines Sediment abtransportiert wird, dominieren im gesamten Riff-Komplex Lockersedimente (Riffschutt).

Fossile Beispiele für den Schelfrandtyp II sind ebenfalls zahlreich. Hierzu zählen u.a. die Stromatoporiden-Korallenriffe des kanadischen Devons, die obertriassischen Riffe der nördlichen Kalkalpen (die stellenweise in den Typ III übergehen), der größte Teil der Malm-Riffe im Schweizerischen und Schwäbischen Jura (die ebenfalls z.T. in Typ III übergehen können) und die Rudistenriffe in der mittleren Kreide von Mexiko, Texas und dem Mittleren Osten.

Nur wenige, zudem nicht umfassend bearbeitete, rezente Beispiele für den Schelfrandtyp II sind bekannt (LEWIS 1960, Fleckenriffe bei Barbados; MILLIMAN 1969, Roncador Bank/Karibik; AHR 1973, Karbonatrampen im Golf von Mexiko);

Typ III: "Framebuilt reef rims"

"Framebuilt reef rims" sind Riffe die einen zum Meeresspiegel aufragenden, wellenbrechenden Riffsaum ("Riffkern") aufweisen, der mit deutlichem Gefälleknick in einen steilen Riffhang 45-90° überleitet (z.B. Saumriffe, Atolle).

Zu den seltenen fossilen Beispielen zählen devonische Riffe aus Australien (nicht in Europa und USA!), vereinzelt Riffe der alpinen Obertrias (z.B. Steinplatte OHLEN 1959, FABRICIUS 1966, PILLER 1981) und das Kirkuk Saumriff aus dem Irak (HENSON 1950).

Rezente Beispiele sind dagegen äußerst zahlreich. Hierzu zählen sämtliche modernen Riffe, die einen wellenbrechenden Riffsaum aufweisen (Barriereriffe, Atolle, Saumriffe).

Zu allen genannten Schelfrandtypen findet man an der Pangasinan-Halbinsel rezente Gegenstücke:

- Schlammhügelstrukturen sind mit großer Wahrscheinlichkeit in den tieferen Bereichen des Rampenriff-Komplexes vor der Ostküste der Pangasinan-Halbinsel entwickelt. Hierfür sprechen Echolotaufzeichnungen (Abb.13) und Sedimentproben. Eine gestörte Probe von einer östlich der Hundred Islands gelegenen Hügelstruktur (-40m) enthielt 60% Schlamm und ansonsten arenitische Kalkbruchstücke (überwiegend Muschelschalen). Taucherische Untersuchungen wurden angesichts dieser Wassertiefe nicht durchgeführt;
- die flacheren Bereiche des Rampenriffkomplexes, in denen aktiver Gerüstbau durch Korallen verbreitet ist, zeigen die typischen Merkmale der "knoll reef ramps" (Schelfrand-Typ II; Abb.21,22; UW-3, S.82)
- die Saumriff-Komplexe im Norden der Pangasinan-Halbinsel entsprechen den "framebuilt reef rims" (Schelfrandtyp I; S.87 ff.);
- einen weiteren, bei WILSON (1974, 1975) nicht erwähnten, Schelfrand-Typ repräsentiert der Terrassenriff-Komplex vor der Westküste der Pangasinan-Halbinsel. Es ist jedoch noch nicht geklärt, ob es sich bei diesen Terrassenriffen um temporäre, typisch holozäne oder um definitive Riffbildungen handelt (vgl. S.100). Aufgrund der geologisch-tektonischen Situation (gerin-



ge Breite und Mächtigkeit des Riffkörpers, unmittelbare Nachbarschaft zum Kontinentalabhang, hohe tektonische Mobilität des Untergrundes) ist eine vollständige erdgeschichtliche Überlieferung dieses Riffotyps nicht zu erwarten. Wahrscheinlich werden nur auf den Kontinentalabhang abgeglittene (möglicherweise sehr große) Fragmente von diesem Riffkomplex überliefert.

Als Ursache für die Entwicklung unterschiedlicher Riff- bzw. Schelfrandtypen wurde, gemäß dem in Kap.6.6 geschilderten Modell, die Wirkung von Stressfaktoren (im Raum) und das Auftreten unterschiedlicher Riffbauer (in der Zeit) erkannt. Für die empirische Einteilung von WILSON (1974, 1975) wurde damit eine rationale Erklärung gefunden.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit war es nicht möglich, weiterreichende Vergleiche zwischen fossilen "Schelfrandtypen" und den modernen Riffen der Pangasinan-Halbinsel zu ziehen. Da aber gerade der, rezent wenig bekannte, Schelfrandtyp II (Rampenriff) der dominante Riff-Typ an der Pangasinan-Halbinsel ist und die äußerst gut bearbeiteten obertriassischen Riffe der Nördlichen Kalkalpen (u.a. DHLEN 1959, FABRICIUS 1966, ZANKL 1969, 1971, FLÜGEL 1960, 1962, 1981, SCHÖNBERGER 1982, STANTON & FLÜGEL 1987) diesem Typ entsprechen (STANTON & FLÜGEL 1987), soll nicht darauf verzichtet werden, zum Abschluß einen kurzen Vergleich zwischen diesen Riffen zu ziehen.

## 6.8. VERGLEICH DER RAMPENRIFFE DER PANGASINAN-HALBINSEL MIT DEN OBERTRIASSISCHEN RIFFEN DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

### Häufigste Gerüstbildner

In der Obertrias gelten (neben Schwämmen) ästige Korallen der Gattung Thecosmilia als wichtigste Gerüstbildner im Riff. Sie treten in mehr oder weniger hoch aufragenden Wuchsformen (z.B. Thecosmilia clathrata A u. B bei OHLEN 1959) und in verschiedenen Vergesellschaftungen auf (u.a. FLÜGEL 1981, STANTON & FLÜGEL 1987). Korallengerüste der widerstandsfähigeren Thecosmilia-Arten kennzeichnen die höchstenergetischen Bereiche der obertriassischen Riffe (FLÜGEL 1981: 321; STANTON & FLÜGEL 1987: 168, 169).

Häufig wird die Korallenart Acropora palmata, die in karibischen Riffen in der Brandungszone Korallengerüste bildet (u.a. GEISTER 1977), zum Vergleich mit Thecosmilia-Gerüsten herangezogen. Aufgrund der gravierenden morphologischen Unterschiede und der daraus resultierenden stark unterschiedlichen hydrodynamischen Eigenschaften der genannten Korallen, sind solche Vergleiche wenig erfolgversprechend.

Hingegen zeigen die in den Rampenriffen des Arbeitsgebietes weit verbreiteten ästigen Acropora- und Porites-Arten, insbesondere die in den schlammigen, geschützten Bereichen der Hundred Islands häufige Koralle Porites "eridani", auffallende Ähnlichkeiten mit der triassischen Thecosmilia. Beide Korallen

- haben eine sehr ähnliche Morphologie;
- bilden Kolonien/Flecken, deren Ausdehnung zwischen wenigen und mehreren hundert Quadratmetern liegt (z. vgl. Hoher Göll 2-5 m<sup>2</sup>, Rötelwand mehrere hundert m<sup>2</sup>; FLÜGEL 1981: 307);
- sind oft innerhalb von Fleckenriffen durch mehrere Arten vertreten und mit anderen Korallen und sonstigen Rifforganismen vergesellschaftet;
- zeigen gute Anpassung an hohe Sedimentbelastung ("Kössener Korallenkalk" bei FABRICIUS 1966:18; Thecosmilia clathrata in mud mounds, STANTON & FLÜGEL 1987);
- wachsen häufig auf/im Korallenbruch bzw. sind von solchem umgeben (vgl. FLÜGEL 1981: fig. 12).

(wo nicht gesondert genannt nach FLÜGEL 1981, STANTON & FLÜGEL 1987 und eigenen Rezentbeobachtungen).

## Morphologie

Die triassischen Riffe entsprachen morphologisch nicht dem modernen Rifftyp, der sich durch einen wellenresistenten Riffsaum und einen steilen Riffabhang auszeichnet (Saumriff, Atoll), sondern bildeten, von wenigen Ausnahmen abgesehen (z.B. Steinplatte mit Thecosmilia-Gerüsten, OHLEN 1959, FABRICIUS 1966, PILLER 1981), flach einfallende, von Fleckenriffen überragte Rampen ("Rampenriffe"; z.B. Hoher Göll, ZANKL 1969). Diese bestanden zum großen Teil aus Riffschutt. Die unterschiedlichen Vergesellschaftungen von Riffbauern und -bewohnern gingen, ebenso wie die Fazieszonen, kontinuierlich und unscharf ineinander über (STANTON & FLÜGEL 1987).

Auch vor der Ostküste der Pangasinan-Halbinsel dominieren Rampenriffe. Riffe mit massiven, wellenbrechenden Riffsäumen fehlen dort. Die Erklärung für die Dominanz des rampenförmigen Riff-Typs ergibt sich - gemäß dem in Kap.6.6. aufgezeigten Modell - aus der Wirkung von Stressfaktoren (niedrige Wellenenergie bei gleichzeitig häufigen Taifunen), welche die Entwicklung einer modernen, durch rasch wachsende Acroporen und massiv inkrustierende Rotalgen gekennzeichneten, Riffkern-Fazies stark behindern.

An deren Stelle tritt eine, für gemäßigt-energetische Bereiche typische, Korallengerüst-Fazies aus ästigen Korallen (Acropora "formosa", Porites "eridani"). Obwohl ästige Korallen durchaus in der Lage sind, großflächig zum Meeresspiegel emporzuwachsen (u.a. PICHON 1981, Tulear/Madagaskar), können sie keine massiven Gerüste bilden. Dies hat mehrere Gründe, wobei vorwiegend die mäßige Wellenresistenz der ästigen, durch große Hohlräume gekennzeichneten Gerüste, Bioerosion an der abgestorbenen Koloniebasis und mangelnde Inkrustation durch Rotalgen (im niedrigenergetischen Milieu) zu nennen sind.

In Abwesenheit massiver Gerüste (Riffkern), welche das gesamte Riff vor hohen Wellen schützen könnten, entsteht unter der periodischen Einwirkung von Stürmen, verstärkt durch bioerosive Prozesse, ein Riffkörper, der sich überwiegend aus Riffschutt (z.T. in Taifun-Riff-Fazies aktiv verfestigt) zusammensetzt und daher eine rampenförmige Morphologie aufweist.

### Paläoenvironment

Da auch die Skelette der triassischen Korallen aus kalkigem Baumaterial bestanden (u.a. FLÜGEL 1978), ist davon auszugehen, daß sie bei vergleichbarer Morphologie eine ähnliche Wellenresistenz und ähnliche gerüstbildende Eigenschaften wie ihre rezenten Gegenstücke hatten. Ihre Verbreitung dürfte daher, wie dies auch rezent bei ästigen Korallen der Fall ist (u.a. STODDART 1973, ROSEN 1971, ROSS & HODGSON 1981, PICHON 1981; PALAGANAS et al. 1985; eigene Beobachtungen, Abb.16), auf gemäßigt- und niedrigerenergetische Zonen beschränkt gewesen sein. Demzufolge sind, falls Korallen der Gattung Thecosmilia tatsächlich Riffsäume in Meeresspiegelnähe errichtet haben (z.B. Steinplatte OHLEN 1959, FABRICIUS 1966), als Paläoenvironment geschützte, keinesfalls gegenüber dem offenen Ozean exponierte Meeresbereiche anzunehmen. Die Morphologie der triassischen Riffe folgert, entsprechend dem rezenten Gegenstück, aus der Dominanz ästiger Hauptgerüstbildner, die unter den Einwirkungen von Stürmen und Bioerosion zerbrachen und so zur Bildung rampenförmiger Riffe führten.

Wie läßt sich die in obertriassischen Riffen häufige Koexistenz von niedrigenergetischen (mikritische Matrix, breite Fazieszonen mit unscharfen Grenzen bzw. Siedlervergesellschaftungen mit kontinuierlichen Übergängen) und hochenergetischen Merkmalen (hoher Anteil an grobem Riffschutt; z.B. Verhältnis Gerüst:Schutt = 1:9, Hoher Göll, Sauwand, Gesäuse) erklären? Dieses, von STANTON & FLÜGEL (1987: 180) aufgeworfene, wesentliche Problem der triassischen Riff-Forschung, läßt sich mit der Wirkung von "Paläostürmen" erklären.

Gerade das gemeinsame Auftreten der genannten Merkmale wurde im Arbeitsgebiet als charakteristischer Indikator für sturmüberprägte Riffbildungen im gemäßigt-energetischen Milieu (Taifun-Riff-Fazies) erkannt. Die ästigen Kolonienformen und die breiten, kontinuierlich ineinander übergehenden Fazieszonen sind typisch für die normalerweise herrschenden gemäßigt energetischen Bedingungen. Die großen Mengen an Korallenschutt dokumentieren kurzfristige, katastrophale Sturmereignisse. Durch die hohen Sturmwellen werden zusätzlich die, während ruhiger Perioden entstandenen, Faziesgrenzen "verwischt".

Ausblick

Bereits der kurze Vergleich des Rampenriff-Komplexes im Osten der Pangasinan-Halbinsel mit triassischen Riffen der Nördlichen Kalkalpen zeigte wichtige Gemeinsamkeiten auf und ermöglichte neue Rückschlüsse auf die Entstehung der triassischen Riffe. Weit weniger aussagekräftig wäre ein Vergleich mit dem modernen Saumriff-Komplex im Norden der Pangasinan-Halbinsel gewesen. Dies läßt sich damit erklären, daß den wellenresistenten Riffkern des "typisch modernen" Saumriffes eine Vergesellschaftung von Riffbauern errichtet, die erst seit dem Pleistozän bekannt ist und im Fossilen keine/kaum Entsprechungen findet (FROST 1981). Es ist daher wenig erfolgversprechend gerade diejenigen modernen Riffe zu Vergleichen mit fossilen Riffen heranzuziehen, die sich durch eine solche Vergesellschaftung - und damit durch einen wellenbrechenden Riffsaum - auszeichnen. Um aktualistisch orientierte Vergleichsstudien sinnvoll zu gestalten ist es vielmehr notwendig, gerade jene modernen Riffe verstärkt zu erforschen, denen (aus ökologischen Gründen) die typisch moderne Riffkern-Vergesellschaftung fehlt: die Terrassenriffe und die Rampenriffe.

## 7. ZUSAMMENFASSUNG

### a) Geologischer Überblick

Die Pangasinan-Halbinsel kann tektonisch und erdgeschichtlich als ein Teil der Zambales Range betrachtet werden. Letztere tritt spätestens seit dem Oligozän als Schwellenregion innerhalb des Manila Trench Subduktionssystems in Erscheinung.

Vom Rand der Zambales Ophiolithe sind oligozäne Riffbildungen nachgewiesen (Riffkomponenten in der Hundred Islands Formation). Dagegen haben sich auf der Pangasinan-Halbinsel Riffe erst ab dem Pliozän/Pleistozän entwickelt (Surip Formation).

Die Pangasinan-Halbinsel kann stark vereinfacht als eine (im Zuge der Subduktionsprozesse im Manila Trench) gehobene, nach Osten bis Nordosten gekippte, eiszeitlich überprägte Sedimenttafel beschrieben werden. Ein schmaler, durch steile Brüche begrenzter Schelf im Westen, ein breiter, flach abfallender Schelf im Osten und ein Übergangsbereich im Norden der Halbinsel, resultierten aus den tektonischen Bewegungen.

Die West- und Nordküste der Halbinsel wird von Kalken und (untergeordnet) Konglomeraten (Surip Formation) gesäumt. An der Ostküste stehen dagegen, mit Ausnahme des Hundred Islands Kalkes, Lockersedimente (Plio/Pleistozäne Mergel mit lokalen Fleckenriffen) an.

### b) Riff-Typen

Vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel sind Terrassenriffe, Rampenriffe, Saumriffe und Fleckenriffe entwickelt.

Terrassenriffe sind hochgradig wellenresistente, aus massivem Kalkfels (Rotalgen/Korallen-Fels) bestehende Riffe, die zwar eine ausgeprägte Riffkante besitzen, aber deren Riffdach deutlich (mehrere Meter) unter dem Meeresspiegel liegt. Ob das Terrassenriff generell nicht in der Lage ist zum Meeresspiegel emporzubauen, oder ob es sich bei diesem Riff-Typ um ein post-pleistozänes Phänomen handelt, ist gegenwärtig ungeklärt.

Rampenriffe fallen ohne deutlichen Gefälleknick kontinuierlich zu den Beckensedimenten hin ab und bestehen zu einem wesentlichen Teil aus Riff-

Schuttsedimenten (z.B. Korallenbruch, -gerölle, Kalksand). Der aktive Gerüstbau erfolgt hauptsächlich durch ästige Korallen. Er ist in den wenig wellenresistenten Rampenriffen auf Flecken und Schwellen beschränkt (Korallengerüst-Fazies, Taifun-Riff-Fazies).

Die Saumriffe vor der Pangasinan-Halbinsel entsprechen "Standardsaumriffen" im Sinne von LONGMAN (1981), SCHUHMACHER (1982) und JAMES (1983).

Die aus massivem Kalkfels bestehenden Fleckenriffe kommen überwiegend in so großen Tiefen vor (ab ca. -40m), daß sie nicht näher bearbeitet werden konnten.

#### c) Fazies-Typen

Die in den Riffen der Pangasinan-Halbinsel vorkommenden Riff-Faziestypen sind "Standard-Faziestypen" im Sinne von LONGMAN (1981) und aus vielen anderen indopazifischen (u.a. ROSEN 1971, STODDART 1973) und philippinischen (u.a. ROSS & HODGSON 1981, PALAGANAS et al. 1985) Riffen bekannt. Eine Ausnahme bilden die Taifun-Riff-Fazies und die Porites "eridani"-Gerüst-Fazies.

Die Taifun Riff-Fazies entsteht durch die taifunbedingte Zerstörung von (überwiegend ästigen) Korallenkolonien. Sie unterscheidet sich von der Sturmflut-Fazies insbesondere darin, daß bei ihrer Entstehung die Korallenkolonien zwar zerbrochen, aber nicht alle Korallenpolypen getötet werden. Diese setzen den Gerüstbau unmittelbar nach dem Taifunereignis fort, weshalb in der Taifun-Riff-Fazies (im Gegensatz zur Sturmflutfazies) aktive Kalkproduktion und Sedimentverfestigung stattfindet.

Die Vergesellschaftung ästiger Poriten (Typ Porites "eridani") mit Gorgonarien der Gattung Euplexaura erwies sich als hochgradig faziestypisch für niedrigerenergetische, trübe und oftmals schlammige Meeresbereiche.

#### d) Verbreitung der Riffe

Hinsichtlich ihrer Verbreitung (Küstenlinie und Fläche) treten die Saumriffe deutlich hinter die Terrassen- und Rampenriffe zurück. Die Terrassenriffe erwiesen sich dabei als charakteristische Riffe vor Hochenergieküsten (Westseite der Pangasinan-Halbinsel), die Rampenriffe als typische Riffe vor gemäßigt-energetischen Küsten (Ostseite). Saumriffe kommen nur im (energetisch) schmalen Übergangsbereich vor (Nordseite).

e) Steuernde Faktoren der Riffbildung

Die Verbreitung und Zonierung der Riffe vor den Küsten der Pangasinan-Halbinsel orientiert sich an den dort auftretenden Wellenenergien. Die Wellenenergie erwies sich als wichtigster steuernder Faktor der Riffbildung, dessen Wirkung auf die Riffe zusätzlich durch die Schelfmorphologie verstärkt werden kann. Neben langfristig (d.h. die meiste Zeit des Jahres) wirksamen Wellenenergien (z.B. Monsunwellen) prägen periodisch auftretende, extrem hohe Wellen (hier: Taifunwellen) die Riffbildung an der Pangasinan-Halbinsel entscheidend. Während im hochenergetischen (an hohe Wellen angepaßten) und niedrigenergetischen (von Taifunwellen nicht mehr erreichten) Environment nur geringfügige Störungen der Normalsedimentation durch Taifune auftreten, beeinflussen diese in normalerweise (d.h. in taifunfreien Perioden) gemäßigt-energetischen Zonen wesentlich die Riffbildung und Sedimentation. Sie hinterlassen charakteristische, überlieferbare Merkmale in Riff und Becken, zu denen insbesondere eine Veränderung der Faziesmuster (u.a. sehr breite Riffschutt-Zonen, kaum Korallengerüst-Fazies), die weite Verbreitung der Taifun-Riff-Fazies und das Auftreten von Korallenkonglomeraten (aus etwa gleich großen Korallen) in der Beckenfazies zählen.

Strömungen beeinflussen die Riffbildung hauptsächlich an der West- und Nordküste der Pangasinan-Halbinsel. Den Riffen vor der Westküste wird durch Strömungen (Küstenlängsströmung, Brandungsrückstrom) Baumaterial (Lockersedimente, meist Kalksand) entzogen und dadurch ihre Anlagerungsrate erniedrigt. Ein großer Teil des Lockersedimentes wird vor der Nordküste, in Form eines riesigen Küstenhornes, abgelagert.

Hohe Wassertrübe zeigte erstaunlich wenig Auswirkungen auf die Riffbildung und Korallenverbreitung. Selbst im ganzjährig sehr trüben (Sicht <2m) Wasser (z.B. südlicher Teil der Hundred Islands) waren große Korallengerüste sedimenttoleranter Korallen (z.B. Porites eridani) verbreitet. Aber auch Korallen die normalerweise im klaren Wasser vorkommen (z.B. Acropora hyacinthus), wurden in den trüben Gewässern des Golfes von Lingayen in erstaunlich großer Zahl angetroffen (z.B. in den "outer reefs").

Sandig-schlammige Areale waren nur dann korallenfrei, wenn Hartgrund in keiner Form (z.B. Korallenschutt, Muschelschalen) zur Verfügung stand. Ansonsten kam in schlammigen Zonen stets eine, wenn auch nicht gerüstbildende, so doch artenreiche Korallenfauna vor (einzelne, meist kleine Kolonien).



#### f) Modell der Riffentwicklung

Die genetische Beziehung zwischen Terrassenriff, Rampenriff und Saumriff läßt sich mit einem neuen Modell der Riffentwicklung erklären. Es besagt, daß Stressfaktoren (hier: hohe und niedrige Wellenenergie) in wesentlichem Maße die Verbreitung (Breite) der einzelnen Fazieszonen eines Riffes und damit auch seine Morphologie, steuern. Der innere Aufbau (Sedimentgefüge) der dominanten, an die herrschenden Umweltbedingungen am besten angepaßten, Fazies entscheidet darüber, ob und welche Riffmorphologie entwickelt ist (z.B. Rotalgen/Korallenfels-Fazies = Terrassenriff; Korallenschutt und Taifun-Riff-Fazies = Rampenriff).

Nur in einem optimalen ökologischen Spektrum und wenn zusätzlich die Evolution geeignete Riffbauer bereitstellt, kann sich der "ideale", durch einen wellenbrechenden Riffsaum gekennzeichnete, Riff-Typ entwickeln (z.B. Saumriff, Barriereriff, Atoll).

Da von wenigen Ausnahmen abgesehen erst seit dem Pleistozän Riffbauer (Vergesellschaftung rasch wachsender Acroporen und inkrustierender Rotalgen) existieren, die in der Lage sind einen solchen wellenbrechenden Riffsaum zu errichten, sind Riffe vom Typ "Saumriff" eine charakteristisch moderne Erscheinung und aus der Erdgeschichte kaum bekannt.

#### g) Vergleich mit fossilen Riffen

Die an der Pangasinan-Halbinsel vorkommenden Riff-Typen sind moderne Beispiele für alle Schelfrandtypen nach WILSON (1974, 1975). Mit dem großflächigen Rampenriff-Komplex im Osten der Halbinsel wurde erstmals ein moderner Vergleichsfall für die fossil weit verbreiteten Rampenriffe (Schelfrandtyp II) ausführlicher beschrieben. Ein Phänomen der triassischen Riffe, nämlich die weite Verbreitung von Riffschutt bei gleichzeitig geringer Ausdehnung gerüstbildender Fazieszonen, ließ sich mit der Wirkung von Paläostürmen erklären. Es wurde ferner deutlich, daß Schwierigkeiten bei der Interpretation fossiler Riffe umgangen werden können, wenn man sie mit solchen rezenten Riffen vergleicht, denen die spezifisch moderne Riffkern-Fazies fehlt (Rampenriffe, Terrassenriffe).

## 8. VERZEICHNIS VON LITERATUR UND KARTEN

### Literatur

- ADAMS, C.G. (1970): A reconsideration of the East Indian letter classification of the Tertiary. - Bull. Brit. Museum nat. History (Geol.), Paleont. Ser.; 19/3: 87-137; London.
- ADEY, W. (1978): Coral reef morphogenesis: a multidimensional model. - Science; 202: 831-837; Washington D.C.
- ADEY, W.H. & MACINTYRE, I.G. (1973): Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences. - Geol. Soc. Am. Bull.; 84: 883-904; New York.
- ADEY, W. & VASSAR, M. (1975): Colonization, succession, and growth rates of tropical crustose coralline algae (Rhodophyta, Cryptonemiales). - Phycologica; 14: 55; Oxford
- AHR, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. - Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.; 23: 221-225; Houston.
- AIGNER, T. (1985): Storm depositional systems; In: FRIEDMAN, G.M. & NEUGEBAUER, H.J. & SEILACHER, A. (eds.); Lecture Notes in Earth Sciences; 3; VIII+174 S.; Berlin.
- AISSAQUI, D.M. & CONIGLIO, M. & JAMES, N.P. & PURSER, P.H. (1986): Diagenesis of a miocene reef-platform: Jebel Abu Shaar, Gulf of Suez, Egypt. - In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): Reef diagenesis, 112-131; u.a. Berlin (Springer).
- ALIND, P.M., BANZON, P.V., YAP, H.T., GOMEZ, E.D., MORALES, J.T. & BAYONETO, R.P. (1985): Recovery and recolonization on a damaged beekreef area at Cangaluyan Island (Northern Philippines). - Proc. 5th Int. Coral Reef Congress; 4:279-284; Tahiti.
- ALLEN, C.R. (1962): Circum-Pacific faulting in the Philippine-Taiwan region. - J. Geophys. Res.; 67: 4795-4812; Washington, D.C.
- ARCHARYA, H.K. (1980): Seismic slip on the Philippine Fault and its tectonic implications. - Geology; 8: 40-42; Tulsa.
- BACELLE, L. & BOSELLINI, A. (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentaire; Ann. Univ. Ferrara, N.S., Sez. IX, Sci. Geol. Paleont.; 1: 59-62; Ferrara.
- BACHMAN & LEWIS (1983): Forearc sedimentation along the uplifted flanks of an arc, Luzon, Philippines (abstr.). - Geol. Soc. Am., 95th annual meeting, 1983: 53; Washington D.C.
- BACHMAN, S.B., LEWIS, S.D. & SCHWELLER, W.J. (1983): Evolution of a forearc basin, Luzon Central Valley, Philippines. - Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.; 67/7: 1143-1162; Tulsa.
- BAK, R.P.M. & CRIENS, S.R. (1981): Survival after fragmentation of colonies of *Madriacis mirabilis*, *Acropora palmata* and *A. cervicornis* (Scleractinia) and the subsequent impact of coral disease. - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.; 2: 221-227; Manila.
- BALCE, G.R., ENCINA, R.Y., MOMOGAN, A. & LARA, E. (1980): Geology of the Baguio District and its implications on the tectonic development of the Luzon Central Cordillera. - Geology and Paleontology Southeast Asia; 21:265-287; Kuala Lumpur.
- BALL, M.M. & SHINN, E.A. & STOCKMAN, K.W. (1967): The geologic effect of hurricane Donna in South Florida. - J. Geol.; 75/5: 583-597; Chicago.
- BASCOM, W.B. (1959): Ocean waves. - In: Menard, H.W. (ed.), 1977, Ocean Science, p.117-128, San Francisco.
- BEIER, J.A. (1985): Diagenesis of Quarternary Bahamian beachrock: Petrographic and isotopic evidence. - J. Sed. Petrol.; 55/5: 755-761; Tulsa.

- BEIN, A. & WEILER, Y. (1976): The Cretaceous Talme Yafe Formation; a contour shaped sedimentary prism of calcareous detritus at the continental margin of the Arabian craton; *Sedimentology*; 23: 511-532; Amsterdam.
- BENTOR, Y.K. (ed.) (1980): Marine Phosphorites. - Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.; 29; V + 249 S.; Tulsa.
- BINA, R.T.K., CARPENTER, K., ZACHER, W., JARA, R.S. & LIM, J.B.R. (1978): Coral reef mapping using Landsat data: follow up studies. - Nat. Res. Mangment Center (NRM), Res. Monogr. 3, Ser. 1978; 16 p.; Manila
- BOUMA, A.H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits*. - 168 S.; Amsterdam (Elsevier).
- BOUMA, A.H. & NORMARK, W.H. & BARNES, W.E. (1985): Submarine fans and related turbidite systems. - XII + 350 S.; Berlin Heidelberg New York Tokyo (Springer).
- BOWIN, C.R.S., LEE, C.S. & SCHOUTEN, H. (1978): Plate convergence and accretion in the Taiwan-Luzon region. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*; 62: 1645-1672; Tulsa.
- BROOK, G. (1893): The genus *Madrepora*; *Brit. Mus. (Nat. Hist.) Cat. Madreporian corals*; 1, 212 p., 35 pls.; London.
- BUCHBINDER, B. (1977): The coralline algae from the Miocene Ziqlag Formation in Israel. - In: FLÜGEL, E. (ed.): *Fossil algae; recent results and developments*, 279-285; Berlin (Springer).
- BUKRY, D. (1973): Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. - *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*; 15: 685-703; Washington, D.C.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (1978): *Rohstoffwirtschaftliche Länderberichte*, XV, Philippinen. - 190 S.; Stuttgart (Schweizerbarth).
- BURNE R.V. (1974): The deposition of reef-derived sediment upon a bathyal slope; the deep off-reef environment, north of Discovery Bay, Jamaica; *Marine Geol.*; 16: 1-19; Amsterdam.
- CARDWELL, R.K., ISACKS, B.L. & KARIG, D.E. (1980): The spatial distribution of earthquakes, focal mechanism solutions, and subducted lithosphere in the Philippines and northeastern Indonesian islands. - In: D.E. HAYES (ed.): *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands*, *Geophys. Monogr. Ser.*; 23: 1-35; Washington, D.C.
- CAROZZI, A.V., REYES, M.V. & OCAMPO, V.P. (1976): Microfacies and microfossils of the Miocene reef carbonates of the Philippines. - *PODCO Spec. Publ.*; 1, 80 S.; Manila.
- CHAPPELL, J. (1974): Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of quaternary tectonic movements and sea-level changes. - *Geol. Soc. Amer., Bull.*; 85: 553-570; Tulsa.
- CHAPRONIERE, G.C.H. (1975): Paleocology of Oligocene-Miocene larger foraminifera, Australia. - *Alcheringa*; 1/1: 37-58; Sydney.
- CONSTANTINOU, G. & GOVETT, G.J. (1973): Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulphide deposits. - *Econ. Geol.*; 68: 843-858; Lancaster.
- COOK, H.E. (1979): Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. - In: DOYLE, L.S. & PILKEY, O.H. (eds.), *Geology of continental slopes*; *SEPM Spec. Pub.*; 27: 287-305; Tulsa.
- COOK, H.E. & TAYLOR, M.E. (1977): Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. - In COOK, H.E. & ENOS, P. (eds.), *Deep-water carbonate environments*; *SEPM Spec. Pub.*; 25: 51-82; Tulsa.
- CORBY, G.W., et al. (1951): Geology and oil possibilities of the Philippines. - *Rep. Philippines Dept. Agric. and Nat. Res., Tech. Bull.*; 21; 363 p.; Manila.
- CORRENS, C.W. (1968): *Einführung in die Mineralogie*. - 458 S.; Heidelberg, New York (Springer).

- COSSEY, S.P.J. & EHRLICH, R. (1979): A conglomeratic, carbonate flow deposit, northern Tunisia; a link in the genesis of pebbly mudstones; *J. Sediment. Petrol.*; 49: 11-22; Tulsa.
- COULBOURN, W.T. & MOBERLY, R. (1977): Structural evidence of the evolution of forearc basins off South America. - *Can. J. Earth Sci.*; 14: 102-116, Ottawa.
- CRAME, J.A. (1980): Succession and diversity in the Pleistocene coral reefs of the Kenya coast. - *Palaeontology*; 23: 1-37; London.
- CROSSLAND, C. (1952): Madreporaria, Hydrocorallinae, Heliopora und Tubipora; *Sci. Rep. Great Barrier Reef Exped. 1928-29*; *Brit. Mus. (Nat. Hist.)*; 6: 85-257, 56 pls; London.
- CUFFEY, R.J. (1972): The roles of Bryozoans in modern coral reefs. - *Geol. Rundschau*; 61/2: 542-550; Stuttgart.
- CUMINGS, E.R. (1932): Reefs or bioherms? . - *Geol. Soc. Am., Abstr.*; 43: 331-352; Tulsa.
- CUSHMAN, J.A., TODD, R. & POST, R.J. (1953): Recent foraminifera from the Marshall Islands. - *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*; H-260: 319-384; Washington D.C.
- DANA, J.D. (1846-1849): *U.S. Exploring Exped. 1838-1842*; *Zoophytes*; 7: 740 pp., 61 pls.
- DEELMAN, J.C. (1972): On mechanisms causing birdseye structures. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*; 10: 582-595; Stuttgart.
- DICKINSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. - *J. Sediment. Petrol.*; 36: 491-505; Tulsa.
- DICKINSON, W.R. & SEELY, D.R. (1979): Structure and stratigraphy of forearc regions. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*; 63: 2-31; Tulsa.
- DITLEV, H. (1980): A field-guide to the reef-building corals of the Indo-Pacific. - 291 S.; 391 Abb.; Rotterdam (Scandinavian Science Press).
- DONN, W.L. (1975): *Meteorology*. - X + 518 S.; New York (McGraw-Hill).
- DOTT, R.H. & BIRD, K.J. (1979): Sand transport through channels across an Eocene shelf and slope in southwestern Oregon. - In: DOYLE, L.S. & PILKEY, O.H. (eds.), *Geology of continental slopes*; *SEPM Spec. Pub.*; 27: 327-342; Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - *Am. Ass. Petrol. Geologists, Mem.*; 1: 108-121; Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1970): Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*; 54: 1931-1932; Tulsa.
- DURKEE, E.F. & PEDERSON, S.L. (1961): *Geology of Northern Luzon, Philippines*. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*; 45: 137-168; Tulsa.
- DZULYNSKI, S. & SANDERS, J.E. (1962): Current marks and firm mud bottoms. - *Trans. Connecticut Acad. Arts and Sciences*; 42: 57-96; Connecticut.
- ENDEAN, R. (1976): Destruction and recovery of coral reef communities. - In: JONES, O.A. & ENDEAN, R. (eds.): *Biology and geology of coral reefs*, vol.3, 215-255; New York, San Francisco, London (Academic Press).
- ENOS, P. (1986): Diagenesis of Mid-Cretaceous rudist reefs, Valles Platform, Mexico. - In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): *Reef diagenesis*, 160-187; Berlin Heidelberg New York London Paris Tokyo (Springer).
- ENOS, P. & PERKINS, R. (1979): Evolution of Florida Bay from island stratigraphy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*; 90: 59-83; Washington D.C.
- EVAMY, B.D. (1973): The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. - In: PURSER, B.H. (ed.): *The Persian Gulf*, 329-343; Berlin, Heidelberg New York (Springer).
- FABRICIUS, F. (1964): Aktive Lage und Ortsveränderung bei der Koloniekoralle *Manicina areolata* und ihre palökologische Bedeutung. - *Senckenbergiana leth.*; 45: 299-332; Frankfurt.

- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. - Inter. Sed. Petr. Series; ix, 144 p.; Leiden.
- FABRICIUS, F., BERDAU, H.D. & MÜNNICH, K.D. (1967): Early holocene ooids in modern litoral sands. Reworked from a coastal terrace, Southern Tunisia. - Science; 169: 757-760; Washington.
- FERAY, D.E., HEUER, E. HEWATT, W.G. (1962): Biological, genetic and utilitarian aspects of limestone classification. - Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.; 1: 20-32; Tulsa.
- FISHER, R.V. (1971): Features of coarse grained, high-concentration fluids and their deposits. - J. Sediment. Petrol.; 41: 916-927; Tulsa.
- FLOOD, P.G. & JELL, J.S. (1977): The effect of cyclone "David" (January, 1976) on the sediment distribution patterns on Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia. - Proc. Int. Coral Reef Symp. III; 2: 119-133; Miami.
- FLOOD, P.G. & ORME, G.R. & SCOFFIN, T.P. (1978): An analysis of the textural variability displayed by inter-reef sediments of the impure carbonate facies in the vicinity of the Howick Group. - Phil. Trans. Royal Soc. London A; 291: 73-83; London.
- FLOOD, P.G. & SCOFFIN, T.P. (1978): Reefal sediments of the northern Great Barrier Reef. - Phil. Trans. Royal Soc. London A; 291: 55-71; London.
- FOLK, R.L. & ROBLES, R. (1964): Carbonate sands of Isla Perez, Alcaran Reef Complex, Yucatan. - J. Geol.; 72/3: 255-292; Chicago.
- FOLK, R.L. (1966): A review of grain-size parameters. - Sedimentology; 6: 73-93; Amsterdam.
- FLÜGEL, E. (1960): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). 2. Untersuchungen über die Fauna und Flora des Dachsteinriffkalkes der Donnerkogel-Gruppe: Verhandlungen Geol. Bundesanstalt, Wien, 1960: 241-252; Wien.
- FLÜGEL, E. (1962): Untersuchungen über den Fossilinhalt und die Mikrofazies der obertriadischen Riffkalke in den Nordalpen. - Habilitationsschrift, Universität Wien; 279 S.; Wien.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - 454 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- FLÜGEL, E. (1981): Paleocology and facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. - Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Pub; 30: 291-360; Tulsa.
- FRANK, J. & HILLMER, G. (1981): Geodokumentation: Philippinen. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg; 51: 189-208; Hamburg
- FRICKE, H. & MEISCHNER, D. (1985): Depth limits of Bermudan scleractinian corals. - Mar. Biology; 88: 175-187; Berlin.
- FRIEDMAN, G.M. (1968): Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments and waters, Gulf of Aquaba (Elat), Red Sea. - J. Sediment. Petrol.; 38/3: 895-919; Tulsa.
- FROST, S. (1981): Oligocene reef coral biofacies of the Vicentin, Northeast Italy. - Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Pub.; 30: 483-539; Tulsa.
- FULLER, M., Mc GABE, R., WILLIAMS, I.S., ALMASCO, J., ENCINA, R.Y., ZANORIA, A.S. & WOLFE, J.R. (1983): Paleomagnetism of Luzon. - In: D.E. HAYES (ed.): The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands, part 2, Geophys. Monogr. Ser.; 27: 79-94; Washington, D.C.
- FUNNEL, B.M. & RIEDEL, W.R. (1971): The Micropaleontology of Oceans. - 828 p.; Cambridge (University Press).
- GARRISON, R.E., ESPIRITU, E., HORAN, J. & MACK, I.E. (1979): Petrology, sedimentology, and diagenesis of hemipelagic limestone and tuffaceous turbidites in the Aksitero Formation, central Luzon, Philippines. - U.S. Geol. Surv. Profess. Papers; 1112, 16 S.; Washington D.C.

- GARTNER, S. (1977): Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. - *Mar. Micropaleont.*; 2: 1-25; Amsterdam.
- GEISTER, J. (1975): Riffbau und geologische Entwicklungsgeschichte der Insel San Andres (westliches Karibisches Meer, Kolumbien). - *Stutt. Beiträge z. Naturkunde, Serie B*; 203 S.; Stuttgart.
- GEISTER, J. (1977): The influence of wave exposure on the ecological zonation of Caribbean coral reefs. - *Proc. Int. Coral Reef Symp. III*; 1: 24-29; Miami.
- GOMEZ, E.D., ALCALA, A.C. & SAN DIEGO, A.C. (1981): Status of Philippine coral reefs - 1981; *Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.*; 1: 275-282; Manila.
- GOMEZ, E.D. & ALCALA, A.C. & YAP, H.T. & ALCALA, L.C. & ALINO, P.M. (1985): Growth studies of commercially important scleractinians. - *Proc. 5th Int. Coral Reef Congress*; 6: 199-204; Tahiti.
- GOREAU, T.F. (1959): The ecology of Jamaican coral reefs (species composition and zonation); 40/1: 67-89; *Ecology*; Durham.
- GOREAU, T.F. & LAND, L.S. (1974): Fore reef morphology and depositional processes, North Jamaica. - In: LAPORTE, L.F. (ed.): *Reefs in time and space, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*; 18: 90-154; Tulsa.
- v.GRAFENSTEIN, U. (1984): Zur Aussagekraft von Oszillationsrippeln. - *Berichte Geol. Paläont. Inst. u. Museum d. Christian-Albrechts-Universität, Nr.7*; 96 S.; Kiel.
- HAAK, R. & POSTUMA, J.A. (1975): The relation between the tropical planctonic foraminiferal zonation and the Tertiary far east letter classification. - *Geologie en Mijnbouw*; 54: 195-198. Den Haag.
- HALLOCK, P. & GLENN, E. Ch. (1986): Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. - *Palaios* 1/1: 55-64; Tulsa.
- HAMBURGER, M.W., CARDWELL, R.K. & ISACKS, B.L. (1983): Seismotectonics of the northern Philippine island arc. In: D.E. HAYES (ed.): *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands, part 2, Geophys. Monogr. Ser.*; 27: 1-22; Washington, D.C.
- HAMPTON, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. - *J. Sediment. Petrol.*; 42: 775-793; Tulsa.
- HASHIMOTO, W. (1975): Larger foraminifera from the Philippines, part IV, larger foraminifera from Mountain Province. - *Geology and Palaeontology of Southeast Asia*; 16: 127-139; Kuala Lumpur.
- HASHIMOTO, W. (1981): Supplementary notes on the Geological development of the Philippines. - *Geol. Palaeont. Southeast Asia*; 22: 171-190; Tokyo.
- HASHIMOTO, W. (1981): Geologic development of the Philippines. - *Geol. Palaeont. Southeast Asia*; 22: 83-170; Tokyo.
- HASHIMOTO, W. (1982): Palaeontology of the Philippines. Supplement I (1969-1981). - *Geol. Palaeont. Southeast Asia*; 24: 129-166; Tokyo.
- HASHIMOTO, W., MATSUMARU, K., KURIHARA, K., DAVID, P.P., & BALCE, G.R. (1977): Larger foraminiferal assemblages useful for the correlation of the Cenozoic marine sediments in the mobile belt of the Philippines. - *Geol. Palaeont. Southeast Asia*; 18: 103-123; Tokyo.
- HASHIMOTO, W. & MATSUMARU, K. (1981): Geological significance of the discovery of *Nummulites fichteli* (MICHELOTTI) from the Sagada Plateau, Bontoc, Mountain Province, Northern Luzon, Philippines. - *Geol. Palaeont. Southeast Asia*; 22: 75-82; Tokyo.
- HASHIMOTO, W. & MATSUMARU, K. (1982): Larger foraminifera from the Philippines, part XIV. On some larger foraminifera bearing rocks from Palawan. - *Geol. Palaeont. Southeast Asia*; 24: 39-44; Tokyo.

- HASHIMOTO, W. & SATO, T. & KANNO, S. (1984): Geological summary of the APRSA activities in the Philippines. - *Geol. Palaeont. Southeast Asia*; 25: 61-108; Tokyo.
- HAWKINS, J.W. & EVANS, C.A. (1983): Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine Islands: Ophiolite derived from an island arc-back arc basin pair. - In: D.E. HAYES (ed.): The tectonic and geologic evolution of South-east Asian seas and islands, part 2, *Geophys. Monogr. Ser.*; 27: 95-123; Washington, D.C.
- HAYES, D.E. & LEWIS, S.D. (1984): A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines, 1. Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution. - *J. Geophys. Res.*; 89:9171-9195; Washington, D.C.
- HAYNES, I.R. (1981): Foraminifera. - 433 S.; London (Macmillan).
- HECKEL, P.H. (1974): Carbonate buildups in the geologic record: a review. - *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*; 18: 90-154; Tulsa.
- HEDBERG, H.D. (1976): *International Stratigraphic Guide*. - 200 p.; New York (Wiley).
- HENSON, F.R.S. (1950): Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in the Middle east. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*; 34: 215-238; Tulsa.
- HEIMAN, M.E. (1981): Oligocene to Quaternary Foraminifers from the Philippine Sea. - *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*; 59: 567-597; Washington, D.C.
- HEKINAN, R. (1982): Petrology of the ocean floor. - XIV+393 S.; Amsterdam (Elsevier).
- HERNANDEZ-AVILA, M.L. & ROBERTS, H.H. & ROUSE, L.J. (1977): Hurricane-generated waves and costal boulder rampart formation.- *Proc. Int. Coral Reef Symp. III*; 2: 71-78; Miami.
- HINZ, K. & SCHLÜTER, H.U. (1985): Geology of the Dangerous Grounds, South China Sea and the continental margin off SW Palawan: Results of SONNE cruises SO-23 and SO-27. - *Energy*; 10: 297-315; New York.
- HILLMER, G. & SCHOLZ, J. (1986): Dependence of Quaternary reef terrace formation on tectonic and eustatic effects. - *Philipp. Scientist*; 23 58-68; San Carlos.
- HILLMER, G. & VOSS, F. (1987): Zur Geologie und Morphologie der Strandterrassen von Cebu und Bohol, Philippinen. - *Berlin. Geograp. Studien*; 25: 363-376; Berlin.
- HINZ, K. & SCHLÜTER, H.U. (1985): Geology of the Dangerous Grounds, South China Sea and the continental margin off SW Palawan: Results of SONNE cruises SO-23 and SO-27. - *Energy*; 10: 297-315; New York.
- HOLLOWAY, N.H. (1982): North Palawan Block, Philippines - Its relation to Asian Mainland and role in evolution of South China Sea. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*; 9: 1355-1383; Tulsa.
- HOTTINGER, L. (1983): Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. - In: MEULENKAMP, J.E. (ed.): Reconstruction of marine paleoenvironments, *Utrecht Micropaleont. Bull.*; 30: 239-253; Utrecht.
- HUANG, W.T. (1962): *Petrology*. - 480 S.; New York-San Francisco-Toronto-London (McGraw-Hill).
- HUBBARD, J.A.E.B. (1972): *Diaseris distorta*: an "acrobatic" coral. - *Nature*; 236: 457-459; London.
- HUBBARD, J.A.E.B. (1974): Scleractinian coral behaviour in calibrated current experiment: an index to their distribution patterns. - *Proc. 2nd Int. Coral Reef Symp.*; 2: 107-126; Brisbane.
- HUBBARD, J.A.E.B. & POOCOCK, Y.P. (1972): Sediment rejection by recent scleractinian corals: a key to palaeo-environmental reconstruction. - *Geol. Rdsch*; 61: 598-626; Stuttgart.
- JAMES, N.P. (1983): Reef environment. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.*; 33: 346-462; Tulsa.

- JAMES, N.P. & GINSBURG, R.N. (1981): The deep seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. - *Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Pub.* 3; 191 S.; Oxford.
- JOHNSON, J.H. (1961): Limestone-building algae and algal limestones. - 297 S.; Colorado School of Mines; Boulder.
- JONES, O.A. & ENDEAN, R. (eds.) (1973): *Biology and Geology of Coral Reefs*, part I, *Geology 1*. - XVI + 410 S.; New York San Francisco London (Academic Press).
- JONES, O.A. & ENDEAN, R. (eds.) (1973): *Biology and Geology of Coral Reefs*, part II, *Biology 1*; - XXI + 480 S.; New York San Francisco London (Academic Press).
- JONES, O.A. & ENDEAN, R. (eds.) (1976): *Biology and Geology of Coral Reefs*, part III, *Biology 2*; - XXI + 435 S.; New York San Francisco London (Academic Press).
- JONES, O.A. & ENDEAN, R. (eds.) (1977): *Biology and Geology of Coral Reefs*, part IV, *Geology 2*; - XX + 337 S.; New York San Francisco London (Academic Press).
- KARIG, D.E. (1971): Origin and development of marginal basins in the western Pacific. - *J. Geophys. Res.*; 76: 2543-2561; Washington, D.C.
- KARIG, D.E. (1973): Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands. - *Marine Geol.*; 14: 153-168; Amsterdam.
- KARIG, D.E. (1983): Accreted terranes in the northern part of the Philippine Archipelago. - *Tectonics*; 2: 211-236; East Freemantle.
- KARIG, D.E., MOORE, G.F., CURRAY, J.R. & LAWRENCE, M.B. (1980): Morphology and shallow structure of the lower trench slope off Nias Island, Sunda Arc. - In: D.E. HAYES (ed.): *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands*, *Geophys. Monogr. Ser.*; 23: 179-208; Washington, D.C.
- KIER, J. S. & PILKEY, O.H. (1971): The influence of sea-level changes on sediment carbonate mineralogy - Tongue of the Ocean, Bahamas; *Marine Geol.*; 11: 189-200; Amsterdam.
- KLUNZINGER, C.B. (1879): *Die Korallenthiere des Rothen Meeres*. - Bd.2, 88 S., 10 Taf.; Bd.3, 100 S. 10 Taf.; Berlin (Gutmann).
- KNOWLTON, N. & LANG, J.C. & ROONEY, M.C. & CLIFFORD, P. (1981): Evidence for delayed mortality in hurricane damaged Jamaican staghorn corals. - *Nature*; 294: 251-252; London.
- KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenesis of Upper-Jurassic sponge-algal reefs in Sw Germany. - In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): *Reef diagenesis*, 224-244; Berlin Heidelberg New York London Paris Tokyo (Springer).
- KROMBERG, P. (1984): *Photogeologie*. - 268 S.; Stuttgart (Enke);
- KROMBERG, P. (1985): *Fernerkundung der Erde*. - 394 S.; Stuttgart (Enke).
- KUMAR, N. & SANDERS, J.E. (1976): Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. - *J. Sed. Petrol.*; 46/1: 145-162; Tulsa.
- LABOUTE, P. (1985): Evaluation of damage done by the cyclones of 1982-1983 to the outer slopes of the Tikehau and Takapoto atolls (Tuamotu Archipelago). - *Proc. 5th Int. Coral Reef Congress*; 3: 323-329; Tahiti.
- LAND, L.S. & MOORE, C.H., Jr., (1977): Deep fore reef and upper island slope, North Jamaica. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Studies Geology*; 4: 53-65; Tulsa.
- LEWIS, J.B. (1960): The coral reefs and coral communities of Barbados. - *Canadian J. Zool.*; 38: 1133-1145; Ottawa.
- LEWIS, M.S. (1969): Sedimentary environments and unconsolidated carbonate sediments of the fringing coral reefs of Mahe, Seychelles. - *Marine Geol.*; 7: 95-127; Amsterdam.



- LEWIS, S.D. & HAYES, D.E. (1983): The tectonics of northward propagating subduction along eastern Luzon, Philippine Islands. - In: D.E. HAYES (ed.): The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands, part 2, Geophys. Monogr. Ser.; 27: 57-78; Washington, D.C.
- LEWIS, S.D. & HAYES, D.E. (1984): A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines, 2. Fore arc basin structural and stratigraphic evolution. - J. Geophys. Res.; 89: 9196-9214; Washington, D.C.
- LONGMAN, M.W. (1981): A process approach to recognizing facies of reef complexes. - Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.; 30: 9-40; Tulsa;
- LONGMAN, M.W. & BROWNLEE, D.N. (1980): Characteristics of karst topography, Palawan, Philippines. - Z. Geomorphol., N.F.; 24/3: 299-317; Berlin.
- LOWE, D.R. (1976): Grain flow and grain flow deposits; J. Sed. Petrol.; 46: 188-199; Tulsa.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows; II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents; J. Sed. Petrol.; 52: 279-297; Tulsa.
- LOWENSTAM, H.A. (1950): Niagaran Reefs of the Great Lakes area. - J. Geol.; 58: 430-487; Chicago.
- LUDWIG, W.J., HAYES, D.E. & EWING, J.I. (1967): The Manila Trench and West Luzon Trough, I, Bathymetry and sediment distribution. - Deep Sea Res; 14: 533-544; Oxford.
- MAJEWSKE, O.P. (1969): Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections. - XVI + 101 S., 106 Taf.; Leiden (Brill).
- MALLIK, T.K. (1976): Grain-size variation in the Kavaratti Lagoon sediments, Lakshadweep, Arabian Sea. - Marine Geol.; 20: 57-75; Amsterdam.
- MANHEIM, F.T. & GULBRANDSEN, R.A. (1979): Marine Phosphorites. - In: P.H. RIBBE (ed.): Reviews in Mineralogy; 6: 151-173; Washington D.C.
- MARAGOS, J.E. & BAINES, G.B.K. & BEVERIDGE, P.J. (1973): Tropical cyclone Bebe creates a new land formation on Funafuti Atoll. - Science; 181: 1161-1164; Washington.
- MARCUS, J. & THORHAUG, A. (1981): Pacific versus Atlantic responses of the subtropical hermatypic coral Porites spp. to temperature and salinity effects. - Proc. 4th Int. Coral reef Symp.; 2: 15-20; Manila.
- MARINE SCIENCES CENTER (1979): Investigation of the coral resources of the Philippines (unpubl. rep.). - University of the Philippines; Diliman, Q.C., Manila.
- MARLOWE, J.L. (1971): Dolomite, phosphorite, and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount. - J. Sed. Petrol.; 41/3: 809-827; Tulsa.
- MARTINI, E. (1981): Oligocene to Recent calcareous nannoplankton from the Philippine Sea. - Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.; 59: 547-566; Washington, D.C.
- MARTINI, E., HEIMAN, M.E. & THEYER, F. (1981): Synthesis of Oligocene to Quaternary biostratigraphy of the Philippine Sea. - Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.; 59: 587-593; Washington, D.C.
- MASCLE, A. & BISCARRAT, P.A. (1979): The Sulu Sea. - A marginal basin in Southeast Asia. - Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.; 29: 373-381; Tulsa.
- MATHER, P. & BENNETT, I. (1984): A Coral Reef handbook. - The Australian Coral Reef Society, Handbook Ser. 1: 144 S.; Brisbane.
- MATTHEWS, R.K. (1966): Genesis of recent lime mud in southern British Honduras. - J. Sediment. Petrol.; 36/2: 428-454; Tulsa.
- MAXWELL, W.G.H., Jell, J.S. & MCKELLAR, R.G. (1964): Differentiation of carbonate sediments in the Heron Island Reef. - J. Sediment Petrol.; 34: 294-308; Tulsa.
- MAXWELL, W.G.H. (1968): Atlas of the Great Barrier Reef. - 258 S.; Amsterdam (Elsevier).

- MAXWELL, W.G.H. (1970): Deltaic patterns in reefs. - *Deep-Sea Res.*; 17: 1005-1018; Oxford.
- MAXWELL, W.G.H. & SWINCHATT, J.P. (1970): Great Barrier Reef: regional variation in a terrigenous-carbonate province. - *Geol. Soc. Am., Bull.*; 81: 691-724; Tulsa.
- MAZULLO, S.J. & CYS, J.M. (1983): Unusual algal-crystalline carbonate coated grains from the Capitan Reef (Permian Guadalupian), New Mexico, USA. - In: PERYT, T. (ed.): Coated grains, 599-608; Berlin Heidelberg New York Tokyo (Springer).
- McKEE, E.D. (1959): Storm sediments on a pacific atoll. - *J. Sediment. Petrol.*; 29/3: 354-364; Tulsa.
- McLEAN, R.F. & STODDART, D.R. (1978): Reef island sediments of the northern Great Barrier Reef. - *Phil. Trans. Royal Soc. London A*; 291: 101-118; London.
- MILLIMAN, J.D. (1969): Four southwestern Caribbean atolls: Courtown cays, Albuquerque Cays, Roncador Bank and Serrano Bank. - *Atoll Res. Bull.*; 129: 1-41; Washington D.C.
- MILLIMAN, J.D. (1974): *Marine Carbonates*. - XV + 375 S.; Berlin (Springer).
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J. (1851): *Monographie des Poritides (Recherches sur les Polypiers, Mem.7)*. - *Ann. Sci. Natur. Paris (3. ser Zool.)*; 9: 211-344; Paris.
- MORANTE, E.M. & ALLEN, C.R. (1974): Displacement on the Philippine fault during the Ragay Gulf earthquake of 17 March 1973 (abstract). - *Geol. Soc. Am., Abstr. with Programs*; 5: 744-745; Tulsa.
- MULLINS, H.T. & NEUMAN, A.C. (1979): Deep-carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas. - *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*; 27: 165-192; Tulsa.
- MULLINS, H.T., NEUMANN, A.C., WILBER, R. J. & BOARDMAN, M.R. (1980): Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes; possible precursors to nodular limestones; *J. Sediment. Petrol.*; 50: 117-131; Tulsa.
- NEUMAN, A.C. & KOFOED, J.W. & KELLER, G.H. (1977): Lithoherms in the Straits of Florida. - *Geology*; 5: 4-10; Tulsa.
- ODIN, G.S. & LETOLLE, R. (1980): Glauconitization and Phosphatisation environments: a tentative comparison. - In: BENTOR, Y.K. (ed.): *Marine Phosphorites*. - *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, spec. publ.*; 29: 227-237; Tulsa.
- OHLEN; H.R. (1959): The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. - *Diss. Princeton Univ.*; 122 p.; Princeton.
- OKADA, H. & BUKRY, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (BUKRY 1973, 1975). - *Marine Micropaleontology*; 5: 321-325; Amsterdam.
- OLLIER, C.D. (1981): *Tectonics and landforms*. - 324 S.; London (Longman).
- ORME, G.R. (1977): Aspects of sedimentation in the coral reef environment. - In: JONES, D.A. & ENDEAN, R. (eds.): *Biology and geology of coral reefs, IV*; 129-182; New York (Academic Press).
- PAGASA (1977): *Climate of the Philippines*. - unpubl. Merkblatt; 2 S.; Manila.
- PAGASA (1980): *Weather causing phenomena of the Philippines*. - unpubl. Broschüre; 13 S.; Manila.
- PALAGANAS, V.P. & SY, J & ALINO, P.M. (1985): Coral communities of the Tubbataha Atolls (Southern Philippines). - *Proc. 5th Int. Coral Reef Congress*; 6: 237-242; Tahiti.
- PERKINS, R.D. & ENDS, P. (1968): Hurricane Betsy in the Florida-Bahama area - geologic effects and comparison with hurricane Dona. - *J. Geol.*; 76: 710-717; Chicago.

- PFEFFER, R.A. & TRIBBLE, G.W. (1985): Hurricane effects on an aquarium fish fishery in the Hawaiian islands. - Proc. 5th Int. Coral Reef Congress; 3: 331-336; Tahiti.
- PHILIPPINES, BUREAU OF COAST AND GEODETIC SURVEY (1983-1987): Tide and current tables, Philippines. - Jährl. erschein. Datenhefte; Manila.
- PHILIPPINES, BUREAU OF MINES (1963): Geological map of the Philippines, 1:1.000.000. - Manila.
- PHILIPPINES, Bureau of Mines (1974): The geology and mineral resources of Pangasinan Province. - Report of Investigation; 75; 28 S. + Geol. Map; Manila.
- PHLEGER, F.B. (1960): Ecology and distribution of recent foraminifera. - 297 S.; Baltimore-London (John Hopkin).
- PICHON, M. (1977): Recent studies on the reef corals of the Philippine Islands and their zoogeography. - Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp.; 1: 149-154; Miami.
- PICHON, M. (1978): Recherches sur les peuplements à dominance d'Anthozoaires dans les récifs coralliens de Tulear (Madagascar). - Atoll Res. Bull.; 222: 1-447; Washington, D.C.
- PICHON, M. (1981): Dynamic aspects of coral reef benthic structures and zonation. - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.; 1: 581-594; Manila.
- PILLER, W.E. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. - Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.; 30: 261-290; Tulsa.
- PINGITORE, N.E. (1976): Vadose and phreatic diagenesis: Processes products and their recognition in corals. - J. Sed. Petrol.; 46/4: 985-1006; Tulsa.
- PLAYFORD, P.E. (1980): Devonian "Great Barrier Reef" of the Canning Basin, Western Australia. - Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.; 64: 814-840; Tulsa.
- PLAYFORD, P.E. & LOWRY, D.C. (1966): Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. - Geol. Survey of Western Australia, Bull.; 118: 50 p.;
- PONCET, J. (1983) Contrasted occurrence of Lower Devonian coated grains, North-eastern American Massif, France. - In: PERYT, T. (ed.): Coated grains, 609-618; Berlin Heidelberg New York Tokyo (Springer).
- POND, S. & PICKARD, G.L. (1983): Introductory dynamical oceanography. - XIX + 329 S.; Oxford (Pergamon Press).
- PORTER, J.W. (1973): Differential origins and maintenance mechanisms for the community structure of coral reefs on opposite sides of the Isthmus of Panama (abstr.). - Bull. Ecol. Soc. Amer.; 54: 29; Manhattan.
- PORTER, J.W. & WOODLEY, J.D. & SMITH, G.J. & NEIGEL, J.E. & BATTEY, J.F. & DALLMEYER, D.G. (1981): Population trends among Jamaican reef corals. - Nature; 294: 249-250; London.
- PURSER, B.H. (ed.) (1973): The Persian Gulf. - VI + 471 S.; Berlin Heidelberg New York (Springer).
- PURSER, B.H. & LOREAU, J.P. (1973): Aragonite supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. - In: PURSER, B.H. (ed.): The Persian Gulf, 343-376; Berlin, Heidelberg New York (Springer).
- RANDALL, R.H. & ELDREDGE, L. G. (1977): Effects of Typhoon Pamela on the coral reefs of Guam. - Proc. Int. Coral Reef Symp. III; 2: 525-531; Miami.
- REICHEL, R.E. & GREEN, D.G. & BRADBURY, R.H. (1985): Discrete simulation of cyclone effects on the spatial patterns and community structure of a coral reefs. - Proc. 5th Int. Coral Reef Congress; 3: 337-342; Tahiti.
- REISS, Z. & HOTTINGER, L. (1984): The Gulf of Aqaba. - VIII + 354 S.; Berlin Heidelberg New York Tokyo (Springer).
- ROEDER, D. (1977): Philippine arc system - collision or flipped subduction zones? - Geology; 5: 203-206; Tulsa.

- ROMERO, F. & ZACHER, W. (1981): Sulu Archipelago Reef Complexes. - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.; 1: 555-558; Manila.
- ROSEN, B.R. (1971): Principal features of reef coral ecology in shallow water environments, Mahe, Seychelles. - In: STODDART, D.E. & YONGE, M. (eds.): Regional variation in Indian Ocean coral reefs. - Symp. Zool. Soc. London; vol. 28; p. 163-184; S.; London (Academic Press).
- ROSS, C.A. (1979): Ecology of large, shallow-water, tropical foraminifera. - in: Foraminiferal ecology and paleoecology. - Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Short Course 6:54-61; Tulsa.
- ROSS, M.A. & HODGSON, G. (1981): A quantitative study of hermatypic coral diversity and zonation at Apo Reef, Mindoro, Philippines. - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.; 2: 281-291; Manila.
- RUTLAND, R.W.R.A. (1968): A tectonic study of part of the Philippine Fault zone. - Quart. J. Geol. London; 123: 323-325; London.
- SAMMARCO, P. (1980): Diadema and its relationship to coral spat mortality: grazing, competition and biological disturbance. - J. Exp. Mar. Biol. Ecol; 45: 245-272; Amsterdam.
- SACHET, M.H. & DAHL, A.L. (1974): Comparative investigations of Tropical Reef Ecosystems: Background for an integrated coral reef program. - Atoll Research Bulletin; 172; Washington, D.C.
- SCHLAGER, W. & JAMES, N.P. (1978): Low magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. - Sedimentology; 25: 675-702; Amsterdam.
- SCHOLLE, P.A. (1978): A colour illustrated guide to Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements and Porosities - Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.; 27, XIII + 241 S.; Tulsa.
- SCHOLZ, J. (1986): Sea level data from the Quaternary fringing reefs and barrier reefs of Cebu (Philippines). - Philipp. Scientist; 23: 50-57; San Carlos.
- SCHÖNBERGER, G. (1982): Fazies und Paläomorphologie des Rätolias-Riffkomplexes im Sonnwendgebirge (W-Teil), Tirol/Österreich und Vergleich mit dem jungen Riffkomplex "Hundred Islands"/Philippinen. - Unveröff. Dipl. Arbeit an der TU-München; 149 S.; München.
- SCHRADER, H.J. (1974): Cenozoic marine planktonic diatom stratigraphy of the tropical Indian Ocean. - Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.; 24: 887-967; Washington, D.C.
- SCHUHMACHER, H. (1977,a): Initial phases in reef development, studies at artificial reef types of Eilat, (Red Sea). - Helgoländer wiss. Meeresunters.; 30: 400-411; Hamburg.
- SCHUHMACHER, H. (1977,b): Ability of fungiid corals to overcome sedimentation. - Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp.; 1: 503-509; Miami.
- SCHUHMACHER, H. (1982): Korallenriffe; 274 S.; München, Wien, Zürich (BLV).
- SCHWELLER, W.J., KARIG, D.E. & BACHMAN, S.B. (1983): Original setting and emplacement history of the Zambales Ophiolithe, Luzon, Philippines, from stratigraphic evidence. - Am. Geophys. Union, Monogr. Ser.; 27: 124-138; Washington, D.C.
- SCHWELLER, W.J., ROTH, P.H., KARIG, D.E. & BACHMAN, S.B. (1984): Sediment history and biostratigraphy of ophiolite-related Tertiary sediments, Luzon, Philippines. - Geol. Soc. Am., Bull.; 95: 1333-1342; Tulsa.
- SEELY, D.R. (1979): The evolution of structural highs bordering major forearc basins. - Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.; 29: 245-260; Tulsa.
- SEIBOLD, E. (1973): Vom Rand der Kontinente. - Akad. Wiss. u. Literatur, math. naturwiss. Klasse, Abh; 1973/2: 3-23; Mainz.
- SEIBOLD, E. (1974): Das Meer; Die Meeresregionen. - In: BRINKMANN, R. (ed.), Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. 1; 291-510; Stuttgart (Enke).

- SENO, T. & KURITA, K. (1978): Focal mechanisms and tectonics in the Taiwan-Philippine region. - *J. Phys. Earth*; 26 (suppl.): 249-263; Tokyo.
- SELLEY, R.C. (1978): Ancient sedimentary environments. - XII + 287 S.; London (Chapman & Hall).
- SHEPARD, F.P. (1981): Abra Delta and northward continuation of Philippine Great Fault. - *Marine Geol.*; 41: 103-111; Amsterdam.
- STANTON, R.J.Jr. & FLÜGEL, E. (1987): Paleecology of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps: Reef communities. - *Facies*; 16: 157-185; Erlangen.
- STODDART, D.R. (1962): Catastrophic storm effects on British Honduras reefs and cays. - *Nature*; 196: 512-515; London.
- STODDART, D.R. (1965): Re-survey of hurricane effects on the British Honduras reefs and cays. - *Nature*; 207: 589-592; London.
- STODDART, D.R. (1969): Ecology and morphology of recent coral reefs. - *Biol. Rev.*; 44: 433-498; Prag.
- STODDART, D.R. (1973): Coral reefs of the Indian Ocean. - In: JONES; O.A. & ENDEAN, R. (eds.): *Biology and geology of coral reefs*, part III, S. 51-92; New York, San Francisco, London (Academic Press).
- STODDART, D.R. (1985): Hurricane effects on coral reefs. - *Proc. 5th Int. Coral Reef Congress*; 3: 349-350; Tahiti.
- STODDART, D.R. & JOHANNES, R.E. (eds., 1978): *Coral reefs: research methods*. - XV+581. S.; Paris (Unesco).
- STODDART, D.E. & YONGE, M. (eds., 1978,a): Regional variation in Indian Ocean coral reefs. - *Symp. Zool. Soc. London*; vol. 28; 584 S.; London (Academic Press).
- STODDART, D.E. & YONGE, M. (1978,b): The northern Great Barrier Reef; Part A 194 S., Part B 172 S.; London (The Royal Society of London).
- SWINCHATT, J.P. (1965): Significance of constituent composition, texture and skeletal breakdown in some recent carbonate sediments. - *J. Sediment. Petrol.*; 35/1: 71-90; Tulsa.
- TAKAHASHI, T., KOBA, M. & NAKAMORI, T. (1985): Coral reefs of the Ryukyu Islands: Reef morphology and reef zonation. - *Proc. 5th Int. Coral Reef Congress*; 3: 211-216; Tahiti.
- TAPPONIER, P., PELTZER, G., LE DAIN, A.Y. & ARMIGO, R. (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. - *Geology*; 10: 611-616; Boulder.
- TAYLOR, B. & HAYES, D.E. (1980): The tectonic evolution of the South China Basin. - In: D.E. HAYES (ed.): *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands*, *Geophys. Monogr. Ser.*; 23: 89-104; Washington, D.C.
- TAYLOR, B. & HAYES, D.E. (1983): Origin and history of the South China Basin.- In: D.E. HAYES (ed.): *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands*, part 2, *Geophys. Monogr. Ser.*; 27: 23-56; Washington, D.C.
- TCHERNIA, P. (1980): Descriptive regional oceanography. - 253 S., 19 pls; Oxford (Pergamon Press).
- THORPE, R. & BROWN, W. (1985): *The field description of igneous rocks*. - 154 S.; New York-Toronto (John Wiley & Sons).
- UMBGROVE, J.H.F. (1940): Madreporaria from the Tongian reefs (Gulf of Tomini, North Celebes); *Zool. Meded.*; 22: 1-64.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON III, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATTLELID, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.*; 26: 49-50; Tulsa.
- VAIL, P.R. & HARDENBOL, J. (1979): Sea level changes during the Tertiary. - *Oceanus*; 22: 71-79; Woods Hole.

- VERRILL, A.E. (1901): Variations and nomenclature of Bermudian, West Indian and Brazilian Corals, with notes on various Indo-Pacific corals. - Trans. Conn. Acad. Arts Sci.; 11: 63-168, pls. 10-36.
- WAGNER, C.W. (1964): Manual of larger foraminifera. - Bataafse Internationale Petroleum Matschappij N.V.; 307 S.; The Hague.
- WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resediment conglomerates of turbidite association; Geol. Soc. Am. Bull.; 86: 737-748; Tulsa.
- WALLACE, C. & BULL, G. (1981): Patterns of a juvenile coral recruitment on a reef front during a spring-summer spawning period. - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.; 2: 345-350; Manila.
- WARNE, S. St. J. (1962): A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. - J. Sediment. Petrol.; 32: 29-38; Tulsa.
- WATANABE, T., LANGSETH, M.G. & ANDERSON, R.N. (1977): Heat flow in Back-arc basins of the western Pacific. - In: M. TALWANI & W.C. PITMANN III (eds.): Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Ser.; 1: 137-161; Washington, D.C.
- WEISSEL, J.K. & HAYES, D.E. (1977): Evolution of the Tasman Sea reappraised. - Earth Planet Sci. Lett.; 36: 77-84; Amsterdam.
- WEISSEL, J.K. & WATTS, A.B. (1979): Tectonic evolution of the Coral Sea Basin. - J. Geophys. Res.; 84: 4572-4582; Washington, D.C.
- WHITE, A. (1987): Philippine Coral Reefs. - 223 S.; Quezon City/Metro Manila (New Day Publishers).
- WIEDICKE, M. (1987): Biostratigraphie, Mikrofazies und Diagenese tertiärer Karbonate aus dem Südchinesischen Meer (Dangerous Grounds - Palawan, Philippinen. - Facies; 16: 195-302; Erlangen.
- WILSON, J.L. (1974): Characteristics of carbonate-platform margins. - Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.; 58/4: 810-824; Tulsa.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - XIII + 471 S.; Berlin Heidelberg New York (Springer).
- WOLFART, R., CEPEK, P., GRAMANN, F., KEMPER, E. & PORTH, H. (1986): Stratigraphy of Palawan Island, Philippines. - Newsl. Stratigr.; 16/1: 19-48; Berlin
- WOLFE, J.A. (1981): Philippine geochronology. - J. Geol. Soc. Philippines; 35: 1-30; Manila.
- WOODLEY, J.D. (1980): Hurricane Allen destroys Jamaican coral reefs. - Nature; 287: 387; London.
- WRAY, J.L. (1977): Calcareous algae. - 185 S., 170 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- WRAY, J.L. (1979): Palaeoenvironmental reconstruction using benthic calcareous algae. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine; 3/2: 873-879; Pau.
- YAP, H.T. & GOMEZ, E.D. (1981): Growth of *Acropora pulchra* (BROOK) in Bolinao, Pangasinan, Philippines. - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.; 2: 207-214; Manila.
- ZACHER, W. (1980): Biozonierung und Sedimentzusammensetzung in einem philippinischen Saumriff bei Lobo, Batangas. - Z. Deut. Geol. Ges.; 131: 793-801; Hannover.
- ZACHER, W. (1981): Geology and morphology of Apo Reef (abstr.). - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.; 1: 596; Manila.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll: Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. - Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.; 519: 1-123; Frankfurt.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. - in: MÜLLER, G. (ed.), Sedimentology of parts of central Europe, Guide Book; p. 147-185; Frankfurt (Kramer).
- ZANKL, H. & SCHROEDER, J.H. (1972): Interaction of genetic processes in Holocene reefs off North Eleuthera Island, Bahamas. - Geol. Rundschau; 61/2: 520-541; Stuttgart.

Nachtrag zum Literaturverzeichnis

- LEES, A. (1964): The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "Reefs" of west-central Eire. - Phil. Trans. Royal Soc., London, Ser. B., No.740. - 247: 483-531; London.
- PRAY, L.C. (1958): Fenestrate bryozoan core facies, Mississippian bioherms, southwestern United States. - J. Sediment. Petrol.; 28: 261-273; Tulsa.
- RIDING, R. (1981): Composition, structure and environmental setting of Silurian bioherms and biostromes in Northern Europe. - Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Pub.; 30: 41-83; Tulsa.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four Upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. - Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Pub.; 30: 241-259; Tulsa.
- NEMENZO, F. (1981): Guide to Philippine Flora and Fauna, Vol.II. - XXIV + 320 S.; Manila (Natural Resources Management Center).

Karten

PHILIPPINES, BUREAU OF COAST AND GEODETIC SURVEY, MANILA

Topographische Karten

Philippines 1 : 1.500.000, 1974

Philippines 1 : 250.000, 1973  
Blatt 2507 "Dagupan City"  
Blatt 2509 "Tarlac"

Luzon 1 : 50.000, 1977  
Blatt 3068 III "Lingayen"  
Blatt 2968 I "Alaminos"

Province Pangasinan 1 : 25.000  
Blatt 2933-11 "Bolinao", 1980  
Blatt 2933-1B "Anda", 1982  
Blatt 2933-IIA "Alaminos", 1982  
Blatt 3033-34 "Hundred Islands", 1980

Province Pangasinan 1:10.000  
Blatt 3033-IIIIB "Hundred Islands", 1982

Seekarten

Blatt 4209 1 : 100.000 "Lingayen Gulf", 1980  
Blatt 4328 1 : 20.000 "Bolinao Harbour", 1953

Geologische Karte

PHILIPPINES, BUREAU OF MINES

Geological Map of the Philippines, 1 : 1.000.000, 1963