BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie
Reihe D: Geoinformatik · Reihe E: Paläobiologie

Reihe A: Geologie und Paläontologie

D 83

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
sowie von der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:
H. Buschner (FU), Dr. E. Schrank (TU), Prof. Dr. H. Keupp (FU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften
Freie Universität Berlin
1998

Berliner geowiss. Abh.	(A)	197	226 S.	7 Abb., 6 Tab., 20 Taf.	Berlin 1998

Annette Kossler

Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile) – Paläontologie, Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie –

Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin

Gedruckt mit Zuschüssen der Fachbereiche Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, der Technischen Universität Berlin sowie des Sonderforschungsbereiches 267: Deformationsprozesse in den Anden.

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung des Werkes oder von Teilen des Werkes außerhalb der Grenzen des Urheberrechtsgesetzes der Bundesrepublik Deutschland vom 9. 11. 1995 in der jeweils geltenden Fassung ist unzulässig.
Die Urheberrechte an dem Werk liegen beim Autor.

Druck: Offsetdruckerei G. Weinert, Saalburgstraße 3, 12099 Berlin
Verlag: Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin.

ISBN 3-89582-060-1
ISSN 0172-8784



für meinen Vater

Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile) - Paläontologie, Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie -*

von Annette Kossler **

Zusammenfassung

Im Bereich der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile) ist eine vulkano-sedimentäre Abfolge des Juras aufgeschlossen, die sowohl durch die Förderprodukte des jurassischen Vulkanbogens als auch durch eine marine Backarc-Sedimentation gekennzeichnet ist. Die jurassische Schichtenfolge läßt sich nach den lithologischen Kriterien in die folgenden vier Formationen unterteilen:

1. Oficina Viz-Formation (Unterjura? - oberes Unterbajocium).
2. Caleta Ligate-Formation (oberes Unterbajocium - Bathonium?).
3. El Godo-Formation (unteres Oberbajocium - mittleres Oxfordium).
4. Huantajaya-Formation (mittleres - oberes? Oxfordium).

Aufgrund paläontologischer Untersuchungen konnten die Sedimente dieser Abfolge biostratigraphisch datiert werden, wodurch eine chronostratigraphische Gliederung ermöglicht wurde. Dabei zeigte sich, daß die Formationsgrenzen z.T. diachron zueinander verlaufen.

Die ältesten jurassischen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet, die der Oficina Viz-Formation angehören, dokumentieren eine effusive Tätigkeit des jurassischen Vulkanbogens. Dabei wurde eine mächtige, monotone Serie von Schichtlaven gefördert. Da die Basis dieser Vulkanite nicht aufgeschlossen ist und marine Einschaltungen innerhalb dieser Serie fehlen, kann das Einsetzen des Vulkanimus zeitlich nicht erfaßt werden. Ein Vergleich mit angrenzenden Gebieten läßt jedoch einen Beginn der vulkanischen Aktivität im unteren Jura als wahrscheinlich erscheinen.

---

* Vom Fachbereich 9 (Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften) an der Technischen Universität Berlin zur Erlangung des akademischen Grades Doktor rer. nat. genehmigte Dissertation (D83).
Tag der wissenschaftlichen Ausprache: 26. Juni 1998.
Vorsitzender: Univ.-Prof. Dr. G. Franz.
Berichter: Univ.-Prof. Dr. A. von Hillebrandt, Priv.-Doz. Dr. habil. M. Schudack.

** Anschrift der Verfasserin: Dipl.-Geol. Annette Kossler, TU-Berlin, Institut für Angewandte Geowissenschaften II, Sekr. EB 10, Ernst-Reuter-Platz 1, 10587 Berlin.

Im unteren Bajocium beginnt die Verlagerung des Vulkanbogens nach Westen als auch die Entwicklung einer marinen Sedimentation, wobei die Transgression vom östlich gelegenen, etwa N/S-streichenden Backarc-Meer erfolgte. Ab diesem Zeitpunkt lag der Vulkanbogen westlich des Untersuchungsgebietes im Bereich des heutigen Pazifiks und der Übergangsbereich Vulkanbogen/Backarc-Meer im Bereich der heutigen Küstenlinie. Diese paläogeographische Situation blieb zumindest bis zum Oxfordium (Oberjura) bestehen.
Mit dem Einsetzen der marinen Sedimentation ist ein Wechsel der vulkanischen Tätigkeit von einem effusiven zu einem explosiven Vulkanismus festzustellen. Der explosive Vulkanismus führte zu einem hohen Eintrag von vulkaniklastischen Material (Caleta Ligate-Formation) in den Sedimentationsraum. Vom oberen Bajocium bis Bathonium (Callovium?) ist insgesamt ein Meeresspiegelanstieg festzustellen, der zu euxinischen Bedingungen am Meeresboden und zur Ablagerung von Stillwassersedimenten (El Godo-Formation) führte. Im oberen Jura ist dagegen eine Verflachung des Ablagerungsraumes festzustellen, wobei flachmarine Plattformkalke (Huantajaya-Formation) des Oxfordiums die jüngsten jurassischen Ablagerungen bilden.

Die paläontologischen Untersuchungen ergaben, daß für die marinen Faunen überwiegend lebensfeindliche Bedingungen herrschten. Während der Ablagerung der Caleta Ligate-Formation führte der hohe Eintrag von vulkaniklastischen Material zu einem hohen Milieustreß, was durch mächtige fossilleere bzw. fossilarme Profilabschnitte dokumentiert wird. Die sauerstoffarme Fazies der El Godo-Formation zeichnet sich überwiegend durch nicht bioturbate Sedimente ohne Benthosfauna aus. Kurzfristig besser belüftete Zeiten sind durch eine gattunsarme aber individuenreiche Epifauna (z.B. *Bositra*) gekennzeichnet. Die geringe Biodiversität in den flachmarinen Sedimenten der Huantajaya-Formation spricht für eine erhöhte Salinität. Trotz dieser lebensfeindlichen Bedingungen konnten einige Fossilien (u.a. Geodiidae, *Glypeus*, *Reineckeia* aff. *anceps*, *Hexaserpula*), die bisher nicht aus Nordchile bekannt waren, nachgewiesen werden. Bei der Auswertung der im Arbeitsgebiet auftretenden Fossilien konnte bei einigen Gruppen (z.B. Ammonoidea) ein ausgeprägter Endemismus beobachtet werden, der auch schon aus weiteren Gebieten der nordchilenischen Präkordillere beschrieben worden ist.

Generell zeigt sowohl die marine sedimentologische als auch die faunistische Entwicklung im Jura der Küstenkordillere von Iquique enge Beziehungen zum Backarc-Becken der Präkordillere in der Region Antofagasta.

Abstract

In various parts of the Costal Cordillera of Iquique (northern Chile) there is a significant record of a volcanic-sedimentary succession from the Jurassic, which is characterized by both products of the Jurassic volcanic arc and back-arc sediments. Due to lithological criteria the Jurassic succession can be divided into the following four formations:

1. Ofina Viz Formation (Lower Jurassic? - upper Lower Bajocian).
2. Caleta Ligate Formation (uppermost Lower Bajocian - Bathonian?).
3. El Godo Formation (lower Upper Bajocian - Middle Oxfordian).
4. Huantajaya Formation (Middle - Upper Oxfordian).

The sediments were subdivided biostratigraphically by means of ammonites and bivalves, which allow at least a chronostratigraphic division. The boundaries of the formations are partly diachronous.

An effusive activity of the Jurassic volcanic arc is documented by the volcanic rocks of the Oficina Viz Formation. This formation comprises the oldest Jurassic deposits in the studied area and is composed of a thick, monotonous series of lava sheets. The base of the Oficina Viz Formation is unknown. Intercalations of marine sediments within this volcanic succession are absent, as well. Therefore, the beginning of the Jurassic volcanism cannot be determined with biostratigraphic

methods. By comparing this situation with adjacent regions it is possible that the volcanic activity began during the Lower Jurassic.
After the emission of the widespread volcanic rocks of the Oficina Viz Formation the geologigal situation changed, starting from the early Bajocian. From this time on, the Jurassic volcanic arc migrated westwards and the transition between volcanic arc and back-arc sea was located in the area of the present coastline. At the same time, the development of a marine sedimentation began in the Coastal Cordillera of Iquique with the transgression coming from the N/S-striking back-arc sea, located in the east. At least, this palaeogeographical situation endured until the Oxfordian (Upper Jurassic). With the setting in of the marine sedimentation, the volcanismen changed from an effusive one to an explosive one. This explosive volcanismen led to a high input of volcaniclastic material in the back-arc basin. From the Upper Bajocian to Bathonian (Callovian?) a sea-level rise can be observed, which led to euxinic conditions on the sea bottom and to the deposition of sediments in a low energy environment. The Upper Jurassic is characterized by a shallowing upward sequence. The youngest Jurassic deposits form the carbonate platform sediments of the Huantajaya Formation (Oxfordian).

The palaeontological studies suggest that the palaeoenvironment was mainly unfavourable for the marine fauna. During the deposition of the Caleta Ligate Formation the high input of volcaniclastic material led to particularly stressfull conditions controlled by volcanic-arc proximity and activity. There is a negative correlation between sediment input and biogenic diversity.
The oxygen restricted facies of the El Godo Formation is documented by parallel-laminated sediments, the absence of biogenic concentrations (benthic invertebrates) and the lack of bioturbation. But some horizons within the El Godo Formation indicate a better benthic oxygen level, documented by a epibenthic fauna, which show a very low genera diversity but a relative abundance of specimens.
The low biogenic diversity observed in the shallow-marine sediments of the Huantajaya-Formation indicates a salinity-controlled macroinvertebrate association.
Nevertheless, a number of fossils (e.g. Geodiidae, *Glypeus*, *Reineckeia* aff. *anceps*, *Hexaserpula*) could be determined, which are up to that point unknown from northern Chile. Some fossil groups show a well developed endemisn (e.g. Ammonoidea), which is well known from other regions of northern Chile, too.

The Jurassic sedimentological development as well as the macroinvertebrate associations of the Coastal Cordillera of Iquique indicate a close relationship to the back-arc basin of the Precordillera in the province of Antofagasta.

Resumen

Las sequencias vulcano-sedimentarias del Jurásico en la Cordillera Costeña de Iquique están caracterizadas tanto por los productos del arco volcánico Jurásico como por los sedimentos marinos del „back-arc". Los depósitos jurásicos se clasifican litoestratigráficamente en las siguientes quatro formaciones:

1. Formación Oficina Viz (Jurásico inferior? - Bajociano inferior).
2. Formación Caleta Ligate (parte superior del Bajociano inferior - Bathoniano?).
3. Formación El Godo (parte inferior del Bajociano superior - Oxfordiano medio).
4. Formación Huantajaya (Oxfordiano medio-superior).

Como resultado de las observaciones bioestratigráficas se puede determinar la edad de las formaciones Jurásicas, las que han permitido elaborar la chronoestratigrafía de esta región. Así queda demostrado que los límites de las formaciones, se desarrollaron parcialmente en conjunto, en forma diachronica.

Los depósitos más antiguos en el área investigada, son las rocas volcánicas, que pertenecen a la formación Oficina Viz, la cuales documentan una actividad efusiva del arco magmático Jurásico. Debido a esto, se provoca una fuerte y monótona serie de lava en mantos. Ya que la base de estas vulcanitas no está expuesta y además faltan intercalaciones sedimentarias marinas, no se puede calcular el comienzo de esa actividad volcánica con métodos bioestratigraficos. En comparación con la situación estratigráfica en áreas adyacentes, el vulcanismo pudo haber empezado durante el Jurásico inferior.
En el Bajociano inferior comienza el traslado del arco magmático hacía el oeste, como también el desarrollo de una sedimentación marina, en donde la trangresión vino del mar de „back-arc" longitudinal, que estaba situado en el este con una extensión N/S. A partir de esa época se encontraba el arco magmático al oeste del area estudiada, en lo que es hoy el Pacífico, así como el campo de transición del arco magmático/„back-arc", en lo que es actualmente la línea costeña. Esta situación paleogeográfica se mantuvo hasta el tiempo del Oxfordiano. Con la aparición de la sedimentación marina se comprueba un cambio de la actividad volcánica de la forma efusiva a un vulcanismo explosivo. El vulcanismo explosivo llevó a una gran produción de material volcaniclástico en el espacio de sedimentación (formación Caleta Ligate).
Del Bajociano superior al Bathoniano (Calloviano?) se verifica en general un aumento del nivel del mar, el cual produce condiciones euxinicas en el fondo de este, como también los depósitos de agua tranquilas (formación El Godo). Contrariamente al Jurásico superior, se verifica una disminución del espacio sedimentario, en donde las plataformas calcáreas de agua poco profunda del Oxfordiano (formación Huantajaya), forman los depósitos Jurásicos más recientes.

Las investigaciones paleontológicas comprueban la existencia de condiciones mayormente negativas para la vida de la fauna marina. En el tiempo de depósito de la formación Caleta Ligate produjo el aumento de material volcaniclástico un gran cambio del medio ambiente, el cual se puede documentar por la ausencia o poca cantidad de fósiles en unos de los segmentos de los perfiles. Los sedimentos laminados sin macrofauna bentónica de la formación El Godo, demuestran principalmente unas facies pobres en oxígeno. Los cortos tiempos de una mejor oxigenación, posibilitaron la aparición de una epifauna pobre en géneros pero rica en ejemplares. La baja biodiversidad de los sedimentos de la formación Huantajaya, evidencia un aumento de la salinidad. A pesar de las condiciones negativas para la vida de la fauna marina, se pudieron encontrar algunos fósiles (Geodiidae, *Glypeus*, *Reineckeia* aff. *anceps*, *Hexaserpula*) que hasta ahora no eran conocidos en el area del norte de Chile. Un endemismo exagerado es caracteristico para unos grupos de fósiles como los amonites.

En forma general he constatado que tanto en la sedimentación marina como en el desarrollo faunistico del tiempo de Jurásico de la Cordillera Costeña de Iquique, existe una relación muy directa con él de la Cuenca del „back-arc" de la Precordillera de la región Antofagasta.

Danksagung

Meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. A. von Hillebrandt danke ich für die Vergabe des Themas, für seine Betreuung im Gelände (insbesondere für seinen Spürsinn für das Auffinden von fossilträchtigen Lokalitäten) und für sein Interesse am Fortgang der Arbeit.

Während der zahlreichen, sonnigen Geländeaufenthalte in der Wüstenei Atacama haben meine Begleiter Herr Dipl.-Geol. Ralph Ehrlichmann, Herr Dr. Manfred Gröschke, Frau Dipl.-Geol. Sonja Wittmann und Herr Dr. Wolfgang Kramer für Unterstützung und Zerstreuung gesorgt, vor allem wenn abends der Wüstenstaub mit einem fruchtigen und sehr gesunden Pisco Sour weggespült wurde.
Für die Gastfreundschaft in Antofagasta danke ich Herrn Dr. H.-G. Wilke und seiner Frau Yamile („gut, gut"), diese Zwischenstation war uns immer viel wert. Herrn Prof. Dr. G. Chong verdanke ich einige wichtige Geländetips.

Den Präparatorinnen Constanze v. Engelhardt und Silke Stöwer schulde ich besonderen Dank und bitte sie noch mal um Entschuldigung, daß sie sich mit so steinharten und präparierunwilligen Proben auseinandersetzen mußten. Herrn Gerd Schreiber von der FU-Berlin danke ich für die Präparation eines Ammoniten (selbstverständlich ist dieser am Schönsten)! Für die zahlreichen, nicht enden wollenden Fotoarbeiten leisteten Bernd Kleeberg und Hanne Glowa ganze Arbeit; Bernd danke ich vor allem für seine „Zuckerbäcker-Arbeiten". Herrn Dr. Manfred Menning danke ich für die Bereitstellung einiger Bohr-Dünnschliffe, Herrn Dr. Friedrich Lucassen für die Hilfe an der Mikrosonde und Herrn Dr. Klingel danke ich unbekannterweise für die Kohlenstoff-Analyse.

Ganz, ganz wichtig war mir die Hilfe unserer Bibliothekarin Frau E. Kubig, die jederzeit mit Rat und Tat half und immer das passendes Buch parat hatte.

Christiane Abu-Hani, „die Mutter des Instituts", ertrug immer wieder meine Jammereien und war mir moralische Unterstützung.

Vor allem danke ich Herrn Dr. Manfred Gröschke, Frau Dipl.-Geol. Anke Bebiolka, Herrn Dr. Carsten Reinhold, Frau Constanze von Engelhardt, Frau Dipl.-Geol. Sonja Wittmann und Frau Dipl.-Min. Viola Bartsch, die sich kiloweise mit von mir wissenschaftlich bedruckten Papieren (nun Altpapier) beschäftigten und die mir mit Korrekturen und Diskussionen jederzeit zur Seite standen. Ick danke dabei janz besonders Frau Constanze von Engelhardt, die sich mit meiner Berliner Dativ-Schwäche herumplajen mußte. Det wa jut!

Mit dem Lockangebot „Baikal-Projekt" sorgte Herr Dr. Frank Riedel für den finalen Motivationsschub während meiner sich schleppenden Endspurtphase.

Für Streßabbau und Ablenkung vom tristen Promotionsalltag danke ich Tini, Andi, Brendy (†) und Surprise (Happy-Riders) sowie Herrn Dr. Oli Weidlich für „Extrem-Balkonhanging".

Für das lebenserhaltene „catering" und „financial sponsoring" und das Ertragen von „ich kann nichts, ich weiß nichts, ich bin nichts" danke ich ganz besonders Konrad.

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 267 „Deformationsprozesse in den Anden", Teilprojekt D 1A „Sedimentationsprozesse in einem Arc/Backarc-System", das durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert wurde.

Für die großzügige finanzielle Unterstützung bei der Drucklegung der vorliegenden Arbeit danke ich Frau H. Behnert, Herrn Dr. H.-H. Hildebrandt, Herrn F. Ilg (Café Dollinger), Fam. H. Kossler, Fam. Oskamp/Bergmann, Frau N. Pusch, Herrn K. Rudolf, Fam. Schellin, Frau B. Schuhknecht, Herrn U. Springer, Herrn C.-H. Struß, Fam. Vokuhl und den vielen Freunden und Bekannten, die wegen des Redaktionsschlusses nicht mehr namentlich benannt werden können, sowie dem Sfb 267. Ohne deren finanziellen Zuwendungen wäre eine Veröffentlichung in dieser Form nicht möglich gewesen.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung I
Abstract II
Resumen III
Danksagung V
Inhaltsverzeichnis VI

1. Einleitung 1
1.1 Einführung, Lage des Arbeitsgebietes, Zielsetzung 1
1.2 Methodik 2
1.3 Geologischer und geographischer Rahmen der zentralen Anden 4
2. Jurassische Schichtenfolge 6
2.1 Klassifikation der Vulkaniklastite und Karbonate 6
2.2 Dünnschliffbetrachtung 8
2.2.1 Nicht-karbonatische Komponenten 8
2.2.2 Karbonatische und biogene Komponenten 10
2.2.3 Grundmasse 14
2.3 Formationen 14
2.3.1 Oficina Viz-Formation 14
2.3.1.1 Definition 14
2.3.1.2 Frühere Bearbeiter 14
2.3.1.3 Geländebefund 15
2.3.1.4 Petrographie 16
2.3.1.5 Geochemie 16
2.3.1.6 Diskussion 16
2.3.2 Caleta Ligate-Formation 18
2.3.2.1 Definition 18
2.3.2.2 Frühere Bearbeiter 19
2.3.2.3 Geländebefund 20
2.3.2.4 Mikrofazielle Betrachtung 23
2.3.2.5 Profildarstellung 30
2.3.2.6 Interpretation und Diskussion 32
2.3.3 El Godo-Formation 36
2.3.3.1 Definition 36
2.3.3.2 Frühere Bearbeiter 36
2.3.3.3 Geländebefund 37
2.3.3.4 Mikrofaziestypen 41
2.3.3.5 Karbonat- und C_{gesamt}-Gehalt 44
2.3.3.6 Profildarstellung 44
2.3.3.7 Diskussion der Ablagerungsbedingungen 45
2.3.4 Huantajaya-Formation 51
2.3.4.1 Definition 51
2.3.4.2 Frühere Bearbeiter 51
2.3.4.3 Geländebefund 52
2.3.4.4 Mikrofaziestypen 54
2.3.4.5 Profildarstellung 55
2.3.4.6 Diskussion 55
3. Kretazische Ablagerungen 57
4. Fauna 58
4.1 Material und Methodik 58
4.2 Beschreibung der Makrofaunen 58
Stamm Coelenterata 58
Ordnung Scleractinia 58

Stamm Mollusca 62
Klasse Gastropoda 62
Unterklasse Archaeogastropoda 62
Unterklasse Neritimorpha 63
Unterklasse Caenogastropoda 65
Unterklasse Heterostropha 65
Klasse Bivalvia 67
Unterklasse Pteriomorphia 67
Unterklasse Palaeoheterodonta 78
Unterklasse Heterodonta 89
Unterklasse Anomalodesmata 92
Unterklasse Isofilibranchia 96
Klasse Cephalopoda 98
Unterordnung Ammonitina 98
Familie Stephanoceratidae 98
Familie Sphaeroceratidae 104
Familie Parkinsoniidae 109
Familie Oppeliidae 111
Familie Glochiceratidae 112
Familie Reineckeiidae 112
Familie Perisphinctidae 120
Familie Aspidoceratidae 126
Stamm Brachiopoda 128
Klasse Articulata 128
Stamm Echinodermata 132
Klasse Crinoidea 132
Klasse Echinoidea 133
Stamm Annelida 135
Familie Serpulidae 135
5. Chronostratigraphie 137
6. Paläogeographie 143
7. Literaturverzeichnis 148
Anhang:
Karte des Arbeitsgebietes mit Lage der Profile und Fundpunkte
Profile 1 - 24
Profil-Schlüssel (Probennummern)
Legende
Tafeln 1 - 20

1.Einleitung

1.1 Einführung, Lage des Arbeitsgebietes, Zielsetzung

Die Küste Nordchiles wird von einer küstenparallel verlaufenden Bergkette der Anden, der sogenannten Küstenkordillere begleitet. In der Literatur wird diese häufig gleichgesetzt mit dem Verlauf des ehemaligen jurassischen magmatischen Bogens (u.a. COIRA et al. 1982; REUTTER et al. 1988; SCHEUBER et al. 1994), was zur Folge hat, daß hauptsächlich nur die jurassischen Vulkanite als vorherrschende lithologische Einheit bekannt sind. Die Vorstellung: „die Küstenkordillere von Nordchile entspricht der Lage des jurassischen Vulkanbogens" läßt sich aber, wenn man einzelne Abschnitte der Küstenkordillere betrachtet, nicht ohne weiteres halten. So finden sich z.B. in der Küstenkordillere von Iquique neben den mächtigen Vulkanitfolgen auch weit verbreitete sedimentäre Juraablagerungen, die unterschiedliche paläogeographische Situationen während des Juras widerspiegeln.
Um die Entwicklung der jurassischen Vulkanzone und ihrer angrenzenden Sedimentationsräume zu erfassen, wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 267 „Deformationsprozesse in den Anden" an der TU-Berlin unter Leitung von Herrn Prof. Dr. A. von HILLEBRANDT die Arbeitsgruppe D 1A „Sedimentationsprozesse in einem Arc/Backarc-System" gebildet. Innerhalb dieser Arbeitsgruppe wurden verschiedene Gebiete in der Küstenkordillere und auch in der Präkordillere von Nordchile untersucht.

Für die vorliegende Arbeit wurde als Untersuchungsgebiet die Küstenkordillere von Iquique (19°45' bis 20°58') ausgewählt (siehe Abb. 1). Das Gebiet erstreckt sich von Süden nach Norden vom Salar Grande bis auf die geographische Breite der Oficina Aguada (nördlich von Negreiros). Im Osten wird es vom Längstal, im Westen vom Pazifik begrenzt. Die Küstenkordillere von Iquique ist vor allem durch jurassische und kretazische Ablagerungen und Intrusiva gekennzeichnet (SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA 1982). Nach den Angaben in der Literatur und eigenen Vorarbeiten von Herrn Prof. Dr. A. von HILLEBRANDT ist die Küstenkordillere von Iquique für eine Rekonstruktion des geologischen Geschehens während des Juras besonders geeignet, da sich in diesem Bereich jurassische Vulkanite und fossilführende Sedimente, die eine biostratigraphische Einstufung der Magmatite erlauben, miteinander verzahnen.

Die jurassischen Sedimente der Küstenkordillere von Iquique sowie deren Fauneninhalte wurden schon in einer Reihe von früheren Arbeiten untersucht und beschrieben (u.a MÖRICKE 1894; BIESE 1956; CECIONI & GARCÍA 1960; GARCÍA 1967; THOMAS 1970; SILVA 1977; SAYES 1978), von den einzelnen Autoren sind aber jeweils nur bestimmte Teilabschnitte bearbeitet worden. Das hatte zur Folge, daß im Laufe der Zeit verschiedenste Formationsnamen benutzt und in unterschiedlichster Weise interpretiert wurden (siehe Tabelle 3). Um den gesamten jurassischen Ablagerungsraum der Küstenkordillere von Iquique rekonstruieren zu können, war daher eine zusammenfassende Neubearbeitung und Korrelation der lithologischen Einheiten notwendig. Dabei zeigte sich, daß der vulkaniklastische Charakter der Sedimente bisher stark vernachlässigt wurde, was eine faziell-petrographische Beschreibung der Sedimente dringend erforderlich machte. Abgesehen von Faunenlisten wurden umfassende Bearbeitungen der jurassischen Fossilien aus der Küstenkordillere von Iquique in den letzten Jahrzehnten nicht mehr vorgenommen, so daß auch auf diesem Gebiet ein neuer Überblick gegeben werden soll.

Schwerpunkt der vorliegenden Studie ist daher die Untersuchung jurassischer Sedimente unter lithologischen, paläontologischen und biostratigraphischen Aspekten. Folgende Zielsetzungen wurden dabei in dieser Arbeit verfolgt:

- Die petrographische Beschreibung und fazielle Analyse der Sedimente.
- Die lithostratigraphische Zuordnung der Sedimente und Vulkanite zu Formationen.
- Die möglichst vollständige Erfassung und taxonomische Bearbeitung der fossil überlieferten Makrofauna.

- Eine chronostratigraphische Gliederung der jurassischen Ablagerungen.
- Die paläogeographische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes unter Berücksichtigung der obengenannten Daten.

Eine Interpretation der Faunen und die daraus gezogenen Rückschlüsse auf das Paläomilieu werden in den Kapiteln „2. Jurassische Schichtenfolge“ und „4. Fauna“ zwar andiskutiert, weitergehende Analysen zu diesem Thema bleiben jedoch einer späteren Publikation vorbehalten.

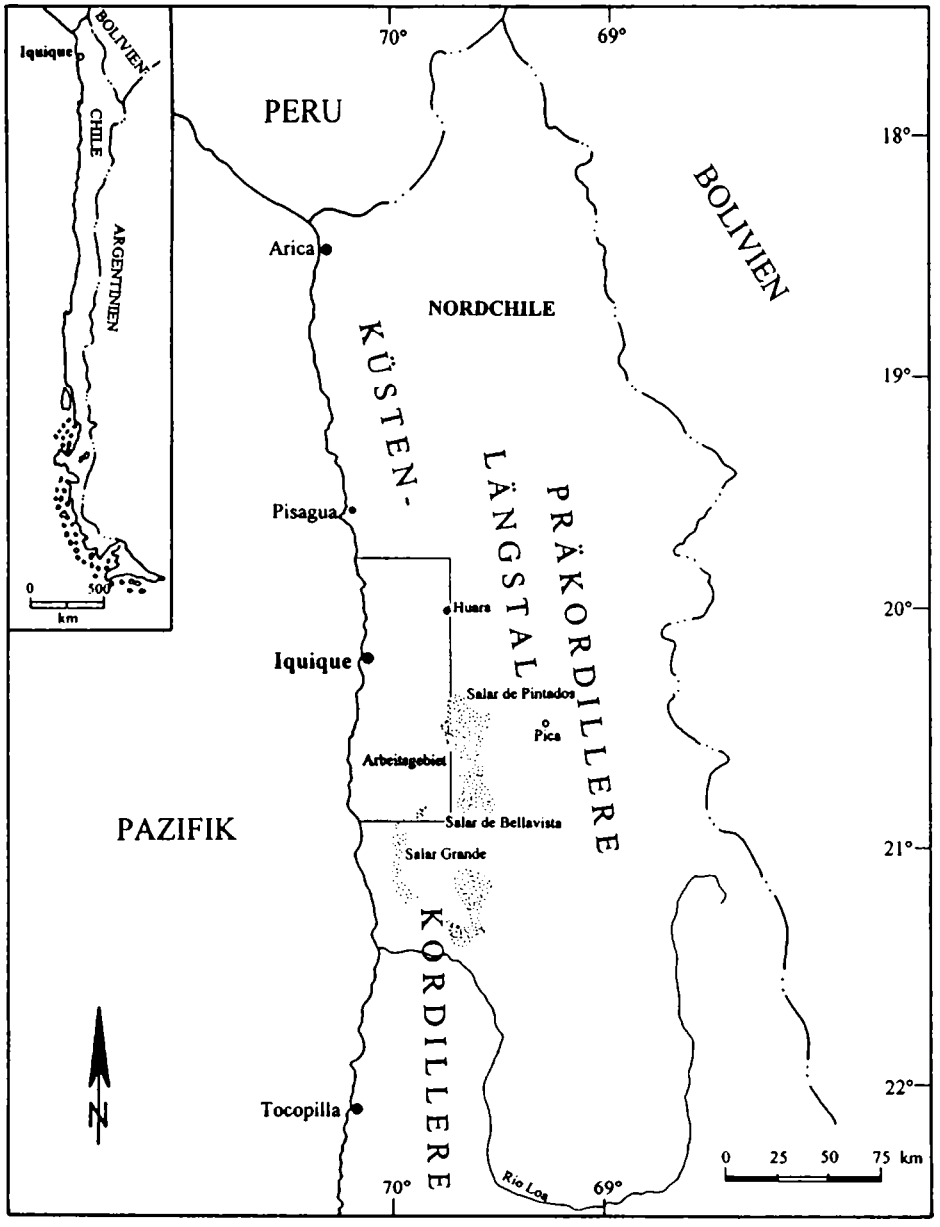


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes in der Küstenkordillere von Nordchile.

1.2 Methodik

In den Jahren 1993 bis 1996 wurden fünf Geländekampagnen (insgesamt 8 Monate Geländeaufenthalt) durchgeführt, die dazu dienten, das Arbeitsgebiet und angrenzende Gebiete zu erkunden. Die geologischen Karten „Hojas Iquique y Caleta Molle (Maßstab 1: 50.000)“, „Hoja Zapiga y Pisagua (Maßstab 1: 100.000)“, „Hoja Salar Pintados y Bellavista (Maßstab 1: 100.000)“

und deren Erläuterungen (THOMAS 1970; SILVA 1977; SAYES 1978) bildeten dabei den Ausgangspunkt für meine eigenen Untersuchungen.
Im Rahmen dieser Geländearbeit sind zahlreiche Profile aufgenommen und beprobt worden, von denen repräsentativ 24 in dieser Arbeit dargestellt werden. Die großen Mächtigkeiten der Profile erlaubten nur eine stichpunktartige Beprobung der Gesteine, die vor allem bei markanten, lithologischen Änderungen vorgenommen wurde. Makrofossilien wurden, soweit es möglich war, horizontiert den Profilen entnommen. Fossillokalitäten, bei denen eine Profilaufnahme nicht möglich war, werden in dieser Arbeit als Fundpunkte bezeichnet.

Es wurden ca. 600 Makrofossilien geborgen, präpariert, vermessen und taxonomisch beschrieben. Ausgewählte Sedimentproben wurden dem Standardverfahren für palynologische Untersuchungen unterzogen.
Für die Datierung der Sedimente als auch der vulkanischen Gesteine wurden biostratigraphische Methoden angewendet. Für die Biostratigraphie kamen dabei vor allem Vertreter der Ammonoidea und untergeordnet auch Vertreter der Trigoniidae zum Einsatz. Im Untersuchungsgebiet ist die biostratigraphische Datierung von besonderer Bedeutung, da sich absolute Altersbestimmungen mit Hilfe von radiometrischen Altersbestimmungen als nicht sinnvoll erweisen, da sowohl die Gesteine durch jüngere Intrusiva überprägt sind als auch für die Datierung geeignete Mineralien entweder fehlen (z.B. Biotit) oder zu stark alteriert vorliegen (z.B. Plagioklas). Ebenfalls einschränkend für paläomagnetische Untersuchungen wirken sich remagnetisierende Faktoren wie der intensive Plutonismus der Kreide und die tektonische Beanspruchung der Gesteine im Arbeitsgebiet aus (vgl. HAESLER 1996).

Von den 420 Gesteinsproben wurden repräsentativ 275 petrographische Dünnschliffe (27 mm x 47 mm) hergestellt und mit dem Polarisationsmikroskop sedimentpetrographisch untersucht. Dabei wurden abiogene und biogene Komponenten erfaßt sowie Mikrofaziestypen erstellt. Die Häufigkeit von einzelnen Komponenten wurde z.T. mit Hilfe von Vergleichsschaubildern (in FLÜGEL 1982) semi-quantitativ abgeschätzt, die gegebenen prozentualen Ergebnisse beziehen sich dabei auf die jeweils betrachtete Fläche (petrographischer Dünnschliff).

An einigen Proben wurde zusätzlich eine Gesamtkarbonatbestimmung durchgeführt (s. Kapitel 2.3.3.5). Zu diesem Zweck sind Pulverproben hergestellt worden, an denen mittels einer leicht modifizierten Karbonatbombe - „Mini-Bombe" - nach MÜLLER & GASTNER (1971) der Karbonatgehalt bestimmt wurde. Bei der „Mini-Bombe" wird der Partialdruck des sich bildenden CO_2 mit einer speziellen Meßskala erfaßt, die ein direktes Ablesen des Karbonatgehaltes erlaubt. Die hier benutzte „Mini-Bombe" weist laut Herstellerangaben einen Meßfehler von 1% auf.
Der mit dieser Methode ermittelte Gesamtkarbonatgehalt ist jedoch mit Vorbehalt zu betrachten. Zum einen zeigen die vulkaniklastischen Partikel häufig Kalzitisierungen, die sich auf Verdrängungsreaktionen während der Spätdiagenese bzw. Metamorphose zurückführen lassen. Zum anderen enthalten die untersuchten Proben einen gewissen Gehalt an Eisensulfiden, so daß sich mit dem Kontakt der HCl-Säure, die bei der Karbonatbomben-Methode verwendet wird, zusätzlich H_2S entwickelte. Dieses Gas baut ebenfalls einen Partialdruck auf, der mitgemessen wurde und daher das Ergebnis verfälschte. Aufgrund der Fehlerquellen wurde diese Analysenmethode nicht weiter verfolgt.

Die in dieser Arbeit angegebenen Kohlenstoff-Gesamtgehalte wurden mit dem Leco-Kohlenstoffanalysator ermittelt, die Werte wurden mir freundlicherweise von Herrn Dr. KLINGEL (Bochum) zur Verfügung gestellt. Der $C_{org.}$-Gehalt konnte mit dem Leco-Kohlenstoffanalysator nicht festgestellt werden, da bei dieser Analysen-Methode wiederum der $CaCO_3$-Gehalt der Proben notwendig ist, der aber aufgrund der in den Sedimentproben befindlichen Eisensulfide (siehe oben) nicht exakt erfaßt werden konnte. Auch diese Methode wurde daher nicht weiter verfolgt.

Herr Dr. LUCASSEN (TU-Berlin) half mir freundlicherweise durch Analysen an der Mikrosonde bei der Identifizierung des „Glaukonit"-Minerals Seladonit.

1.3 Geologischer und geographischer Rahmen der zentralen Anden

Der Westrand von Südamerika ist ein konvergenter Plattenrand, an dem eine ostwärts gerichtete Subduktion der ozeanischen Lithosphäre (Nazca-Platte bzw. prä-existierende ozeanische Lithosphäre) unter die kontinentale südamerikanische Platte stattfindet. Mit dieser Konvergenz einhergehend entwickelte sich wiederholt ein intensiver Vulkanismus, der diesen aktiven Plattenrand seit dem Paläozoikum prägte. Zwei orogene Hauptzyklen lassen sich dabei am westlichen Rand des südamerikanischen Kontinentes gegeneinander abgrenzen: ein überwiegend paläozoischer Zyklus, der sog. „Herzynische-" oder „Präandine Zyklus" und ein meso-känozoischer Zyklus, der „Andine Zyklus" (COIRA et al. 1982; HERVÉ et al. 1987).

Die geodynamische Entwicklung des „Herzynischen Zyklus" ist aufgrund der zu geringen Datenbasis bis heute noch nicht eindeutig geklärt, eine ostwärts gerichtete Subduktion während des Paläozoikums wird aber angenommen. Allgemein läßt sich dieser Zyklus als eine Abfolge von unterschiedlichen sedimentären und/oder vulkanogenen Phasen verstehen, deren Ablagerungen durch Deformationsphasen überprägt wurden. Diese lassen sich nach einer Hypothese von COIRA et al. (1982) auf Kollisionen von Terranes mit dem Westrand Gondwanas zurückführen. Die Kollisionen und Akkretionen von Terranes im Laufe des Paläozoikums sollen dabei für den Krustenzuwachs am Westrand von Gondwana von großer Bedeutung sein (COIRA et al. 1982; RAMOS et al. 1986; HERVÉ et al. 1987).

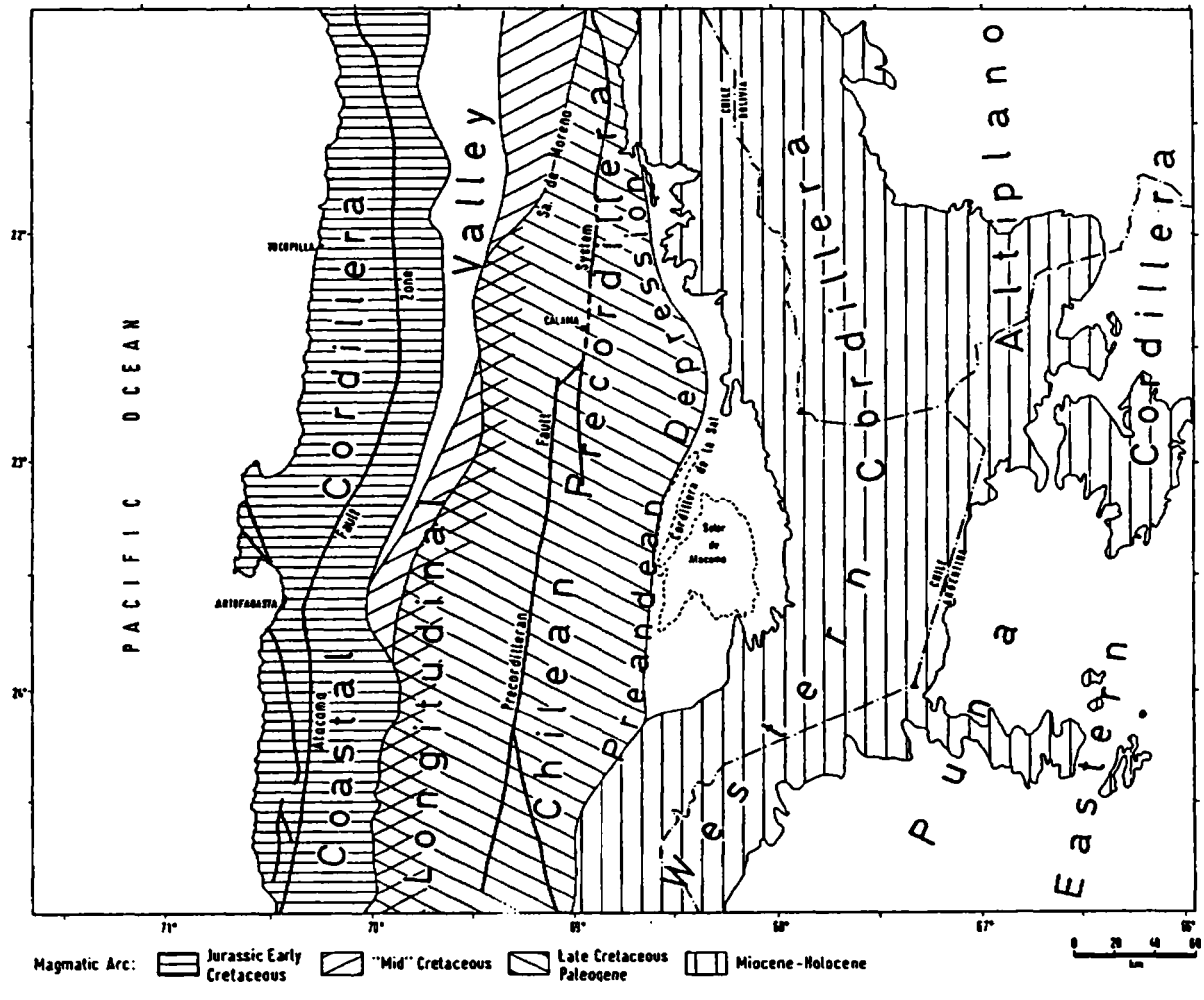


Abb. 2: Die magmatischen Bögen der zentralen Anden (aus SCHEUBER 1994).

Anhand einer vulkaniklastischen Beckenabfolge in NW-Argentinien (Ost-Kordillere und Puna) wird für das Ordovizium (Arenig) ein westlich gelegener magmatischer Bogen rekonstruiert, der sich über einer ostwärts gerichteten Subduktionszone im Bereich von Nordchile entwickelte (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991). In Argentinien und Chile (West- und Präkordillere) hat sich dann ab dem oberen Karbon bis in die Trias erneut eine Vulkanzone gebildet (COIRA et al. 1982; HERVÉ et al. 1987; BAHLBURG & BREITKREUZ 1991; BREITKREUZ & ZEIL 1994), in der es während der Permotrias auch zur Ausbildung eines Extensionsregimes kam (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991).
Heutzutage bilden die Abfolgen des „Herzynischen Zyklus" das Basement, auf dem sich der „Andine Zyklus" aufgebaut hat.

Der „Andine Zyklus" zeigt im Gegensatz zum „Herzynischen Zyklus" eine besser dokumentierte Entwicklung. Die seit dem Mesozoikum andauernde magmatische Aktivität steht im direkten Zusammenhang mit der Subduktion von ozeanischer Kruste unter den Westrand des südamerikanischen Kontinentes. Nach SEMPERE (1995) beginnt die Wiederaufnahme der Subduktion entlang des pazifischen Kontinentalrandes schon in der oberen Trias. Deutliche geochemische Subduktionssignaturen, nachgewiesen in obertriassischen Vulkaniten aus der Küstenkordillere zwischen Chañaral und Taltal, unterstützen diese Aussage (BEBIOLKA et al. 1996). Besonders typisch für den „Andinen Zyklus" sind lineare, kalkalkaline, magmatische Zonen, die im Laufe der Zeit eine schrittweise Verlagerung in Richtung Osten zeigen (COIRA et al. 1982; HERVÉ et al. 1987; REUTTER et al. 1988; SCHEUBER et al. 1994). Nach SCHEUBER et al. (1994) setzt die Ostwärtsbewegung der Vulkanzonen nicht sprunghaft sondern allmählich ein. Es lassen sich vier Vulkanzonen unterscheiden, die mit der morphologischen Gliederung Nordchiles korrespondieren (SCHEUBER et al. 1994): der jurassisch-frühkretazische Vulkanbogen in der heutigen Küstenkordillere, der mittelkretazische Vulkanbogen im heutigen Längstal (Longitudinal Valley), der spätkretazisch-paläogene magmatische Bogen in der heutigen chilenischen Präkordillere und die moderne Vulkanzone, die sich nun in der Westkordillere befindet. Nach COIRA et al. (1982) lassen sich zwei Stadien unterscheiden: 1. Das „jurassisch-frühkretazische Stadium", indem es zur Bildung eines klassischen Vulkanbogens mit seinem anschließenden Backarc-Becken kommt und 2. das „spätkretazisch-rezente Stadium", wo nur noch die lineare Vulkanzone ausgebildet ist und das eigentliche Backarc-Becken verschwindet bzw. sich nicht mehr im Bereich des heutigen Nordchiles bildete. Die Ursache für die Änderung des tektonischen Regimes, die ab der mittleren Kreide einsetzte, kann durch das verstärkte Öffnen des Atlantiks und die damit verbundene aktive Westwärtsbewegung der südamerikanischen Platte erklärt werden (COIRA et al. 1982).

In der vorliegenden Arbeit werden Ablagerungen des Juras in der Küstenkordillere untersucht. Im ersten „jurassisch-frühkretazischen Stadium" des „Andinen Zyklus" lag hier das Zentrum der magmatischen Aktivität (COIRA et al. 1982; SCHEUBER et al. 1994). Große Mengen an kalkalkalinen Basalten und Andesiten wurden gefördert und sind neben den zeitgleich gebildeten Plutonitkörpern die charakteristischen Magmatite (u.a. La Negra-Formation) dieser Phase. Nach Osten hin wurde der jurassische Vulkanbogen durch ein ensialisches Backarc-Becken begrenzt, in dem es zur Ablagerung mariner Sedimente kam (COIRA et al. 1982; HILLEBRANDT et al. 1986). Die Sedimente des N/S-streichenden jurassischen Backarc-Beckens finden sich heute vor allem in der nordchilenischen Präkordillere (PRINZ et al. 1994). Von SCANIAN & TURNER (1990) werden dem Backarc-Becken zugehörige Sedimente jedoch auch aus der Küstenkordillere südlich von Arica (Quebrada Chiza, Caleta Camarones) beschrieben. Der Forearc-Bereich des jurassischen Vulkanbogens ist dagegen heutzutage nicht mehr aufgeschlossen; sein Fehlen kann durch tektonische Erosion des Kontinentalrandes erklärt werden (HERVÉ et al. 1987; REUTTER et al. 1988; HUENE & LALLEMAND 1990; SEYFRIED et al. 1994).
Im Gegensatz zum „Herzynischen-Zyklus" können für den „Andinen Zyklus" Terrane-Akkretionen im Bereich der zentralen Anden weitgehend ausgeschlossen werden, so daß es sich bei den meso- und känozoischen Gesteinen um autochthone bzw. parautochthone Ablagerungen handelt, die allenfalls eine Rotation erfahren haben (vgl. JORDAN & GARDEWEG 1989). Paläomagnetische Untersuchungen an magmatischen Gesteinen und Sedimenten der Küstenkordillere von Iquique (20°3', Caleta Santiago) ergaben für diese Region eine Paläobreite von 23°, die somit nur unwesentlich von der heutigen abweicht (HAESLER 1996).

2. Jurassische Schichtenfolge

In dieser Arbeit wird die Vielzahl der bestehenden Formationsnamen zusammengefaßt, um die jurassische Schichtenfolge übersichtlicher darzustellen. Die von THOMAS (1970) benutzten Formationsnamen werden dabei mit einigen Modifikationen übernommen und zur Diskussion gestellt. Der Terminus Formation wird hier als weit gefaßter Überbegriff verstanden, in dem jeweils mehrere Gesteinstypen zusammengefaßt sein können. Einige Gesteinstypen (v.a. Tuffe) sind jedoch nicht nur auf eine Formation beschränkt. Daher wird in dieser Arbeit die Formation sowohl nach der dominierenden Lithologie (z.B. Vulkaniklastite) als auch nach dem vorherrschenden Ablagerungsmilieu (z.B. flachmarin) definiert. Danach läßt sich die mesozoische Schichtfolge im Untersuchungsgebiet generell in vier jurassische und eine kretazische Formation unterteilen:

1) Oficina Viz-Formation (Unterjura? - unt. Bajocium).

2) Caleta Ligate-Formation (unt. Bajocium - Bathonium?).

3) El Godo-Formation (ob. Bajocium - mittl. Oxfordium).

4) Huantajaya-Formation (mittl. Oxfordium - ob. Oxfordium?).

5) Punta Barrancos-Formation (unt. Kreide).

Die marinen Ablagerungen des Juras werden der Caleta Ligate-, der El Godo- und der Huantajaya-Formation zugeordnet. Diese Formationen grenzen sich durch diachrone Faziesübergänge voneinander ab.
Die jurassischen Laven wurden in dieser Arbeit nicht untersucht, werden aber mit erwähnt, um eine vollständige Übersicht der lithologischen Jurafolge zu geben. Die folgenden Beschreibungen der jurassischen Laven sind größtenteils den Arbeiten von EHRLICHMANN (1996), KRAMER & EHRLICHMANN (1996) und KRAMER et al. (in Vorb.) entnommen, basieren zum Teil aber auch auf eigenen Geländebeobachtungen. Das weite Spektrum der Vulkaniklastite wird von mir nach petrographischen Merkmalen beschrieben und interpretiert. Für weitergehende Informationen über die jurassischen Vulkanite aus der Küstenkordillere muß auf die in Vorbereitung befindlichen Publikationen von Herrn Dr. KRAMER (GFZ-Potsdam) und die Dissertation von Frau BARTSCH (TU-Berlin) verwiesen werden.

2.1 Klassifikation der Vulkaniklastite und Karbonate

In aktiven Vulkangebieten kommt es durch gleichzeitig mit- und nebeneinander auftretende, primär vulkanische und sedimentäre Prozesse zur Bildung verschiedener vulkaniklastischer Ablagerungen. Der Begriff „vulkaniklastisch" ist dabei rein beschreibend und gilt für Ablagerungen, die sich hauptsächlich aus vulkanischen Partikeln (u.a. Autoklasten, Hyaloklasten, Pyroklasten und Epiklasten) zusammensetzen (FISHER 1961; FISHER & SCHMINCKE 1984; CAS & WRIGHT 1988; PROTHERO & SCHWAB 1996; ORTON 1996).
In den vulkaniklastischen Ablagerungen der Küstenkordillere von Iquique sind dabei pyroklastische und epiklastische Partikel von Bedeutung. Unter pyroklastischen Partikeln (z.B. Glasscherben, Phänokristalle, Lithoklasten) versteht man solche, die explosiv aus einem Schlot eruptiert wurden (LAJOIE 1984; FISHER & SCHMINCKE 1984; CAS & WRIGHT 1988; ORTON 1996). Nach der Korngröße (siehe Tab. 1) lassen sich nicht verfestigte pyroklastische Ablagerungen in Aschen, Lapilli-Tephra, Bomben und Blöcke (Agglomerate) gliedern; bei verfestigten Ablagerungen nennt man die entsprechenden Äquivalente Tuff, Lapillistein bzw. -tuff, pyroklastische Brekzie und Agglomerat (FISHER 1961; SCHMID 1981; FISHER & SCHMINCKE 1984).

Korngröße	Pyroklasten	pyroklastische Ablagerung	
		nicht verfestigt	verfestigt
	Blöcke, Bomben	Agglomerat	Agglomerat, pyroklastische Brekzie
64 mm			
	Lapilli	Lapilli-Tephra	Lapillistein, -tuff
2 mm			
	grobe Aschen-partikel	grobkörnige Asche	grobkörniger Tuff
63 µm			
	feine Aschen-partikel, Staub	feinkörnige Asche	feinkörniger Tuff, Staubtuff

Tab. 1: Klassifikation von pyroklastischen Partikeln nach der Korngröße sowie die Bezeichnung von nicht verfestigten und verfestigten pyroklastischen Ablagerungen (nach FISHER 1961; SCHMID 1981).

Durch Verwitterung und Erosion aufgearbeitete ältere Vulkanitfragmente bezeichnet man als Epiklasten (LAJOIE 1984; FISHER & SCHMINCKE 1984; MCPHIE et al. 1993; ORTON 1996).

TUFFE	TUFFITE	EPIKLASTITE
100 %	75 %	25% 0 %
(zunehmend) ←	PYROKLASTEN	
(zunehmend) →	VULKANISCHE EPIKLASTEN + GERINGE MENGEN AN BIOGENEN, SEDIMENTÄREN UND AUTHIGENEN KOMPONENTEN	

Tab. 2: Einteilung der pyroklastisch-epiklastischen Gesteine nach den Mengenanteilen ihrer Komponenten (nach SCHMID 1981).

Nach SCHMID (1981) können vulkaniklastische Ablagerungen anhand der prozentualen Anteile der Komponenten (primär vulkanische Partikel gegen Epiklasten und geringe Mengen an biogenen und sedimentären Bestandteilen) in Tuffe, Tuffite und Epiklastite unterteilt werden (siehe Tab. 2). Diese Klassifikation erscheint mir aber für die Beurteilung von vulkaniklastischen Ablagerungen als nicht ausreichend. Erstens ist es sehr schwierig, anhand eines Dünnschliffs die Häufigkeit der Komponenten innerhalb einer Schicht semi-quantitativ zu erfassen, da bekanntlich in vulkaniklastischen Ablagerungen die Verteilung und Zusammensetzung sowie die Korngröße der Komponenten sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen Schwankungen unterworfen sind. Zweitens erhält man keine Aussage über den Transport- und Ablagerungsprozeß. Zusätzlich wird daher die in MCPHIE et al. (1993) vorgestellte Klassifizierung auf der Basis von Fragmentations-, Transport- und Ablagerungsprozessen angewendet. Diese erscheint mir für die Rekonstruktion von Ablagerungsräumen in ehemals aktiven Vulkangebieten geeigneter, da sie genetische Deutungen zuläßt. Danach lassen sich bei vulkaniklastischen Ablagerungen vier Hauptkategorien unterscheiden:

- autoklastische Fazies: Primär vulkaniklastische Ablagerungen, die sich aus Partikeln zusammensetzen, die in situ durch nicht-explosive Fragmentationsprozesse entstehen. Bei den Partikeln unterscheidet man zwischen Autoklasten und Hyaloklasten (im Arbeitsgebiet bisher nicht nachgewiesen).
- pyroklastische Fazies: Primär vulkaniklastische Ablagerungen, die sich aus Partikeln zusammensetzen, die bei explosiven Eruptionen erzeugt und durch primär vulkanische Transportprozesse („fall out", „debris flows", „surges") abgelagert werden.

- resedimentierte syn-eruptive vulkaniklastische Fazies: Bei diesem sekundären Ablagerungstyp fand eine rasche Umlagerung von frisch eruptierten pyroklastischen bzw. autoklastischen Partikeln während oder kurz nach der Eruption statt.
- vulkanogene sedimentäre Fazies: Sekundäre Ansammlung von Partikeln (Epiklasten), die auf Erosion präexistierender vulkanischer Ablagerungen zurückzuführen sind. Der Anteil an biogenen und sedimentären Komponenten kann in diesem Ablagerungstyp hoch sein.

Bei subrezenten und fossilen vulkaniklastischen Ablagerungen ist jedoch oftmals eine eindeutige Zuordnung zu einem primären oder sekundären Ablagerungstyp nicht möglich oder mit Unsicherheit behaftet. Aufgrund von häufig schlechten Aufschlußverhältnissen sowie postvulkanischen Prozessen (z.B. Entglasung, Hydration, postmagmatische hydrothermale Alteration, Diagenese, Metamorphose) gehen Informationen verloren, die für die Klassifizierung wichtig sind.

Neben den vulkaniklastischen Sedimenten sind in der Küstenkordillere von Iquique auch karbonatische Ablagerungen vertreten, die in Zeiten verringerter vulkanischer Aktivität oder während vulkanischer Ruhephasen sedimentiert wurden. Die Mikrofaziestypklassifizierung erfolgte nach FOLK (1959), DUNHAM (1962) und EMBRY & KLOVAN (1972).
Die Beschreibung der Karbonatpartikel erfolgte größtenteils nach FLÜGEL (1982) und TUCKER & WRIGHT (1990).
Zwischen den vulkaniklastischen Ablagerungen und den Karbonaten können fließende Übergänge bestehen, die zu sog. Mischsedimenten führen. Für diese Mischsedimente werden u.a. auch Begriffe wie Sand- oder Siltsteine benutzt, wobei hier diese Begriffe nur als Korngrößenangabe verstanden werden.

2.2 Dünnschliffbetrachtung

Es wird im folgenden ein Überblick über die wichtigsten und häufigsten Partikel der Sedimente gegeben; dabei wird zwischen nicht-karbonatischen, karbonatischen und biogenen Komponenten unterschieden. Aufgrund der diagenetischen bzw. metamorphen Überprägung der Sedimente sind der optischen Betrachtung mit Hilfe des Polarisationsmikroskopes besonders bei der feinkörnigen Fraktion (<63 µm) Grenzen gesetzt.

2.2.1 Nicht-karbonatische Komponenten

Feldspäte: Eine dominierende Komponente in den untersuchten Proben sind unzerbrochene und zerbrochene Phänokristalle dieser Mineralgruppe. Am häufigsten treten Plagioklasphänokristalle auf, die charakteristische Zwillingslamellen-Scharen und Zonierungen aufweisen. Bei tafeligen Einkristallen, die Verzwillingungen nach dem „Karlsbader Gesetz" zeigen, handelt es sich entweder um Plagioklase oder um Alkalifeldspäte der (K, Na)-Sanidin-Reihe. In sauren bis intermediären Vulkaniten und vulkaniklastischen Ablagerungen ist Sanidin ein typischer Vertreter der Alkalifeldspäte (TRÖGER 1967; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987). In einigen Schliffen zeigen diese „Karlsbader"-Zwillinge jedoch deutliche Zonierungen; in diesen Fällen handelt es sich eindeutig um Plagioklase. Die Feldspäte liegen häufig kalzitisiert vor, was ein Anzeichen für eine Versenkungsdiagenese bzw. für eine metamorphe Überprägung ist (FISHER & SCHMINCKE 1984; MCPHIE et al. 1993; DE ROS et al. 1997). Untergeordnet können an den Feldspäten auch Sericitisierungen oder Umwandlungen zu Epidot beobachtet werden; auch diese Phänomene können ein Hinweis auf eine metamorphe Überprägung sein (TRÖGER 1967; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987; MCPHIE et al. 1993).

„Quarz" (SiO_2-Modifikationen): Detritische Quarzkörner sind meistens nur akzessorisch vertreten, ihr prozentualer Anteil an der jeweils betrachteten Dünnschliffläche liegt selten über 1%. Im Dünnschliff sind sie gut an ihrer Interferenzfarbe („Grau" der 1. Ordnung), ihren Flüssigkeitseinschlüssen und durch das Fehlen von Spaltbarkeiten und Verzwillingungen zu erkennen

„Quarz"-/Feldspat-Verwachsungen sind dagegen oftmals in der alterierten Grundmasse der vulkaniklastischen Sedimente zu beobachten. „Quarz" (SiO_2-Modifikationen) ist ein typisches sekundäres Mineral in vulkaniklastischen Ablagerungen und ersetzt häufig ursprünglich glasige Partikel (siehe Vitriklasten) (FISHER & SCHMINCKE 1984; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987).
Verkieselungen lassen sich auch an biogenen Komponenten beobachten (vor allem an Echinodermaten- und dickschaligen Molluskenfragmenten), wobei diese nie vollständig von der Verkieselung erfaßt werden. Als Quelle für das Kiesel-Opal kommen neben dem sauren Vulkanismus auch Schwamm-Rhaxen in Frage.

Vitriklasten: Vitriklasten treten in Form von blasenfreien, kompakten Glaspartikeln, als Glasscherben und als schaumige, sehr blasenreiche Partikel auf, oftmals sind sie nur noch reliktisch an ihrer ursprünglichen Form (Scherben, blasenreiche Fetzen) oder durch Entglasungsstrukturen (z.B. Sphärolithe, perlitische Sprünge) zu erkennen.
Die blasenfreien, blockigen, kompakten Glaspartikel sind dabei durch eine überwiegend angulare Form, Korngrößen im µm- bis mehrere Millimeter-Bereich sowie perlitische Sprünge gekennzeichnet (Taf. 17, Fig. 2, 5). Perlitische Sprünge entstehen allgemein durch die mit der Hydration von felsischen Gläsern (z.B. Obsidian) einhergehenden Volumenzunahme (FISHER & SCHMINCKE 1984; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987; MCPHIE et al. 1993). Nach MCPHIE et al. (1993) sind perlitische Sprünge nicht nur auf felsische Gläser beschränkt, sondern können auch bei Gläsern mit einer mafischen oder intermediären Zusammensetzung auftreten. Blockige Glaspartikel sind nach CAS & WRIGHT (1988) die häufigsten Vitriklasten in hydrovulkanisch mafischen und felsischen Aschen.
Die beobachteten Glasscherben sind durch x- oder y-förmige („cuspate shards") oder plattige bis gekrümmte Scherben mit Korngrößen < 2 mm gekennzeichnet (Tafel 17, Fig. 7). Diese Glasscherben lassen sich auf explosive magmatische Eruptionen zurückführen. Die x- oder y-Form entsteht dabei bei der Fragmentation von miteinander verbundenen Blasenwänden; Fragmente von Wänden langgezogener Blasen sind dagegen plattig bis gekrümmt (FISHER & SCHMINCKE 1984; HEIKEN & WOHLETZ 1991; MCPHIE et al. 1993). Die ursprüngliche Substanz der Glasscherben ist meistens durch ein Mosaik von Feldspat-/„SiO_2"-Verwachsungen ersetzt oder liegt vollständig kalzitisiert vor.
Weitere auftretende Glaspartikel, die sich ebenfalls auf explosive magmatische Eruptionen zurückführen lassen (FISHER & SCHMINCKE 1984; CAS & WRIGHT 1988; MCPHIE et al. 1993), sind ausgelängte, sehr blasenreiche und daher schaumig ausgebildete Bimsfragmente, bei denen die Glassubstanz häufig durch sekundäre Minerale wie Chlorit, Seladonit oder Kalzit ersetzt wurde (Taf. 17, Fig. 4).
In der Grundmasse der Tuffe und der Ignimbrite lassen sich Linsen von Quarz-/Feldspatverwachsungen sowie das Vorkommen von Sphärolithen beobachten, was ein weiterer Hinweis auf ehemalige Gläser ist. Die Linsen von Quarz-/Feldspatverwachsungen finden sich häufig in einer feinkörnigen, felsischen Matrix, von der sie sich durch ihre etwas gröbere Korngröße absetzen. Diese Linsen werden als vollständig rekristallisierte Gläser interpretiert, bei denen die ursprüngliche Struktur nicht mehr zu erkennen ist (MCPHIE et al. 1993). Sphärolithe entwickeln sich bei einer Hoch-Temperatur-Entglasung (z.B. in Ignimbriten; Taf.18, Fig. 3) und bestehen aus einer größeren Anzahl von radialen Kristallfasern (Feldspat, Quarz) (MCPHIE et al. 1993).
In seltenen Fällen ist noch relativ unverändertes dunkelbraunes, basaltisches Gesteinsglas (Tachylit) zu beobachten.

Chlorit: Blaßgelblichgrüne bis grüne Chlorite mit z.T. anomalen „entenblauen" Interferenzfarben sind in den vulkaniklastischen Sedimenten zu beobachten. „Entenblaue" Interferenzfarben sprechen dabei für eisenreichere Chlorite (TRÖGER 1967; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987). Phyllosilikate der Chlorit-Gruppe sind als sekundäre, metamorphe Umwandlungsprodukte in basaltischen und intermediären, vulkanischen Gesteinen eine häufige Komponente (FISHER & SCHMINCKE 1984; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987; MCPHIE et al. 1993).

Seladonit: Seladonit, ein K-reiches „Glaukonit"-Mineral von auffällig oliv- bis flaschengrüner Farbe, dichten bis radialstrahligen Aggregaten und anomalen Interferenzfarben, kommt in den vulkaniklastischen Sedimenten vor und ersetzt dort überwiegend die Vitriklasten. Nach TRÖGER (1967), RÖßLER (1984) und ODOM (1984) entsteht Seladonit als Produkt von hydrothermalen

Prozessen in Basaltblasen, oder er bildet sich als autohydrothermale Pseudomorphose nach Ferromagnesium-Mineralien (z.B. Olivin, Hypersthen, Augit). Nach HAY (1963) und TRÖGER (1967) kann Seladonit die Partikel in vulkaniklastischen Sedimenten ersetzen. Das Vorkommen von Seladonit in Sedimenten ist nach HAY (1963) und TRÖGER (1967) ein Hinweis auf eine leichte Metamorphose; seine Bildung entspricht der Zeolithfazies bis höchstens Prehnit-Pumpellyit-Subfazies. Von HAY (1963) wird die Zeolithfazies in eine Seladonit- und eine Montmorillonit-Subfazies unterteilt; vor allem die Vitriklasten, insbesondere Bims, werden dabei in der Seladonit-Subfazies vom Seladonit ersetzt. Dieses Phänomen konnte auch in den vorliegenden jurassischen Vulkaniklastiten beobachtet werden.

Epidot: In einigen Proben lassen sich säulig-stengelige, pleochroitische, grünlichgelbe Minerale mit lebhaften anomalen Interferenzfarben der II. Ordnung beobachten, die zur Epidot-Gruppe zu rechnen sind. Epidot kann hydrothermal in Klüften und Hohlräumen entstehen; er ist aber auch ein typisches Mineral in metamorph überprägten basaltischen und andesitischen Vulkaniten (z.B. Umwandlung Anorthit-reicher Plagioklase) (TRÖGER 1967; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987; MCPHIE et al. 1993).

Zirkon: Sehr kleine, kurzsäulige, farblose Zirkon-Kristalle mit hoher Lichtbrechung und lebhaften roten, blauen und grünen Interferenzfarben der III. Ordnung können akzessorisch in den vulkaniklastischen Sedimenten vertreten sein. In hellen, felsischen Magmatiten (in Plutoniten ebenso wie in den entsprechenden Vulkaniten und Tuffen) repräsentiert Zirkon das früheste Kristallisationsprodukt (TRÖGER 1967; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987).

Opake Mineralien: Akzessorische Erzmineralien der Eisenoxide (Hämatit-Ilmenit-Magnetit-Gruppe) und der Eisensulfide (Pyrit) finden sich als feine Körner oder als feinverteiltes Pigment in den Sedimenten. Eine nähere Differenzierung ist meistens mit polarisations-optischen Methoden nicht möglich. In seltenen Fällen liegen idiomorphe Magnetit-Kristalle oder idiomorphe Pyrit-Würfel vor; bei sehr dünnen Schliffen ist Hämatit an seiner bräunlichroten Farbe zu erkennen.

Vulkanit-Lithoklasten: Diese Lithoklasten bilden eine besonders häufige Komponente. Hauptsächlich handelt es sich dabei um eckige bis gut gerundete, andesito-basaltische Vulkanitfragmente (die das charakteristische porphyrische Gefüge zeigen) und/oder um Tuff-Lithoklasten.
Generell entstehen **Lithoklasten** in Vulkangebieten sowohl durch explosive Eruptionen als auch durch Verwitterung und Erosion vulkanischer und nicht vulkanischer Gesteine (MCPHIE et al. 1993).

2.2.2 Karbonatische und biogene Komponenten

Karbonat-Lithoklasten: Untergeordnet sind Partikel von lithifizierten karbonatischen Ablagerungen zu beobachten. In der Karbonatsedimentologie versteht man unter Lithoklasten erosiven Detritus, der von außerhalb in den Sedimentationsraum eingebracht wird (TUCKER & WRIGHT 1990).

Intraklasten: Intraklasten sind vor allem in den primär karbonatischen Ablagerungen vertreten. Häufig handelt es sich um mikritische, gut gerundete Partikel mit Korngrößen über 600 µm. In den oolithischen Proben lassen sich auch oolithische Intraklasten beobachten. Unter Intraklasten versteht man nicht oder nur schwach konsolidierte Sedimentpartikel, die mehr oder weniger synsedimentär im ursprünglichen Ablagerungsraum aufgearbeitet wurden (FLÜGEL 1982; TUCKER & WRIGHT 1990).

Peloide: In einigen Proben sind bis 600 µm große, sphäroidische bis ellipsoide, homogen mikritische Komponenten vertreten, die als Peloide bezeichnet werden (Taf. 19, Fig. 5). Nach TUCKER & WRIGHT (1990) ist der Terminus Peloid ein rein beschreibender Begriff unter dem sowohl Kotpillen, aufgearbeitete mikritische Sedimentpartikel als auch mikritisierte Partikel zusammengefaßt werden.

Mikrokoprolithe: In einigen Proben treten Mikrokoprolithe auf, die in seltenen Fällen sogar gesteinsbildend werden können (Taf. 16, Fig. 15, 16). Bei diesen Mikrokoprolithen handelt es sich um

fossile Crustaceen-Exkremente der Thalassinidae (Decapoda), die eine kennzeichnende Streifung bei den Längsschnitten und ein charakterisches Muster bei den Querschnitten der zylindrischen Koprolithen zeigen. Aus Südamerika wurden Crustaceen-Mikrokoprolithen bisher aus der Trias und dem unteren Jura (SENOWBARI-DARYAN & STANLEY 1986; BLAU et al. 1993; BLAU et al. 1994) sowie aus dem oberen Jura (FÖRSTER & HILLEBRANDT 1984) beschrieben. Bei den vorliegenden Mikrokoprolithen handelt es sich u.a. um *Parafavreina thoronetensis* BRÖNNIMANN (Taf. 16, Fig. 16), deren Vorkommen in Europa, Nordafrika, Nord- und Südamerika bisher aus der Trias und dem unteren Jura bekannt war (SENOWBARI-DARYAN & STANLEY 1986; BLAU et al. 1993; BLAU et al. 1994). Mit den hiesigen Funden liegt nun auch ein Vorkommen aus dem mittleren Jura (Bajocium) vor.

Ooide: In einigen Horizonten sind Ooide zu beobachten, deren Anteil am Gesamtvolumen von weniger häufig bis gesteinsbildend reichen kann (Taf. 19, Fig. 1-3). Es handelt sich dabei um 90 bis 700 µm große mikritisierte Normal- und Rindenooide, deren Kerne hauptsächlich von Feldspäten oder Vulkanitfragmenten, in einigen Horizonten aber auch von biogenen Komponenten (z.B. Rhaxen) gebildet werden können. Nach Flügel (1982) sind Normalooide durch eine größere Anzahl an konzentrischen Laminae charakterisiert; Rindenooide weisen dagegen nur eine oder sehr wenige Laminae auf. Polyooide, bei denen mehrere Ooide den Kern für ein größeres Ooid bilden, sind im Gegensatz zu den Normal- und Rindenooiden sehr selten. Zum Teil sind die Ooide vollständig mikritisiert, so daß sich der konzentrische Schalenaufbau nicht mehr erkennen bzw. nur noch erahnen läßt. Vollständig mikritisierte Ooide werden nach BLATT et al. (1972) auch Pelletoide genannt.

Onkoide: Die auftretenden Onkoide sind größtenteils irregulär sphäroidisch, in einigen Fällen aber auch lobulär gewachsen (Taf. 19, Fig. 7). Sie erreichen Größen im mm- bis cm-Bereich. Sie sind durch mikritische Lagen mit akzessorisch verteilten detritischen Körnern, die unregelmäßig einen Kern (biogene Komponenten, Vulkanitfragmente) umwachsen, gekennzeichnet. Die Genese von Onkoiden wird von einigen Autoren auf biogene Inkrustationen von verschiedenen Organismen (Algen, Bakterien, Foraminiferen etc.) zurückgeführt (TUCKER & WRIGHT 1990; SCHMID 1996). Nach der Definition von FLÜGEL (1982) und PERYT (1983) werden als Onkoide nur solche lagig aufgebauten Gebilde bezeichnet, bei denen Cyano-Bakterien (Cyanophyceae) die Anlagerungen bewirken. Nach SCHMID (1996) ist bei mikritischen Onkoiden („spongiostromate" Onkoide) nur eine Organismenart am Onkoidaufbau beteiligt, wobei es sich vermutlich um Cyano-Bakterien handelt.

Kalkalgen: In den Sedimenten des Bajociums (Caleta Ligate-Formation) treten büschelige bis hemisphäroide Thalli im mm-Bereich (bis 10 mm Breite/6 mm Höhe) auf, die sich aus verkalkten, anscheinend unverzweigten, leicht welligen und segmentierten Röhren („tubes") mit runden Querschnitten (30-70 µm im Durchmesser) zusammensetzen (Taf. 20, Fig. 1-2). Die Röhren zeigen unregelmäßig verteilte Einschnürungen. Bei den gut erhaltenen Thalli sind innerhalb der Röhren deutlich ausgebildete Querböden („Septatae") zu erkennen. Nach DRAGASTAN (1985) und SENOWBARI-DARYAN et al. (1994) zeigt die vorliegende Kalkalge anhand der Dimensionen und Einschnürungen Ähnlichkeiten mit der oberjurassischen Gattung *Mitcheldeania* WETHERED, abweichend zeigt sie jedoch Querböden, die von den beiden Autoren nicht als Charakteristikum erwähnt werden. Die Röhren von *Mitcheldeania americana* (JOHNSON) weisen nach SENOWBARI-DARYAN et al. (1994: Taf. 10, Fig. 1-5) eventuell auch Querböden auf, dieses läßt sich aber ohne Sichtung des Originalmaterials nicht eindeutig nachweisen. Nach WRAY (1977) und DRAGASTAN (1985) wurden solche Kalkalgen noch zu den Porostromata PIA gerechnet. In SENOWBARI-DARYAN et al. (1994) wird *Mitcheldeania* mit incertae sedis zu den Porostromata gestellt und von DRAGASTAN et al. (1997) werden diese Kalkalgen nun als Vertreter der Unterordnung der Halimedineae HILIS-COLINVAUX (Ordnung Bryopsidales SCHAFFNER, Klasse Bryopsidophyceae) betrachtet.

Weitere Vorkommen von Kalkalgen, bei denen die morphologische Ausbildung der Thalli von hemisphäroidisch bis säulig variieren kann, sind in Proben der Huantajaya-Formation (Oxfordium) zu beobachten (Taf. 19, Fig. 6). Die Thalli erreichen Höhen und Breiten von mehreren Millimetern und setzen sich aus sehr dicht angeordneten Röhren mit kleinem Durchmesser (~8-15 µm) zusammen. Der polarisations-optischen Betrachtung dieser feinen Röhren sind Grenzen gesetzt, so daß sich

Verzweigungen der Röhren nicht eindeutig belegen aber auch nicht ausschließen lassen. Die dichte Internstruktur der Thalli und die geringen Durchmesser der Röhren zeigen sowohl Affinitäten zu der in DRAGASTAN (1985) aus dem Oberjura beschriebenen *Rivularia moesica* (DRAGASTAN & BUCUR) als auch zu *Rivularia carpathica* DRAGASTAN .

Querschnitte und Fragmente von kalkigen Algen aus der Familie der Dacycladaceae KÜTZING (Klasse: Chlorophyceae) wurden in wenigen Dünnschliffen von Sedimenten der Caleta Ligate- und El Godo-Formation gefunden. Das Alter der Sedimente entspricht stratigraphisch dem oberen Bajocium bis unteren Callovium. Während generell aus dem oberen Jura zahlreiche Arten von Dacycladaceae aus den zu dieser Zeit weit verbreiteten Plattformkalken in der Literatur bekannt sind (u.a. BASSOULLET et al. 1978; SOTÁK & MIŠÍK 1993; SENOWBARI-DARYAN et al. 1994), ist nach BASSOULLET et al. (1978) die Diversität der Dacycladaceae im mittleren Jura stark eingeschränkt. Für das Bajocium werden von den Autoren nur zwei, für das Bathonium acht und für das Callovium vier Arten angegeben. Eine Bestimmung der vorliegenden Dacycladaceae aus dem mittleren Jura ist in den meisten Fällen nicht möglich, da diese Aufarbeitung und Transport erfahren haben, somit überwiegend zerbrochen als nicht näher bestimmbare Fragmente vorliegen und zusätzlich diagenetischen Umwandlungsprozessen unterlagen. In einem Dünnschliff (Taf. 20, Fig. 5: Me 2, El Godo-Formation, Profil Caleta Santiago) zeigen die Dacycladaceae-Fragmente eine etwas bessere Erhaltung. Es liegen dabei Abschnitte von sehr kleinen, zylindrischen Thalli (Durchmesser zwischen 100 - 300 µm) mit anscheinend euspondylen, senkrecht zur Thallus-Achse angeordneten, quirlförmigen Poren vor, bei denen es sich nach BASSOULLET et al. (1978) wahrscheinlich um Vertreter der Gattung *Salpingoporella* PIA handelt. Aufgrund der schlechten Erhaltung ist diese Zuordnung jedoch unsicher. In der Stillwasserfazies der El Godo-Formation treten die für Flachwasserbereiche charakteristischen Dacycladaceae als eingeschwemmte, allochthone Komponenten neben Radiolarien auf.

Foraminiferen: In den jurassischen Sedimenten der Küstenkordillere von Iquique sind Foraminiferen relativ selten vertreten. Meistens handelt es sich dabei um hyalinschalige Gehäuse, die nach LOEBLICH & TAPPAN (1988) zur Überfamilie der Nodosariacea gerechnet werden können. Es liegen höchstwahrscheinlich Vertreter der Familie der Nodosariidae und der Familie der Vaginulinidae („*Lenticulina*") vor; von RICCARDI et al. (1990) werden zahlreiche Arten dieser Familien aus dem mittleren Jura von Südamerika aufgelistet. Selten sind auch agglutinierende Formen zu beobachten. Da sich die Sedimentproben nicht schlämmen lassen, und die Foraminiferen somit nur im Dünnschliff zu betrachten sind, ist eine nähergehende Bestimmung nicht möglich.

Radiolarien: Sehr mäßig erhaltene Radiolarien lassen sich in den feinschichtigen Sedimenten der El Godo-Formation nachweisen. Häufig ist die ehemals kieselige Skelettsubstanz sekundär durch Kalzit ersetzt worden, im Dünnschliff liegen sie daher als kalzitische Sphäroide vor. In seltenen Fällen ist die kieselige Skelettsubstanz erhalten, so daß schemenhaft eine Gitterstruktur zu erkennen ist. Nach der sphäroidischen Form handelt es sich um Vertreter der Ordnung der Spumellaria EHRENBERG (ANDERSON 1983).

Porifera: Mikroskleren der Porifera sind besonders häufige Komponenten in den Sedimenten; hauptsächlich handelt es sich dabei um nierenförmige bis kugelige (Schnittlageneffekt) Mikroskleren (80-120 µm), sogenannte Rhaxen (Taf. 18, Fig. 6-7; Taf. 20, Fig 3). Sehr selten kommen monaxone Schwammnadeln vor.
Nach LAUBENFELS (1955), LÉVI (1973), BERGQUIST (1978), GRUBER (1993) und BONCI et al. (1997) treten solche nierenförmigen Mikroskleren (astrose Mikroskleren, sog. Sterraster) bei der Familie der Geodiidae GRAY (Ordnung: Astrophorida SOLLAS, Klasse: Demospongea SOLLAS) auf, die kräftige dermale Mikrosklerenkrusten von kieseliger Substanz aufbauen. Die ursprünglich kieselige Substanz ist bei den von mir gefundenen Mikroskleren durch sparitischen Kalzit ersetzt. In seltenen Fällen ist die kieselige Substanz der Mikroskleren durch Seladonit oder sekundär durch SiO_2 ersetzt worden, bei diesen Exemplaren lassen sich dann noch vereinzelt radiale Internstrukturen beobachten. Im Jura ist *Rhaxella perforata* HINDE die bisher einzig bekannte Art der Geodiidae (LAUBENFELS 1955; GRAMANN 1962; ZIMMERLE 1991).

Nach WIEDENMAYER (1994) handelt es sich dagegen bei nierenförmigen Mikroskleren („Rhaxen") aus dem Jura um Selenaster-Mikroskleren, die zur Familie der Placospongiidae GRAY (Ordnung: Hadromerida TOPSENT, Klasse: Demospongea SOLLAS) gehören.
Beide Formen, sowohl die Sterraster der Geodiidae als auch die Selenaster der Placospongiidae, sind sich morphologisch sehr ähnlich; beide sind durch ein Hilum und radialstrahlige Internstrukturen gekennzeichnet (WIEDENMAYER 1994; BONCI et al. 1997). Nach WIEDENMAYER (1994) besteht durch Homologie eventuell ein Zusammenhang zwischen diesen beiden Formen.
Das Auftreten von Sterraster-Mikroskleren der Geodiidae als auch von Selenaster-Mikroskleren der Placospongiidae ist bisher sicher nur ab dem oberen Jura bekannt (LAUBENFELS 1955; GRAMANN 1962; ZIMMERLE 1991; WIEDENMAYER 1994). In den Sedimenten der Küstenkordillere von Iquique können nierenförmige Mikroskleren schon ab dem mittleren Jura nachgewiesen werden. Aufgrund der diagenetischen Alteration läßt sich eine eindeutige Zugehörigkeit zu den Geodiidae oder zu den Placospongiidae nicht klären. Das Fehlen von tylostylen Skleren, die für die Placospongiidae charakteristisch sind (WIEDENMAYER 1994), spricht aber eher für die Geodiidae.

Molluskenschalen: Bei der Dünnschliffbetrachtung lassen sich Molluskenschalen den Klassen der Gastropoda und der Bivalvia zuordnen. Die Gastropoden sind anhand von Längs- und Querschnitten der Spindel leicht zu identifizieren, bedingt durch diagenetische Vorgänge ist die Primärstruktur des Schalenaufbaus nicht mehr erhalten. Bei den Bivalven ist abhängig von der Schalenmineralogie (Kalzit, Aragonit) bei einigen Fragmenten noch die ursprüngliche Schalenstruktur zu erkennen. Bei Fragmenten der primär kalzitischen Gryphaeinae läßt sich noch die kreuz-foliate Schalenstruktur beobachten, bei Fragmenten der Pinnacea ist die prismatische Palisadenstruktur erhalten. Besonders dickschalige Fragmente zeigen häufig partielle sekundäre Verkieselungen. Primär aragonitische Schalen zeigen keine Erhaltung der ursprünglichen Schalenstruktur, sie sind umkristallisiert, verkieselt oder wurden gelöst. Die bei der Lösung entstandenen Hohlräume sind meistens mit sparitischem Blockzement verfüllt.

Zu den Molluskenschalen sind die sog. **Filamente** zu rechnen, die in großer Anzahl in den bituminösen Sedimenten der El Godo-Formation zu beobachten sind. Es handelt sich dabei um 20-80 µm dicke und bis zu mehreren Millimetern lange, gewellte biogene Komponenten, die sich nach JEFFERIES & MINTON (1965), KUHRY (1975) und CONTI & MONARI (1992) auf juvenile Schalen von Bivalven zurückführen lassen. CONTI & MONARI (1992) unterscheiden im unteren und mittleren Jura als Produzenten dieser Filamente zwei Gattungen: *Bositra* DE GREGORIO und *Lentilla* CONTI & MONARI. *Bositra* unterscheidet sich von *Lentilla* durch die ausgeprägt konzentrische Berippung und wird im Adultstadium wesentlich größer als die extrem kleinwüchsige, nur sehr schwach ornamentierte *Lentilla.* Die starke konzentrische Berippung bei *Bositra* wirkt sich auch auf die Innenseite der Schalen aus; gewellte Filamente können daher als juvenile Exemplare von *Bositra* gedeutet werden. In der Fazies der El Godo-Formation bildet *Bositra buchi* (RÖMER) in einigen Schichten regelrechte Muschelpflaster, die Gattung *Lentilla* konnte dagegen bisher nicht beobachtet werden.

Brachiopodenschalen: Die primär kalzitischen Schalen der artikulaten Brachiopoden zeigen überwiegend eine relativ gut überlieferte Schalenstruktur, anhand derer die Schalenfragmente den Ordnungen der Rhynchonellida KUHN und der Terebratulida WAAGEN zugeordnet werden können (ADAMS et al. 1984; TUCKER 1985). Die Internstruktur der impunctat-foliaten Rhynchonelliden zeigt den charakteristischen zweilagigen Aufbau mit einer äußeren, sehr dünnen (~60 µm), senkrecht zur Oberfläche orientierten prismatischen Lage und einer wesentlich dickeren inneren Lage, die sich aus schräg zur Schalenoberfläche verlaufenden Fasern zusammensetzt. Die ausgeprägte Berippung der Rhynchonellida ist deutlich an den Fragmenten zu erkennen. Bruchstücke von Vertretern der Terebratulida zeigen eine eher dünnere und unberippte Schale, bei der die innere Lage eine punctat-foliate Struktur aufweist.

Echinodermatenfragmente: Neben den Mollusken- und Brachiopodenfragmenten sind Bruchstücke von Echinodermaten sehr häufige biogene Anteile. Da die Echinodermatenfragmente typischerweise als Einkristalle vorliegen, sind sie leicht an ihrer einheitlichen Auslöschung zu erkennen.

Überwiegend handelt es sich um Bruchstücke von Crinoiden-Stielgliedern mit entweder runden oder pentameren Querschnitten (siehe S. 132). Neben den dominierenden Crinoidenfragmenten sind untergeordnet Querschnitte von Seeigelstacheln zu beobachten, die im Dünnschliff charakteristische Radialstrukturen zeigen.

2.2.3 Grundmasse

Der Raum zwischen den Komponenten, hier als Grundmasse bezeichnet, wird entweder durch eine Matrix oder durch Zemente verfüllt.
Die Matrix setzt sich aus sehr feinkörnigem vulkaniklastischem Material zusammen oder wird von Mikrit aufgebaut. Das feinkörnige, vulkaniklastische Material ist häufig zu „Quarz"-/Feldspatverwachsungen alteriert, z.T. durch Chlorit ersetzt oder weist Kalzitisierungen auf. Ist die vulkaniklastische Matrix dabei vollständig von der Kalzitisierung erfaßt, läßt sie sich mit Hilfe der polarisations-optischen Möglichkeiten nicht von einer primär mikritischen Matrix unterscheiden.
In den Zwickeln zwischen den Komponenten ist z.T. auch ein fein- bis grobkristalliner Blockkalzitzement ausgebildet. Syntaxiale Einkristallzemente sind dagegen an Echinodermatenreste gebunden. Seltener ist um die Komponenten von Ooid-Kalken ein blattförmiger Palisadenzement zu beobachten; nach FLÜGEL (1982) und TUCKER & WRIGHT (1990) deutet das allseitige Umgeben der Komponenten, das wandständige Wachstum und das auf die Interpartikelporen beschränkte Vorkommen dieser Zemente auf einen frühdiagenetischen, marin-preatischen Ursprung hin.
Sowohl die Matrix als auch die Zemente und die oben beschriebenen Komponenten unterlagen z.T. Dolomitisierungs- bzw. Dedolomitisierungsprozessen.

2.3 Formationen

2.3.1 Oficina Viz-Formation

2.3.1.1 Definition

Mächtige, monotone Abfolge von porphyrischen basaltischen bis andesito-basaltischen Schichtlaven.
Typlokalität: „Cerro Oyarbide en la mitad sur del Cuadrángulo Caleta Molle", ca. 4 km südwestlich des Salar del Loco Feliz (THOMAS 1970).

2.3.1.2 Frühere Bearbeiter

Von **BIESE** (1956) wurden diese magmatischen Gesteine als intrusive Porphyrite des Neokoms beschrieben.

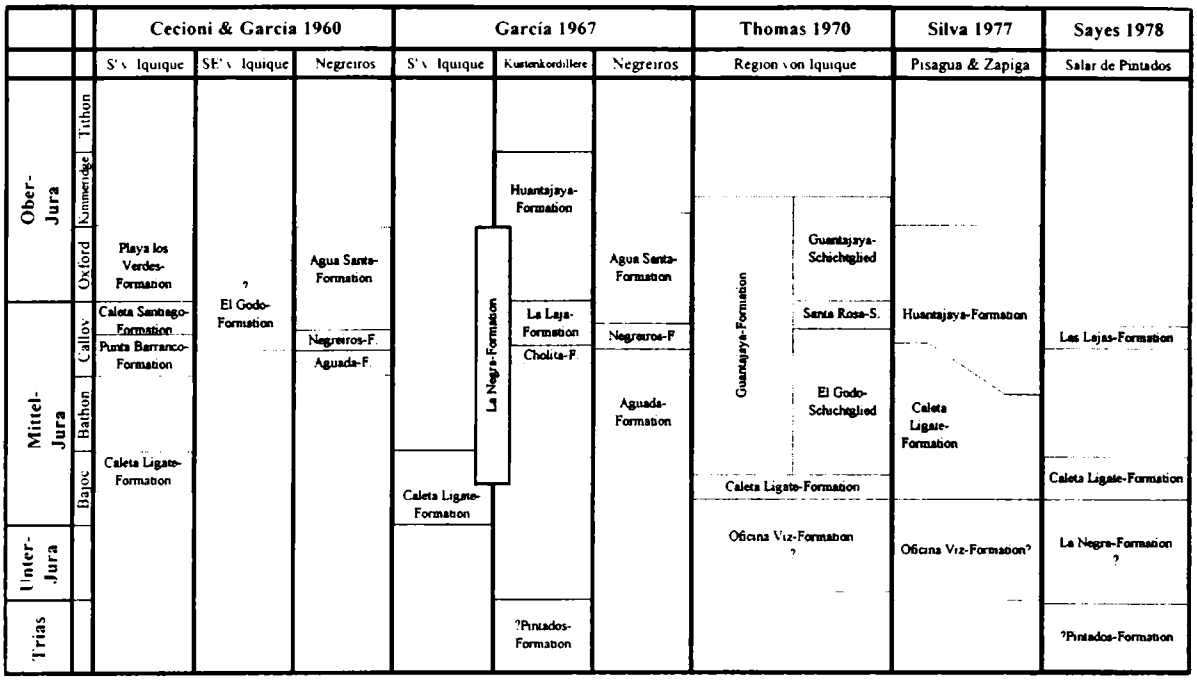
Als porphyrische Laven wurden sie von **GARCÍA** (1967) in die Formation „La Negra" gestellt, deren Typlokalität in der Quebrada La Negra südlich von Antofagasta zu finden ist. Aus der Küstenkordillere von Iquique vermerkte GARCÍA (1967) als Besonderheit Einschaltungen von marinen Sedimenten des Bajociums und des Oxfordiums zwischen den Laven.

THOMAS (1970) kartierte die Vulkanite als andesitische Laven und stellte den Formationsnamen „Oficina Viz" auf.

In den Erläuterungen der geologischen Karte „Hojas Pisagua y Zapiga" werden andesitische Laven von **SILVA** (1977) als Vulkanite der Oficina Viz-Formation bezeichnet.

SAYES (1978) benutzte in seiner geologischen Kartierung im Bereich des Salar Grande den von GARCÍA (1967) aufgestellten Formationsnamen „La Negra". Aus dem Bereich des Salar Pintados werden von SAYES (1978) und vom SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERIA (1982) auch

porphyrische Vulkanite (Pintados-Formation) der Trias vermerkt. Für eine Einstufung der Vulkanite in die Trias fehlt jedoch jeglicher biostratigraphischer Nachweis (SAYES 1978).



Tab. 3: Von früheren Bearbeitern verwendete Formationsnamen für die Küstenkordillere von Iquique.

2.3.1.3 Geländebefund

Lithologisch setzt sich die Oficina Viz-Formation aus einer monotonen Abfolge von deckenartig ausgeflossenen Laven zusammen. Diese Schichtlaven bilden die Basis der marinen jurassischen Ablagerungen. Man findet sie weitgehend im gesamten Arbeitsgebiet aufgeschlossen, nur im Küstenbereich südlich von Iquique konnten sie bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden. Die Aufschlußverhältnisse sind meist sehr mäßig. Ursache hierfür ist eine tiefgründige Verwitterung, die die Vulkanite häufig zu Gesteinsgrus zersetzt hat, so daß der deckenartige Charakter der Schichtlaven oft nur noch aus einer gewissen Entfernung beobachtet werden kann. Die zwischen den einzelnen Vulkanitvorkommen auftretende quartäre Überdeckung sowie blocktektonische Versätze verhindern im Gelände eine laterale Verfolgung der einzelnen Lavadecken. Aufgrund ihres makroskopisch sowie geochemisch ähnlichen Erscheinungsbildes lassen sich die räumlich voneinander getrennten Lavadecken nicht korrelieren (EHRLICHMANN, mündl. Mitteilung). Förderkanäle oder Vulkanbauten wurden nicht beobachtet. Die Basis der Oficina Viz-Formation ist nicht aufgeschlossen. Bei der Mächtigkeit handelt es sich somit nur um eine Mindestmächtigkeit, die von THOMAS (1970) und von EHRLICHMANN (1996) mit ca. 1.500 m angegeben wird.

Die einzelnen Lavadecken sind bis zu 30 m mächtig. Kissenlaven konnten in der Oficina Viz-Formation nicht beobachtet werden. Tufflagen kommen nur untergeordnet vor, nach Angaben von EHRLICHMANN (1996) beträgt ihr Anteil an der Gesamtmächtigkeit weniger als 5%. Im Norden des Arbeitsgebietes am Punkt 769 (= Profil 4 km nördlich Cerro Liebre), am Fundpunkt 7774/394, am Cerro Quebrajado (ca. 20 km südwestlich von Negreiros) und beim Profil nördlich vom Cerro Montechristo ist im Übergangsbereich der Oficina Viz-Formation zur überlagernden Caleta Ligate-Formation eine verstärkte Zunahme an Pyroklastiten (u.a. auch Ignimbrite) zu beobachten.

Zwischengeschaltete Sedimente wurden bis auf eine Ausnahme nicht beobachtet, somit konnten auch keine Fossilien gefunden werden, die eine biostratigraphische Einstufung ermöglicht hätten. Nur bei einer Lokalität, 2 km südlich von Mina „Los Dos Amigos", ist inmitten der Vulkanite ein ca. 50 cm mächtiger Aufarbeitungshorizont aufgeschlossen. Da es sich bei dieser Lokalität um ein isoliertes Vorkommen der Vulkanitformation handelt, konnte diese Aufarbeitungslage nicht in die lithostratigraphische Abfolge eingeordnet werden.

2.3.1.4 Petrographie

Im Handstück zeigen die Vulkanite in der Regel ein porphyrisches Gefüge, makroskopisch sind bis zu max. 2 cm große, leistenförmige Feldspatkristalle zu erkennen. Im Dünnschliff liegt nach Angaben von EHRLICHMANN (1996) der Anteil der Phänokristalle bei durchschnittlich 30 - 40 Vol. %. Bei den Phänokristallen handelt es sich überwiegend um Plagioklase sowie um Klinopyroxene (Augit), selten auch um Orthopyroxene (Hypersthen). Die Matrix setzt sich aus einem fein- bis kryptokristallinen Mineralgemenge aus Plagioklasen und Pyroxenen zusammen. Erzminerale treten als feinverteilte Imprägnationen und als opake Säume um die mafischen Minerale auf. Hämatitentmischungen, die den Zonarbau der Plagioklasphänokristalle nachzeichnen, wurden in Vulkaniten aus der Pampa Hermosa (westl. vom Salar Pintados) beobachtet. Blasen in den Vulkaniten wurden sekundär mit Epidot, Kalzit und/oder Chalcedon verfüllt. Allgemein zeigen die jurassischen Vulkanite Mineralumwandlungen und -neubildungen von Sekundärmineralien (z.B. Karbonat, Chlorit, Epidot). Das Vorhandensein der Sekundärmineralien ist ein charakteristisches Anzeichen für Alteration bzw. für metamorphe Überprägung (MCPHIE et al. 1993).

2.3.1.5 Geochemie

Nach geochemischen Untersuchungen von EHRLICHMANN (1996), KRAMER & EHRLICHMANN (1996) und mündl. Mitteilungen von KRAMER (GFZ Potsdam) handelt es sich überwiegend um kalkalkaline Basalte und basaltische Andesite. Einige Basalte liegen nach dem FeO/MgO vs. SiO_2 -Diagramm jedoch auch im Feld der tholeiitischen Magmatite (EHRLICHMANN 1996). Von den von EHRLICHMANN (1996) untersuchten Vulkanitproben dominieren die basaltischen Andesite eindeutig mengenmäßig gegenüber den Basalten. Im TAS („total alkalies-silica") - Diagramm konzentrieren sich die Vulkanite überwiegend im Feld der basaltischen Trachyandesite (EHRLICHMANN 1996). Die Darstellung der inkompatiblen Elemente im Spider-Diagramm (Verteilungsmuster der hygromagmatophilen Elemente genormt auf den primitiven Mantel) zeigt deutlich eine Anreicherung der Elemente mit einer auffallenden negativen Nb/Ti-Anomalie. Durchschnittlich liegt der Gehalt an SiO_2 bei 55%.

2.3.1.6 Diskussion

In der Küstenkordillere von Iquique ist das Einsetzen der jurassischen Schichtenfolge nicht zeitlich zu erfassen, da die Basis der Oficina Viz-Formation und eventuell fossilführende unterlagernde Schichten nicht aufgeschlossen sind.

In Nähe zum Arbeitsgebiet sind jedoch Ablagerungen des unteren Juras aus der Präkordillere und dem Längstal östlich von Iquique bekannt (GALLI & DINGMANN 1962; SAYES 1978).
Von GALLI & DINGMANN (1962) werden aus der Präkordillere (ca. 11 km nördlich von Pica) marine Sedimente der Longacho-Formation beschrieben, die Arietitidae des Sinemuriums enthalten. In der „Sammlung-Hillebrandt" liegen Fossil- und Sedimentproben aus der Longacho-Formation vor. Bei den Sedimenten dieser Formation handelt es sich u.a. um Vulkaniklastite (Tuffe). Die in diesen Sedimenten auftretende Ammonitengattung *Arnioceras* belegt eindeutig ein Sinemurium-Alter.
Von SAYES (1978) werden Vorkommen von liassischen Sedimenten vom Südrand (Cerro Granja) und von der südöstlichen Ecke (Cerro Gordo) des Salar Bellavista angegeben. Die von SAYES (1978) angegeben Lokalitäten liegen in nächster Nähe zu meinem Arbeitsgebiet und wurden daher zusätzlich aufgesucht und beprobt. Bei der ersten Lokalität am Cerro Granja stehen die unterjurassischen

Sedimente nicht an. Der sich am Südrand des Salar Bellavista entlangstreckende Höhenzug „1195er - Cerro Granja - Cerro Cachango" wird durch ein Intrusiv gebildet, auf dem eine mehrere Meter mächtige känozoische Schuttdecke liegt. In dieser Schuttüberdeckung ist eine polymikte Ansammlung von Vulkanit- und Sedimentgesteinen zu beobachten, u.a. plattige, vulkaniklastische Sedimente mit flachgedrückten Arietitidae. Bei der zweiten Lokalität am Cerro Gordo (ca. 10 km östl. vom Cerro Granja) stehen die Schichten des unteren Juras an, die Aufschlußverhältnisse sind jedoch sehr schlecht. Auch hier treten die plattigen, vulkaniklastischen Sedimente mit den flachgedrückten Arietitidae des Sinemuriums sowie primär pyroklastische Ablagerungen auf. Nach HILLEBRANDT (mündl. Mitteilung) sind die plattig verwitternden Sedimente in ganz Nordchile für die marinen Ablagerungen des Sinemuriums charakteristisch. Die Geländeansprache der Ablagerungen als vulkaniklastische Sedimente wurde durch die nachfolgende Dünnschliffbetrachtung bestätigt. Auf der geographischen Breite von Iquique läßt sich somit ein aktiver Vulkanismus schon im unteren Jura nachweisen.

Westlich von Quillagua (Küstenkordillere südlich des Rio Loa) sind marine Sedimente des basalen Juras (ob. Hettangium - unt. Sinemurium) aufgeschlossen, die dann im Sinemurium in eine Vulkanitserie vom Typ La Negra-Formation übergehen (HILLEBRANDT, mündl. Mittl.). In diesem Bereich beginnt somit die Förderung von Schichtlaven eindeutig im unteren Jura.

Weitere Beweise auf eine vulkanische Aktivität im Laufe des unteren Juras geben radiometrische Datierungen, die an Magmatiten der Küstenkordillere vorgenommen wurden. Von ROGERS (1986: zitiert in PICHOWIAK 1994) werden Laven der La Negra-Formation aus der Küstenkordillere von Tocopilla (ca. 150 km südlich von Iquique) mit Hilfe von Rb-Sr Isotopen auf ein Alter von 186 ± 13 Ma datiert. Von PICHOWIAK (1994) werden für den Coloso Coastal Gabbro und für La Negra-Laven aus der Region von Antofagasta (ca. 450 km südlich von Iquique) Datierungen mit einem Alter von 183 ± 3.5 Ma angegeben. Nach GRADSTEIN et al. (1994) entspricht sowohl ein Alter von 186 Ma als auch von 183 Ma dem unteren Jura (Toarcium).

Für die uniforme Abfolge von Schichtlaven aus der Region von Antofagasta wird ein effusiver Förderungsmechanismus angenommen (SCHEUBER et al. 1994). Die großflächige deckenartige Ausbildung der Basalte bzw. der basaltischen Andesite sowie das untergeordnete Auftreten von pyroklastischen Ablagerungen innerhalb der Oficina Viz-Formation läßt ebenfalls auf eine Förderung niedrigviskoser Laven aus Förderspalten schließen.
Für die Ablagerung dieser Schichtlaven wird ein subaerisches Milieu postuliert (BUCHELT & TELLEZ 1988; LUCASSEN & FRANZ 1994; EHRLICHMANN 1996). Das Fehlen von Kissenlaven kann als Hinweis auf subaerische Förderungen angesehen werden, ist aber kein eindeutiges Indiz. Nach BALLARD et al. (1979) nimmt man für die Bildung von subaquatischen Kissenlaven niedrige Förderraten an, bei höheren Förderraten kann es auch submarin zu Deckenergüssen kommen. Für eine subaerische Förderung unter oxidierendem Milieu sprechen nach mündl. Mittl. von KRAMER (GFZ-Potsdam) die Hämatitentmischungen in den Plagioklasphänokristallen, die in den Laven aus der Pampa Hermosa (östlich vom Salar Grande) beobachtet werden konnten.
Unklar ist nach wie vor die Lage der Förderkanäle. Entweder sind die Förderkanäle aufgrund der mäßigen Geländeverhältnisse nicht aufgeschlossen oder sie lagen vor der heutigen Küstenlinie, von wo sich niedrigviskose Schichtlaven über eine Strecke von ca. 50 km (Breite des Arbeitsgebietes) nach Osten ergossen haben. In den wesentlich besser dokumentierten Aufschlüssen der lithologisch ähnlichen „La Negra"-Formation aus der Küstenkordillere von Chañaral/Taltal wurden dagegen Förderkanäle inmitten der deckenartigen Vulkanite von Herrn Dr. KRAMER (GFZ-Potsdam) und Frau BARTSCH (TU-Berlin) gefunden. Nach Frau BARTSCH (TU-Berlin, mündl. Mitteilung) handelt es sich jedoch bei diesen Förderkanälen um relativ frische, d.h. im Gegensatz zum Nachbargestein nur wenig durch Alteration überprägte Strukturen, deren stratigraphische Stellung noch unklar ist und die eventuell dem kretazischen Vulkanimus zuzurechnen sind.
Wie schon oben im Geländebefund erwähnt, kann im Norden des Arbeitsgebietes zum Top der Oficina Viz-Formation ein Wechsel von effusiver zu mehr explosiver Förderungstätigkeit beobachtet werden, der den Übergang zu der darüberliegenden Caleta Ligate-Formation kennzeichnet und somit eine Änderung im Eruptionsverhalten einleitet.

Nach den geochemischen Untersuchungen von EHRLICHMANN (1996) und KRAMER & EHRLICHMANN (1996) entsprechen die Vulkanite mit ihrem kalkalkalinen, andesitischen Charakter den Magmenprovinzen, die typischerweise an Subduktionszonen zu finden sind (SCHMINCKE 1986; WILSON 1989). Das bei EHRLICHMANN (1996) im Spider-Diagramm dargestellte Muster der Anreicherung von inkompatiblen Elemente (mit auffallend negativen Nb-/Ti-Anomalien) ist vergleichbar mit denen von basaltischen und andesitischen Vulkaniten aus modernen Inselbögen (WILSON 1989; PEARCE & PEATE 1995). Ähnliche Muster in der Verteilung der inkompatiblen Elemente werden auch von jurassischen Laven aus Südperu beschrieben, die ebenfalls einem subduktionsbezogenen, kalkalkalinen Magmatismus entsprechen (ROMEUF et al. 1995).
Die jurassische magmatische Aktivität am westlichen Rand der südamerikanischen Platte findet heutzutage kein vergleichbares Äquivalent in modernen Inselbögen. Geochemisch entsprechen die jurassischen Laven zwar den Laven des quartären magmatischen Bogens in Chile und Bolivien (ROMEUF et al. 1995), die Förderung von monotonen mächtigen Abfolgen von Schichtlaven ist jedoch eine Besonderheit speziell des jurassischen Vulkanismus in Nordchile. Ein Zusammenhang mit dem initialen Zerfall von Pangaea ist denkbar und die Effusion der Schichtlaven wäre somit globaltektonisch zu diskutieren. Eine weitere Hypothese ist die Akkretion von magmatischem Material durch Extension. Nach Modellrechnungen von LUCASSEN et al. (1996) können Magmatite, die nach der paläogeographischen Situation und den geochemischen Indikatoren einem Inselbogen- bzw. Backarc-Bereich entsprechen, auch durch Extension der Lithosphäre ohne Begleitung von zeitgleicher Subduktion produziert werden.

Nach dem Geländebefund gehören die von GARCÍA (1967) erwähnten Verzahnungen von Vulkaniten der „La Negra"-Formation mit marinen Sedimenten nicht in diese lithologische Einheit. Verzahnungen von Vulkaniten mit Sedimenten treten erst in den stratigraphisch jüngeren Formationen (siehe 2.3.2 und 2.3.3) auf. Die von SAYES (1978) und dem SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (1982) angegebene triassische Pintados-Formation (am Westrand des Salar Pintados) entspricht nach den petrographischen und geochemischen Daten der jurassischen Vulkanitformation (EHRLICHMANN, mündl. Mitt.). Wie schon SAYES (1978) bemerkte, fehlt für die Einstufung in die Trias jeglicher biostratigraphischer Beweis. Bei der Estación Gallinazos (westl. Salar Pintados) überlagern marine Sedimente des Bajociums diese angeblich triassischen Vulkanite, was nicht der üblichen stratigraphischen Abfolge im Arbeitsgebiet entsprechen würde (siehe Kapitel 2.3.2 und 5). Man kann daher davon ausgehen, daß es sich bei diesen porphyrischen Laven um jurassische Vulkanite der oben beschriebenen Oficina Viz-Formation handelt.

Für die Benennung der porphyrischen Deckenlaven soll weiterhin der von THOMAS (1970) aufgestellte lokale Formationsname „Oficina Viz" benutzt werden. Die Vulkanite sind zwar nach lithologischen Kriterien denen aus dem Raum Antofagasta sehr ähnlich, bevor jedoch nicht die vergleichenden Untersuchungen von Frau BARTSCH (TU-Berlin) und Herrn Dr. KRAMER (GFZ-Potsdam) abgeschlossen sind, wird der lokale Formationsname beibehalten.

2.3.2 Caleta Ligate-Formation

2.3.2.1 Definition

Abfolge von flachmarinen Vulkaniklastiten und Karbonaten mit lokalen Einschaltungen von Laven, die je nach Aufschlußlage durch einen unterschiedlich hohen Eintrag von vulkanischem Material (Laven, vulkaniklastische Sedimente) charakterisiert ist. Die Caleta Ligate-Formation überlagert die porphyrischen Vulkanite der Oficina Viz-Formation.
Typlokalität: Caleta Ligate, Meeresbucht ca. 32 km südlich von Iquique (CECIONI & GARCÍA 1960).
Referenzprofil: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I (in dieser Arbeit Profil Nr. 1); ca. 23 km südl. von Iquique bzw. 1 km südlich der Caleta Santiago.

2.3.2.2 Frühere Bearbeiter

BIESE (1956) beschreibt aus der Sierra Santa Rosa Oriente (östlich von Iquique) eine mehrere hundert Meter mächtige Abfolge von grauen Kalken, glaukonitischen Kalken, Mergeln, Sandsteinen sowie eine 20 m mächtige Schicht von tuffitischen Sandsteinen, die er anhand ihres Fossilinhaltes in das Bajocium stellt.

CECIONI & GARCÍA (1960) benutzen für diese flachmarinen Ablagerungen verschiedene Formationsnamen: Caleta Ligate-Formation, Playa Los Verdes-Formation, El Godo-Formation, Aguada-Formation. Aus der Caleta Ligate (südl. von Iquique) werden rhytmische Lutite, Limolite, grüne Sandsteine, Quarzite und Linsen von Konglomeraten als Caleta Ligate-Formation beschrieben und mit Hilfe von Ammonitenfaunen in das mittlere Bajocium eingestuft. Aus der Region von „El Godo", der „Oficina Aguada" und aus der „Caleta Camarones" (Quebrada Chiza; WITTMANN in Vorb.) wird zwar eine ähnliche Lithologie vermerkt, zu den vorhandenen Formationsnamen (siehe oben) werden jedoch weitere aufgestellt.

GARCÍA (1967) gibt eine erneute Beschreibung der einzelnen Formationen. Die Playa Los Verdes-Formation wird nun der Caleta Ligate-Formation zugewiesen. Weitere marine Sedimente, die er in die Caleta Ligate-Formation stellt, erwähnt er von verschiedenen Geländelokalitäten (z.B. Minas Viejas, Pampa Perdíz). Anhand der Invertebratenfauna stuft er die Sedimente in das Bajocium ein. Die Abfolgen der oolithischen Kalke, grünen Lutite und grünen Sandsteine aus der Region der Oficinas Aguada und Aurora bezeichnet er wie in CECIONI & GARCÍA (1960) als Aguada-Formation. Die Faunen aus dem basalen Teil der Aguada-Formation entsprechen zwar denen aus der Caleta Ligate-Formation, aber da nach seinen Geländebetrachtungen in der Quebrada Chiza (WITTMANN, in Vorb.) vulkanische Ablagerungen der Cuya-Formation die Aguada-Formation unterlagern, muß nach seiner Ansicht die Cuya-Formation zwischen der Caleta Ligate- und Aguada-Formation liegen und diese zeitlich voneinander trennen. Der Top der Aguada-Formation reicht nach GARCÍA (1967), durch Ammonitenfunde der Gattung „*Macrocephalites*" belegt, in das untere Callovium.

In den Erläuterungen der geologischen Karte (Blatt Iquique und Caleta Molle, 1: 50.000) beschreibt THOMAS (1970) die Lithologie der Caleta Ligate-Formation als eine 500 m bis 600 m mächtige Abfolge von überwiegend grünen und gelben Sedimenten. Die Sedimente setzen sich nach THOMAS (1970) aus Kalken, Grauwacken, Brekzien, Quarziten und glaukonitischen Sandsteinen zusammen, in denen Einschaltungen von andesitischen Brekzien und Laven, vor allem im westlichen Teil des Arbeitsgebietes, auftreten können. Auch er gibt eine reiche Invertebratenfauna an, die eine Einstufung der Sedimente in das mittlere bis obere Bajocium erlaubt.

In den Erläuterungen der geologischen Karte „Hojas Pisagua y Zapiga" werden von SILVA (1977) in der Umgebung der Caleta Buena (40 km nördlich von Iquique) für den unteren und oberen Bereich der Caleta Ligate-Formation zahlreiche Einschaltungen von Vulkaniten angegeben. Den unteren Bereich stuft SILVA (1977) anhand von „*Reineckeia*" sp. in das mittlere Bajocium ein. Die sedimentäre Abfolge setzt sich nach SILVA (1977) im unteren und mittleren Teil aus Brekzien, glaukonitischen Sandsteinen sowie kalkigen und quarzitischen Einschaltungen zusammen. Den oberen Teil beschreibt er dagegen als Abfolge von rhythmischen schwarzen Lutiten, in denen häufig die Muschel „*Posidonia*" sp. auftritt. Aus der Umgebung von Negreiros stellt er oolithische Kalke und glaukonitische Sandsteine in den unteren Teil der Huantajaya-Formation. Die von GARCÍA (1967) aus der Region von Negreiros beschriebenen Formationen (Aguada-, Agua Santa-, Negreiros- und Josefina-Formation) gibt er als Äquivalente der Huantajaya-Formation an.

SAYES (1978) erwähnt aus der Umgebung der Estacíon Gallinazos (Salar Pintados) Sedimente, bei denen es sich nach seiner Meinung um die östlichsten Aufschlüsse der Caleta Ligate-Formation handelt. Die Ablagerungen beschreibt er als marine Sedimente und Vulkanite mit Einschaltungen von grünen glaukonitischen Sandsteinen.

2.3.2.3 Geländebefund

Die Sedimente der Caleta Ligate-Formation dokumentieren den Beginn der marinen Sedimentation in der Küstenkordillere von Iquique. Durch das lokale Vorkommen von Laven innerhalb dieser Formation läßt sich das Arbeitsgebiet in zwei Regionen unterteilen.

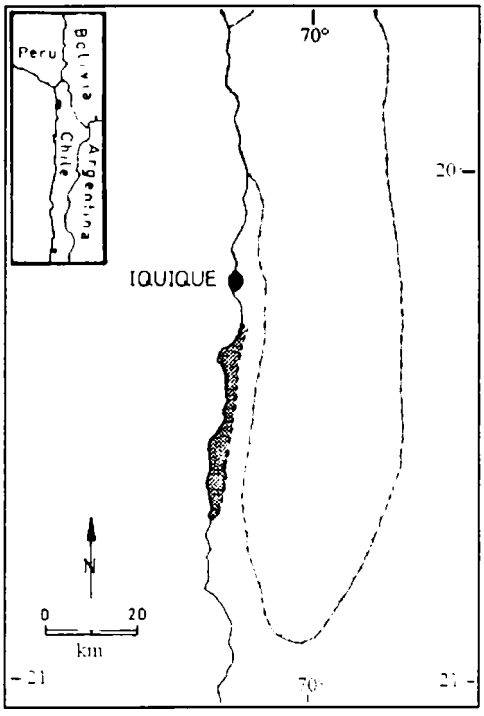


Abb. 3: Unterteilung des Arbeitsgebietes in zwei Regionen (Bajocium bis Oxfordium):
1. Küstenregion südlich von Iquique (dunkelgrau markiert) und
2. Küstenregion nördlich von Iquique und Inland (hellgrau markiert) (nach KOSSLER 1996).

Im Bereich der **Küstenregion südlich von Iquique** finden sich mehrere Lokalitäten (Caleta Canabayita, im Süden des Aeropuerto Diego Aracena, Caleta Ligate, im Süden der Caleta Santiago, Playa Los Verdes), an denen, bedingt durch eine staffelartige Blocktektonik, die Ablagerungen der Caleta Ligate-Formation wiederholt aufgeschlossen sind.

Die Caleta Ligate, aus der das Typprofil dieser Formation beschrieben wurde, ist heutzutage militärisches Sperrgebiet und nur noch mit Erlaubnis des Militärs begehbar. Als Referenzprofil wurde daher ein Profil (Küstenprofil südlich von Iquique) ausgewählt, das 1 km südlich der Caleta Santiago (= C. Pizarra) beginnt und in Richtung Norden, im Bereich südlich Playa Los Verdes durch eine tektonische Störung endet. Bei diesem Profil mit einer Gesamtmächtigkeit von 1197 m werden die unteren 660 m (eine mächtige Abfolge von Laven und vulkaniklastischen Sedimenten) zur Caleta Ligate-Formation gestellt. Das Profil beginnt mit den Ablagerungen der Caleta Ligate-Formation (die Basis des Profils grenzt mit tektonischem Kontakt gegen kretazische Ablagerungen) und geht dann im Bereich der Caleta Santiago in die El Godo-Formation über.

Generell dominieren bei diesen Ablagerungen sowohl beim Küstenprofil südlich von Iquique als auch bei den oben genannten Lokalitäten eindeutig die Laven (Schichtlaven, Pillowlaven, Lavabrekzien) und die primär vulkaniklastischen Ablagerungen (u.a. Bombentuffe, Ignimbrite, grünliche Kristalltuffe). Der Bereich südlich des Aeropuertos Diego Aracena (unmittelbar südlich des militärischen Sperrgebietes) zeigt dabei besonders chaotisch abgelagerte Laven und pyroklastische Brekzien mit großen Bomben und Blöcken.
Den vulkanischen Ablagerungen sind untergeordnet geringmächtige, im dm-Bereich gebankte, grünliche bis bräunliche Sedimentlagen zwischengeschaltet. In diesen Sedimenten lassen sich Sedimentstrukturen wie Schrägschichtungen, Wellenrippelmarken, Gradierungen und Rutschfalten beobachten. Einige dieser Horizonte sind fossilführend, an Makrofossilien treten vor allem Mollusken-Faunen (u.a. Ostreacea, Trigoniidae, *Pinna*, *Nerinella*?) des Bajociums sowie Spurenfossilien der Thalassinidae auf.

In der **Küstenregion nördlich von Iquique und Inland** sind die Ablagerungen der Caleta Ligate-Formation durch mehrere Profile gut dokumentiert (siehe Profildarstellung), meistens handelt es sich jedoch um Teilprofile. Durchgehende Profile, die die gesamte Abfolge erfassen, sind die Profile El Godo, Oficina Condor und Estación Gallinazos. Dabei zeigt sich, daß die Mächtigkeiten mit Werten zwischen 425 m und 60 m lokalen Schwankungen unterworfen sind. Die Profile in diesem Bereich sind durch eine kontinuierliche Wechsellagerung von weichen, flaschengrünen Schichten (Vulkaniklastite) mit härteren, bräunlichen und grauen Bänken (Vulkaniklastite, Karbonate) gekennzeichnet.

Die flaschengrünen Schichten sind ein besonders auffälliges Charakteristikum. Bei diesen Horizonten handelt es sich überwiegend um häufig tiefgründig verwitterte Vulkaniklastite bzw. Tuffe, die schon aus weiter Entfernung leicht zu erkennen sind und daher gute Leithorizonte abgeben. Die Mächtigkeiten dieser grünen „Tuff"-Horizonte liegt im cm- bis mehrere 10er m-Bereich. Der Anteil dieser grünen Horizonte an der lithologischen Abfolge ist in den westlich gelegenen Profilen größer (im Durchschnitt zwischen 65-75%) als in den östlich positionierten. Im Osten des Arbeitsgebietes nimmt der Anteil zugunsten der Karbonate stark ab, im Profil Oficina Aguada beträgt er z.B. nur noch ca. 27%. Das östlichste Profil der Caleta Ligate-Formation südlich der Estación Gallinazos weist in seiner lithologischen Abfolge überwiegend flachmarine Kalke auf, nur direkt an der Basis sind noch Vulkaniklastite aufgeschlossen.
Die Mächtigkeit der einzelnen härteren, massigen Bänke liegt im cm- bis dm-Bereich, seltener im m-Bereich; bedingt durch Verwitterungsprozesse liegen diese Bänke häufig nicht mehr im ursprünglichen Verband vor. Sedimentstrukturen wie Gradierungen und Schrägschichtungen konnten aufgrund der Aufschlußverhältnisse und des allgegenwärtigen Überzuges von Wüstenlack nur bei wenigen Horizonten beobachtet werden. In einigen Horizonten deuten Grabbauten auf eine Zerstörung der primären Sedimentstrukturen durch Bioturbation hin. In einigen gräulichen Bänken der Caleta Ligate-Formation sind schon im Gelände mit einer Lupe Ooide erkennbar. Vor allem im südlichen Bereich des Arbeitsgebietes läßt sich ein charakteristischer grauer Oolith-Horizont mit einer Mächtigkeit im m-Bereich über mehrere Kilometer verfolgen.

Fossilien sind in diesen Sedimenten selten und meistens nur vereinzelt zu finden. Abgesehen von den Ostreacea und den Brachiopoden liegen die Fossilien überwiegend in Steinkernerhaltung vor, bei einigen Exemplaren sind die Schalen durch Verkieselung erhalten. In den Profilen lassen sich in der Regel nur zwei Bereiche beobachten, in denen eine reichhaltigere und diverse Bajocium-Fauna vertreten ist. Dabei handelt es sich um den Basisbereich der Caleta Ligate-Formation und um wenige, im oberen Abschnitt der Profile befindliche Horizonte, in denen auch häufiger Ammoniten (v.a. Stephanoceratinae, Eurycephalitinae) vorkommen. An der Basis der Caleta Ligate-Formation konnte ich nur bei einem Profil (Profil nördlich Cerro Montechristo) Ammoniten (Sphaeroceratidae) finden.

Tab. 4: Liste der Makrofauna der Caleta Ligate-Formation mit Informationen über Lebensweise sowie zeitliches Auftreten und Fundorte im Arbeitsgebiet.

Lebensweise: E = Epifauna; SI = Semi-Infauna; I = Infauna; N = Nekton; b = byssat; fr = freilebend; m = mobil; s = mit Stiel festgeheftet; z = zementiert; f = flachgrabend; t = tiefgrabend.
Zeitliches Auftreten im Arbeitsgebiet: H = Humphriesianum-Zone (Bajoc.); R = Rotundum-Zone (Bajoc.); H - R = Humphriesianum- bis Rotundum-Zone.
Fundorte(Profile): 1 = Küstenprofil südl. von Iquique: Abschnitt 1; 3 = Profil El Godo; 4 = Profil Cerro Fidel; 5 = Profil 4 km nördlich Cerro Liebre; 6 = Profil nördl. Cerro Montechristo; 7 = Profil Estación Las Carpas; 8 = Profil Minas Condor; 9 = Profil Oficina Aguada; 11 = Profil Estación Gallinazos.
Fundorte (Fundpunkte): (1) = Los Verdes; (2a) = Salar Loco Feliz I; (2b) = Salar Loco Feliz II; (5) = W' des Cerro Petroleo (vgl. Lagekarte/Anhang).

Fauna	Lebensweise	zeitl. Auftreten	Fundorte
Coelenterata (6 Taxa)			
Actinastrea cf. *crassoramosa*	Ez	H	(2a), (2b)
Microphyllia jaspensis	Ez	H	11

Fauna	Lebensweise	zeitl. Auftreten	Fundorte
Thamnasteriidae?	Ez	R	5
Montlivaltia aff. *cottreaui*	E	H - R	(2a), (2b)
Isastrea ex gr. *richardsoni*	E	H - R	3, 5, 7, 8, 9, 11, (2b)
Isastrea marcoui	Ez	H	11
Gastropoda (6 Taxa)			
Trochoidea?	Em	H	8
Neritopsis? sp.	Em	R	6
Lissochilus sp.	Em	H - R	11
Procerithium? sp.	Em	H - R	(2b)
Nerinella? sp.	Im	H - R	3, 6, 9, (2b), (3)
Cephalaspidea gen. et sp. indet	Im	H	6
Bivalvia (36 Taxa)			
Grammatodon sp.	SI	R	7
Pinna aff. *kingi*	SI	R	3, 4, 7, 8
Costigervillia aff. *crassicosta*	E	R	3, (2b)
Isognomon (*I.*) sp.	Eb	R	3
Entolium (*E.*) *corneolum*	Efr	R	3, 7, (2b)
Propeamussium sp.	Efr	R	(5)
Camptonectes (*C.*) cf. *auritus*	Eb	R	(2b)
Camptonectes (*C.*) *stygius*	Eb	H - R	3, 7, (2b)
Limidae gen. et sp. indet	E	R	8, (2b)
Ctenostreon sp.	Efr	R	(2b)
Gryphaea (*Bilobissa*) sp.	Efr	H - R	6
Pernostrea? sp.	E	H - R	9, (2b)
Actinostreon sp.	Ez	H - R	3, 7, (2b)
Trigonia stelzneri	If	H - R	3, (2a)
Trigonia losadoi	If	H	8
Vaugonia (*V.*) *gottschei*	If	H - R	1, 3, 7, (2b)
Vaugonia (*V.*) ex gr. *lycetti*	If	R	7
Myophorella ex gr. *devexa*	If	R	4
Myophorella (*M.*) cf. *argentinica*	If	Bathonium?	9
Myophorella (*H.*) cf. *yellowstonensis*	If	H - R	3, 4, 6, 7, (1)
Anditrigonia (*Eoanditrigonia*) *keideli*	If	R	5
Lucinidae gen. et sp. indet	I	H - R	(2a)
Codakia cf. *leufuensis*	It	R	5
„*Astarte*" *gracilis*	If	H - R	3, 4, 7, 8, (2b)
„*Astarte*" *puelmae*	If	H - R	3, 6
Protocardia (*P.*) sp.	If	H	6
Pholadomya cf. *plagemanni*	It	R	3, 8, 9
Homomya sp.	It	H	6
Ceratomya sp.	It	R	3, 7
Gresslya aff. *gregaria*?	It	H - R	3, 5, 6, 7, (4)
Pleuromya sp.	It	H - R	3, 5, 6, 7, 9
Cercomya (*C.*) sp.	It	R	4
Mytilus? sp.	Eb	H - R	3, (2b)
Inoperna sp.	SI	R	5
Modiolus (*M.*) *bipartitus*	SI	H	6
Modiolus (*M.*) cf. *imbricatus*	Eb	H - R	5, 8
Cephalopoda (12 Taxa)			
Duashnoceras chilense	N	R	4, 8
Duashnoceras cf. *undulatum*	N	R	5
Lupherites dehmi	N	R	6, 7, 8
Teloceras ex gr. *crickmayi chacayi*	N	R	4, 5, 7
Teloceras sp.	N	R	5, (2b)
Sphaeroceras? sp.	N	H	6
Megasphaeroceras magnum	N	R	9
Megasphaeroceras spissum	N	R	5, 9
„*Iniskinites*" sp. A	N	R	7

Fauna	Lebensweise	zeitl. Auftreten	Fundorte
Caumontisphinctes? sp.	N	R	4
Spiroceras sp.	N	R	(2b)
Leptosphinctinae gen. et sp. indet	N	R	9
Brachiopoda (4 Taxa)			
Rhactorhynchia? caracolensis	Es	R	8, (2b)
„Rhynchonella“ ex gr. *moerickei-manflasensis*	Es	R	8
Cererithyris? sp.	Es	H - R	4, 5, 6, (2b)
Loboidothyris perovalis	Es	H - R	4, 5, 7, 8, 9, (2b)
Echinodermata (3 Taxa)			
Isocrinida gen. et sp. indet	E	H - R	4
Stomechinus? andinus	Em	R	11
Clypeus sp.	Em	R	11
Annelida (2 Taxa)			
Serpula (Cycloserpula) flaccida	Ez	H - R	(2a), (2b)
Serpula (Hexaserpula) cf. *sexangularis*	Ez	R	8
Insgesamt 69 Taxa			

Die von früheren Bearbeitern angegebenen Einschaltungen von Laven in den marinen Sedimenten sind, abgesehen vom Basisbereich des westlich gelegenen Profils Cerro Viz, nicht zu beobachten (Ehrlichmann, mündl. Mitt.). Das unterscheidet diesen Bereich von der Küstenregion südlich von Iquique, wo sich die lithologische Abfolge zu einem großen Anteil aus Laven zusammensetzt. Magmatische Gänge (u.a. auch Sills) sind dagegen häufig zu beobachten.

Die Ablagerungen dieser Formation gehen zum Top hin in die Sedimente der El Godo-Formation über.

2.3.2.4 Mikrofazielle Betrachtung

Mikrofaziestyp-1: Lapilli-führender, grobkörniger Kristall-Tuff

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (160493/-2); Profil Estación Las Carpas (280493/-2); Profil El Godo (010593/-4, 020593/-7); Fundpunkt Salar Loco Feliz (070593/-17, -19); Profil Cerro Fidel (200593/-16); Profil Cerro Viz (180194/-8, -12); Profil Los Dos Amigos (100294/-9).

Abb.: Tafel 17, Fig. 1, 3.

Klassifikation: Primär pyroklastische Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Zerbrochene eu- bis subhedrale Plagioklasphänokristalle. Die Größe der meisten Plagioklasphänokristalle liegt zwischen 1-2 mm, einige erreichen Längen bis 3 mm und entsprechen dann der Lapilli-Fraktion. An den Plagioklasphänokristallen lassen sich sekundäre Kalzitisierungen und untergeordnet auch Sericitisierungen beobachten. Die unter diesem Mikrofaziestyp zusammengefaßten Tuffe schwanken in den Mengenanteilen ihrer Hauptkomponente, der Gesamtanteil an der betrachteten Fläche liegt in der Regel zwischen 30-60%.

Nebenkomponente(n): In geringen Mengenanteilen sind porphyrische oder auch blasenreiche Vulkanit-Lithoklasten, Glasscherben, opake Mineralien sowie akzessorisch Zirkon und Epidot vertreten.

Grundmasse: Feinkörnige (<63 µm), ehemals glasreiche Aschenmatrix mit Feldspat-Mikrolithen, die überwiegend zu einem Mosaik von Quarz-/Feldspatverwachsungen rekristallisiert wurde. Linsen von grobkörnigeren Quarz-/Feldspatverwachsungen innerhalb der feinen Matrix sind ein Hinweis auf vollständig rekristallisierte, größere Glaspartikel; im Schliff 160493/-2 lassen sich ohne gekreuzte Nicols noch reliktisch Glasscherben erkennen. Häufig sind beginnende Kalzitisierungen der Matrix zu beobachten; diese können nesterartig mikritisch, als blockiger

Kalzit oder sogar als poikilotoper Blockkalzit ausgebildet sein. Zum Teil wird die ursprüngliche Matrix sekundär durch Minerale der Chlorit-Gruppe oder durch olivgrünen Seladonit (180194/8; 210493/13) ersetzt.

Bemerkungen und Folgerungen: Nach CAS & WRIGHT (1988) können Kristall-reiche Tuffe sowohl in „fall out"-, „surge"- oder „flow"-Ablagerungen vorkommen. Nach AYRES et al. (1991) sind subaquatische Ablagerungen generell reicher an Kristallen als subaerisch abgelagerte Pyroklastite.

Mikrofaziestyp-2: Feinkörniger Tuff

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique, Abschnitt I (150493/-5, -7), (170493/-3); Fundpunkt Los Verdes (210493/-9a, -14); Profil Estación Las Carpas (280493/-4); Profil El Godo (020593/-3); Profil Cerro Fidel (200593/-5); Profil Cerro Viz (180194/-3); Profil Oficina Condor (060294/-12); Profil nördl. Cerro Liebre (200294/-2, -3, -8, -10a); Profil Oficina Aguada (041194/-4).

Klassifikation: Primär pyroklastische Ablagerung.

Komponente(n): In geringen Anteilen (<10 Fl.-%) zerbrochene, angulare Plagioklasphänokristalle, Vulkanit-Lithoklasten, Glasscherben und Bimsfragmente.

Grundmasse: Der dominierende Anteil bei diesem Mikrofaziestyp ist eine feinkörnige Aschenmatrix, die zu einem Mosaik aus Quarz -/Feldspatverwachsungen alteriert ist.

Bemerkungen und Folgerungen: Bei diesem Mikrofaziestyp liegt nach FISHER & SCHMINCKE (1984) und MÁNGANO & BUATOIS (1996) aufgrund der nicht gerundeten, pyroklastischen Komponenten, der guten Sortierung und der weiten geographischen Verbreitung höchstwahrscheinlich eine „fall out"-Ablagerung vor.

Mikrofaziestyp-3: Lapilli-führender Glas-Tuff

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (150493/-6, -8), (160493/-2), (170493/3a); Fundpunkt Los Verdes (210493/13); Profil Estación Las Carpas (280493/-15); Profil Cerro Fidel (200593/-15); Profil Oficina Aguada (041194/-3).

Abb.: Tafel 17, Fig. 2, 4.

Klassifizierung: Primär pyroklastische Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Ausgelängte Bimsfragmente, die Längen bis mehrere Millimeter aufweisen können, und die durch grüne Phyllosilikate der Chlorit-Gruppe ersetzt wurden. Sehr angulare bis subangulare Glasfragmente mit perlitischen Entglasungsstrukturen.

Nebenkomponente(n): In geringen Mengen (<5 Fl.-%) porphyrische- und blasenreiche Vulkanit-Lithoklasten und zerbrochene Plagioklasphänokristalle.

Grundmasse: Feinkörnige felsische Aschenmatrix, die zu einem feinkörnigen Mosaik aus Quarz-/ Feldspatverwachsungen alteriert ist. Vollständig rekristallisierte Glasfragmente erscheinen in der Matrix als Linsen mit einem grobkörnigeren Mosaik aus Quarz-/ Feldspatverwachsungen. In der Grundmasse lassen sich z.T. umfassende Kalzitisierungen beobachten.

Bemerkungen und Folgerungen: Die Proben 041194/-3 und 210493/-13, die an dieser Stelle auch zu den Glastuffen gezählt werden, weisen abweichend einen erhöhten Anteil an Plagioklasphänokristallen und Vulkanit-Lithoklasten auf. Die Matrix bei der Probe 210493/-13 besteht überwiegend aus ausgelängten blasigen Glaspartikeln, die durch Minerale der Chlorit-Gruppe ersetzt wurden.

Aufgrund der nicht gerundeten, pyroklastischen Komponenten, dem Fehlen von nicht vulkanischen Partikeln und der weiten geographischen Verbreitung liegt bei diesem Mikrofaziestyp höchstwahrscheinlich eine primär pyroklastische „fall out"-Ablagerung vor.

Mikrofaziestyp-4: Glasscherben-Tuff

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique, Abschnitt I (170493/-2); Profil El Godo (010593/-8, 020593/-4); Fundpunkt Salar Loco Feliz (070593/-6a); Profil Cerro Viz (180194/-6, -11).

Abb.: Tafel 18, Fig. 1.

Klassifikation: Primär pyroklastische Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Zwischen 150 - 600 µm große Glasscherben („cuspate shards"), deren ursprünglich glasige Substanz durch ein Mosaik von Quarz-/Feldspatverwachsungen ersetzt ist sowie zerbrochene Plagioklasphänokristalle.

Nebenkomponenten: Akzessorisch ist Zirkon vertreten.

Grundmasse: Feinkörnige, zu einem Mosaik aus Quarz-/Feldspatverwachsungen alterierte felsische Aschenmatrix.

Bemerkungen und Folgerungen: Dieser lokal begrenzt auftretende Mikrofaziestyp wird nach McPHIE et al. (1993) als unverschweißter Ignimbrit interpretiert. Sprossungen von Sekundärmineralien wie Chlorit und Epidot sind Hinweise auf eine metamorphe Überprägung (McPHIE et al. 1993).

Mikrofaziestyp-5: Lapilli-Tuff

Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (150493/-10a), (160493/-6b, -7, -8); Fundpunkt Los Verdes (210493/-9, -20); Profil Cerro Viz (180194/-5); Profil nördlich Cerro Montechristo (311094/-2); Profil nördl. Cerro Liebre (200294/-4, -12).

Klassifikation: Primär pyroklastische Ablagerung.

Komponente(n): Sehr angulare bis subangulare Partikel, bei denen es sich hauptsächlich um Plagioklasphänokristalle, Vulkanit- und Tuff-Lithoklasten sowie Vitriklasten (blasenfreie Glasfragmente mit perlitischen Entglasungsstrukturen) handelt. Die Größen der Komponenten betragen zwischen 2 - 8 mm.

Neben der Lapilli-Fraktion sind feine und grobe Aschenpartikel (Feldspäte, Vulkanit-Lithoklasten) mit Korngrößen zwischen 350 -1000 µm zu beobachten.

Grundmasse: In den Zwickeln des korngestützten Gefüges läßt sich ein feinkörniges Mosaik von Quarz-/Feldspatverwachsungen beobachten. Fe-reiche Chlorit-Minerale mit anomalen blauen Interferenzfarben sind ebenfalls in der Grundmasse vertreten, z.T. können diese auch sehr dominant werden.

Bemerkungen und Folgerungen: Der Schliff 180194/-5 zeigt Sprossungen von Epidot-Mineralen.

Die schlechte Sortierung und die verschiedenen vulkaniklastischen Partikel sind Hinweise auf einen submarinen pyroklastischen „flow" (FISKE 1963; CAS & WRIGHT 1988).

Mikrofaziestyp-6: Vulkaniklastischer Siltstein

Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique, Abschnitt I (150493/-4, -12); Profil Estación Las Carpas (280493/-1, -13); Profil El Godo (010593/-7), (020593/-9); Profil Cerro Fidel (200593/-4, -7, -8); Profil Cerro Viz (180194/-11a); Profil Oficina Condor (060294/-5, -13, -17); Profil Los Dos Amigos (100294/-14).

Abb.: Tafel 17, Fig. 6, 7.

Klassifizierung: Resedimentierte syn-eruptive vulkaniklastische Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Zerbrochene Feldspäte, subangulare Vulkanit- und Tuff-Lithoklasten mit Korngrößen zwischen 40-60 µm.

Nebenkomponente(n): Plagioklasphänokristalle, Glasscherben, Vulkanit- und Tuff-Lithoklasten mit Korngrößen bis 2 mm (1-10 Fl.-%). An biogenen Komponenten können sehr untergeordnet (1-5 Fl.-%) Rhaxen, Echinodermatenfragmente sowie Molluskenschalen (Bivalven, Gastropoden) auftreten.

Grundmasse: Sehr feinkörnige vulkaniklastische Matrix (<63 µm).

Bemerkungen und Folgerungen: Der Anteil an biogenen Komponenten spricht für Aufarbeitung und Umlagerung eines feinkörnigen Tuffs.

Mikrofaziestyp-7: Schlecht sortierter, vulkaniklastischer Sandstein

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (150493/-1, -3), (160493/-4, -6a); Fundpunkt Los Verdes (210493/-12); Profil Estación Las Carpas (280493/-13); Profil El Godo (010593/-6), (020593/-5); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (070593/-11); Profil Cerro Fidel (200593/-3, -11); Profil Cerro Viz (180194/-9, -13); Profil Los Dos Amigos (100294/-10); Profil nördl. Cerro Montechristo (311094/-1); Profil 4 km nördl. Cerro Liebre (200294/-1, -5).

Abb.: Tafel 18, Fig. 4.

Klassifikation: Resedimentierte syn-eruptive vulkaniklastische Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Eckige bis angerundete Plagioklasphänokristalle sowie polymikte Vulkanit- und Tuff-Lithoklasten. Die Größen der Partikel variieren zwischen 140 - 2000 µm. Die Komponenten sind schlecht sortiert.

Nebenkomponente(n): Vitriklasten. Biogene Komponenten wie Schalenfragmente, Rhaxen und Crinoidenfragmente kommen anteilig in nur sehr geringen Mengen vor, der geschätzte prozentuale Anteil an der betrachteten Fläche liegt bei 1%. In den Dünnschliffen 200593/-3 und 311094/-1 sind vereinzelt umgelagerte Ooide vorhanden, deren Cortex nun vollständig silifiziert vorliegen. Im Dünnschliff 010593/-6 ist ein 630 µm großes Olivinkorn zu beobachten.

Grundmasse: Die Zwickel des korngestützten Gefüges werden durch sehr feinkörnige vulkaniklastische Partikel (z.T. kalzitisiert) ausgefüllt, z.T. sind sie mit blockigen Kalzitzement verfüllt.

Bemerkungen und Folgerungen: Im Schliff 311094/-1 sind eine große Anzahl der vulkaniklastischen Partikel durch Seladonit ersetzt. Die angerundeten Komponenten und die Präsenz von biogenem Material sind Hinweise für die Aufarbeitung eines pyroklastischen „flows".

Mikrofaziestyp-8: Mäßig bis gut sortierter, vulkaniklastischer Sandstein

Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (150493/-10, -13), (170493/-1); Profil El Godo (010593/-9, -11); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (070593/-4, -13); Profil Cerro Viz (180194/-1, -6, -7); Profil Oficina Condor (060294/-10); Profil Los Dos Amigos (100294/-12).

Abb.: Tafel 18, Fig. 2.

Klassifikation: Vulkanogen sedimentäre Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Subangulare bis gerundete Plagioklasphänokristalle, porphyrische Vulkanit-Lithoklasten (polymikt) und Tuff-Lithoklasten. Die Korngrößen liegen zwischen 100-1200 µm, wobei sich das Häufigkeitsmaximum der Korngrößen zwischen 100 - 500 µm befindet. Der geschätzte Anteil der Hauptkomponenten beträgt 50 - 60 Fl.-%.

Nebenkomponente(n): Quarzkörner (~1 Fl.-%), opake Erzmineralien (5 Fl.-%), sekundäre Chlorit-Minerale.

Grundmasse: In den Zwickeln des korngestützten Gefüges befindet sich eine feinkörnige, vulkaniklastische Matrix (partiell kalzitisiert), einige Zwickel werden durch blockigen Kalzitzement verfüllt.

Bemerkungen und Folgerungen: Dieser Faziestyp weist im Unterschied zum Mikrofaziestyp 7 eine bessere Sortierung auf. Im Schliff 060294/-10 zeigt sich eine interne Schichtung von gröberen (100 - 800 µm) und feineren (100 - 200 µm) Lagen im mm- bis cm-Bereich, die feineren Lagen sind dabei besser sortiert als die gröberen.
Die bessere Sortierung und der Rundungsgrad der Komponenten sind Anzeichen für eine längerfristige Aufarbeitung des Materials.

Mikrofaziestyp-9: Biogen-führender, vulkaniklastischer Sandstein

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (150493/-11), (160493/-5), (170493/-6); Profil Estación Las Carpas (280493/-5, -6, -7, -14), (290493/-3); Profil Cerro Viz (180194/-14); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (070593/-20); Profil Cerro Fidel

(200593/2a, -14); Profil Oficina Condor (060294/-3, -16), (070294/ -2, -3, -5, -6); Profil Los Dos Amigos (100294/-8); Profil 4 km nördl. Cerro Liebre (200294/-6, -7).

Abb.: Tafel 18, Fig. 6, 7.

Klassifikation: Vulkanogen sedimentäre Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Subangulare bis angerundete porphyrische Vulkanit-Lithoklasten und Plagioklasphänokristalle mit Korngrößen zwischen 100 - 1500 µm.

Nebenkomponente(n): Glasscherben, Quarzkörner (~1 Fl.-%). An biogenen Komponenten treten Crinoiden- und Brachiopodenfragmente, rekristallisierte Schalenbruchstücke von Mollusken, Serpelröhren, Foraminiferen sowie Rhaxen auf. Der Anteil der biogenen Komponenten kann zwischen 5 - 20 Fl.-% betragen.

Grundmasse: Die Grundmasse wird von einer feinstkörnigen, vulkaniklastischen Matrix (häufig kalzitisiert) gebildet. Einige Zwickel sind durch Kalzitzement verfüllt.

Bemerkungen und Folgerungen: Eine primär mikritische Matrix kann durch Kalzitisierung vorgetäuscht werden. Die Matrix und die Komponenten können punktuell, nesterartig oder sogar vollständig von der Kalzitisierung erfaßt sein.

Im Schliff 200593/-2a treten blasenreiche Vitriklasten auf, deren glasige Substanz von Seladonit ersetzt wurde. In den Schliffen 240493/-3, 060294/-16, 070294/-2 und 200294/-7 ist ein erhöhter Anteil an Rhaxen zu beobachten; diese wurden teilweise von Seladonit ersetzt.

Mikrofaziestyp-10: Ooid-führender, vulkaniklastischer Sandstein

Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (160493/-9); Profil El Godo (010593/-13, -14), (020593/-1); Profil Cerro Fidel (200593/-9, -12, -13); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (070593/-5, -7, -9a, -14); Profil Oficina Condor (060294/-11); Profil Oficina Aguada (041194/-7).

Abb.: Tafel 17, Fig. 5; Tafel 19, Fig. 1.

Klassifikation: Vulkanogen sedimentäre Ablagerung.

Hauptkomponente(n): Vulkaniklastische Partikel (angulare bis gerundete Vulkanit-, Tuff-Lithoklasten, Vitriklasten und Plagioklasphänokristalle, 30-40 Fl.-%), Ooide (20-25 Fl.-%).

Nebenkomponente(n): Intraklasten, Peloide, Quarzkörner (<1 Fl.-%). An biogenen Komponenten treten pentamere Crinoidenfragmente (5-10 Fl.-%), Molluskenschalenfragmente (u.a. Gastropoden, Gryphaeinae), Mikrokoprolithen, benthonische Foraminiferen und Rhaxen auf.

Grundmasse: In den Zwickeln des korngestützten Gefüges läßt sich ein blockiger Kalzitzement beobachten, z.T. ist jedoch auch eine feinkörnige, vulkaniklastische Matrix vorhanden.

Bemerkungen und Folgerungen: Die syntaxialen Einkristallzemente der Crinoiden umschließen oft benachbarte Partikel. Sind in Folge von Schnittlageneffekten nur noch die Zemente, aber nicht die dazugehörigen Crinoidenfragmente zu beobachten, können diese leicht mit poikilotopen Blockzementen verwechselt werden (STROHMENGER et al. 1987; KOCH & ZINKERNAGEL 1996). Die Crinoidenfragmente zeigen häufig partielle Verkieselungen. An einigen Ooiden werden die einzelnen mikritischen Lagen durch Konzentrationen von Eisenoxiden nachgezeichnet. An den vulkaniklastischen Partikeln sind vor allem bei der Matrix Kalzitisierungen zu beobachten. Im Schliff 041194/-7 sind die Vitriklasten und die ehemals glasreiche Matrix durch Seladonit ersetzt.

Mikrofaziestyp-11: Vulkaniklastischer Oolith

Vorkommen und Probennummern: Profil El Godo (010593/-15, -16); Profil Cerro Fidel (200593/-10); Profil Oficina Condor (060294/-8, -9, -14, -15); Profil Los Dos Amigos (100294/-5).

Abb.: Tafel 19, Fig. 2.

Klassifikation: Grainstone.

Hauptkomponente(n): Mikritisierte Normal- und Rindenooide. Die durchschnittliche Größe der Ooide liegt bei 350 - 400 µm, die Größe der Ooidkerne liegt durchschnittlich bei 300 µm. Zusätzlich sind aber auch kleinere (90 -350 µm) und größere (bis 800 µm) Ooide vertreten. Bei

Ooiden, die größer als 700 µm sind, handelt es sich ausschließlich um Rindenooide. Die Kerne der Ooide werden hauptsächlich von vulkaniklastischen Komponenten (Feldspäte, Vitriklasten, Vulkanit-Lithoklasten) und untergeordnet von klastischen Quarzkörnern und karbonatischen Partikeln gebildet. Der Anteil der vulkaniklastischen Ooidkerne nimmt ca. 20-25 Fl.-% des Schliffes ein.

Nebenkomponente(n): Vulkanit-Lithoklasten, Feldspäte, angulare bis subangulare Quarzkörner, Intraklasten und Peloide. Einzelne Vulkanit-Lithoklasten sind bis zu 3 mm groß. An biogenen Komponenten kommen Crinoidenfragmente, Mikrokoprolithen, Rhaxen, benthonische Foraminiferen sowie nicht näher bestimmbare Schalenbruchstücke vor.

Grundmasse: Die Zwickel zwischen den Ooiden sind mit einem subhedralen, fein- bis mittelkristallinen und gleichgroßen Blockkalzit gefüllt. Größere Gesteinsporen (bis 1,8 mm im Durchmesser) sind mit grobkristallinem Blockkalzit ausgefüllt. Um die Komponenten ist ein blattförmiger Rindenzement ausgebildet.

Bemerkungen und Folgerungen: Beim Dünnschliff 010593/16 lassen sich mit einer 400x Vergrößerung an wenigen Komponenten reliktische Dolomitrhomboeder (~10 µm) betrachten, was ein Hinweis auf Dedolomitisierungen ist. Der mikritische Karbonatanteil der Komponenten zeigt außerdem eine charakteristische Anreicherung von feinverteilten Eisenoxiden, wodurch das Gestein bräunlich (060294/-14,-15) bis rötlich (010593/-16) erscheint. Die Eisenoxide lassen sich nicht in den Zementen beobachten. Das sind weitere Hinweise auf eine ehemals selektive Dolomitisierung der karbonatischen Komponenten durch eisenreiche Dolomite, die die Zemente in den Zwischenräumen nicht erfaßte. Nach ELMORE et al. (1985) wird bei der Dedolomitisierung zweiwertiges Eisen frei, welches zu Eisenoxiden wie Hämatit aufoxidiert wird.

Mikrofaziestyp-12: Schwach biogen-führender Oolith

Vorkommen und Probennummern: Profil El Godo (010593/-10); Profil Estación Gallinazos (150593/-6); Profil Cerro Viz (180194/-10); Profil Oficina Condor (060294/-7); Profil Oficina Aguada (021194/-1, -2c), (041194/-5).

Abb.: Tafel 19, Fig. 3.

Klassifikation: Grainstone.

Hauptkomponente(n): Gesteinsbildend treten mikritisierte Normalooide mit Durchmessern zwischen 120 bis 700 µm auf. Die Kerne der Ooide bestehen aus mikritischen, biogenen oder vulkaniklastischen Partikeln (u.a. Rhaxen, Feldspäte, Lithoklasten), die Größe der Ooidkerne liegt zwischen 30 und 380 µm. Der Anteil der vulkaniklastischen Ooidkerne an der Gesamtfläche der betrachteten Schliffe beträgt 7,5%.

Nebenkomponente(n): Neben den Normalooiden kann man untergeordnet Polyooide, Peloide, Intraklasten sowie Rindenooide beobachten. An biogenen Komponenten treten Mollusken- (Gastropoden, Bivalven), Brachiopoden- und Echinodermatenfragmente auf.

Grundmasse: Der Porenraum zwischen den Ooiden ist mit einem subhedralen, gleichgroßen Blockkalzit verfüllt, dieser variiert zwischen fein- bis grobkristallin.

Bemerkungen: In den Schliffen sind Dedolomitisierungserscheinungen („Geisterstrukturen" von Dolomit-Rhomboedern) zu erkennen, die sich sowohl über die Ooide als auch über die Zemente erstrecken. Die mikritischen Partikel, die von der Dedolomitisierung betroffen sind, zeigen dabei Sammelkristallisation („aggrading neomorphism") von Mikrit zu Mikrosparit (FLÜGEL 1982).

Mikrofaziestyp-13: Biogen-führender Peloid-Intraklasten-Ooid-Kalkstein

Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südl. von Iquique, Abschnitt I (150493/-9); Profil El Godo (010593/-2); Profil Cerro Viz (180194/-2b), Profil Oficina Condor (060294/-1, -2), (070294/-2); Profil Oficina Aguada (041194/-6, -10).

Abb.: Tafel 19, Fig. 8; Tafel 20, Fig. 3.

Klassifikation: Pack- bis Grainstone.

Hauptkomponente(n): Peloide, Intraklasten sowie mikritische Normal- und Rindenooide, deren Kerne häufig aus Rhaxen und nur untergeordnet aus vulkaniklastischen Partikeln (Vulkanit-Lithoklasten, Feldspäte) bestehen. Zum Teil lassen sich vollständig mikritisierte Ooide (Pelletoide) beobachten.

Nebenkomponente(n): Feldspatphänokristalle, Quarzkörner und Vulkanit-Lithoklasten sind nur sehr untergeordnet vertreten, der prozentuale Anteil liegt bei 2,5% der betrachteten Fläche. An biogenen Komponenten treten häufiger Molluskenfragmente (Bivalven, Gastropoden), Rhaxen, benthonische Foraminiferen, Crinoidenfragmente und weniger häufig Mikrokoprolithen und Seeigelstacheln auf.

Grundmasse: Zwischen den Komponenten ist eine mikritische Matrix zu beobachten, in einigen Zwickeln ist aber auch ein feinkristalliner Blockkalzit ausgebildet.

Bemerkungen und Folgerungen: Im Dünnschliff 041194/-10 lassen sich gröbere (mit Korngrößen um 600 µm) und feinere Lagen (mit Korngrößen um 230 µm) unterscheiden. Bei den gröberen Lagen dominiert in der Grundmasse ein Blockzement, während bei den feineren Lagen eher eine mikritische Matrix zu beobachten ist. Die Ooide zeigen im Kontakt mit den vulkaniklastischen Nebenkomponenten plastische Deformierungen.

Rhombische „Geisterstrukturen", in deren Bereich der Mikrit zu Mikrosparit umgewandelt ist, sind wieder ein Hinweis auf Dedolomitisierungsprozesse. Die mikritischen Peloide und die mikritisierten Karbonat-Partikel heben sich z.T. nur undeutlich von der mikritischen Matrix ab, das gleiche gilt auch für die Foraminiferen. Molluskenfragmente mit einer kreuzfoliaten Struktur können den Gryphaeinae zugerechnet werden, bei Fragmenten mit einer prismatischen Palisadenstruktur handelt es sich höchstwahrscheinlich um *Pinna*-Bruchstücke. Im Zentrum der Schalen sind häufig nesterartige Verkieselungen zu beobachten.

Mikrofaziestyp-14: Algen-führender, onko- und oolithischer Kalkstein

Vorkommen und Probennummern: Profil Estación Gallinazos (150593/-1, -2, -3, -4, -5), (271094/-2); Profil Oficina Aguada (041194/-8).

Abb.: Tafel 20, Fig. 1, 2.

Klassifikation: Pack- bis Grainstone.

Hauptkomponente(n): Mikritisierte Normal- und Rindenooide hauptsächlich mit Rhaxen als Kerne, bryopsidale Algen (*Mitcheldeania*?), Peloide und bis zu 12 mm große Onkoide.

Nebenkomponente(n): Intraklasten, sehr eckige bis eckige polymikte Vulkanit-Lithoklasten mit Größen zwischen 2 - 3 mm, zerbrochene Feldspäte (100 - 200 µm). An biogenen Komponenten treten Crinoiden- und Schalenfragmente sowie Seeigelstacheln auf.

Grundmasse: In den Zwickeln zwischen den Komponenten läßt sich in einigen Fällen ein subhedraler fein- bis mittelkristalliner Blockkalzit beobachten, z.T. ist in den Zwickeln aber auch eine mikritische Matrix vertreten.

Bemerkungen: Der Anteil des vulkaniklastischen Materials nimmt ca. 5% der betrachteten Fläche ein und ist somit sehr gering. Auffällig ist die Größe der Vulkanit-Lithoklasten.

Mikrofaziestyp-15: Mikrokoprolithen-Kalkstein

Vorkommen und Probennummern: Profil Oficina Condor (060294/4a, 4b).

Klassifikation: Pack- bis Grainstone.

Abb.: Tafel 16, Fig. 15.

Hauptkomponente(n): Mikrokoprolithen, Peloide.

Nebenkomponente(n): Rindenooide, Normalooide, Feldspäte (2,5 Fl.-%), Vulkanit-Lithoklasten (1 Fl.-%), sehr wenige Quarzkörner (<1 Fl.-%). An weiteren biogenen Komponenten sind Schalenfragmente sowie zwei benthonische Foraminiferen zu beobachten.

Grundmasse: In den Zwickeln zwischen den Komponenten ist überwiegend ein fein- bis mittelkristalliner Blockkalzit ausgebildet, teilweise ist aber auch eine mikritische Matrix vorhanden. Größere Gesteinsporen sind mit einem groben Blockkalzit verfüllt.

Bemerkungen und Folgerungen: Der Anteil an vulkaniklastischen Partikeln ist gering; die Feldspäte liegen zum Teil kalzitisiert vor. Die Molluskenschalen zeigen partielle Verkieselungen.

Feinverteilte Eisenoxide und rhombische „Geisterstrukturen", in denen der Mikrit zu Mikrosparit umgewandelt wurde, sind Anzeichen für Dedolomitisierungsprozesse.

Mikrofaziestyp-16: Peloid-Kalkstein

Vorkommen und Probennummer: Profil südl. von Iquique, Abschnitt I (160493/-1); Profil Oficina Condor (060294/-6).
Abb.: Tafel 19, Fig. 5.
Klassifikation: Pack- bis Grainstone.
Hauptkomponente(n): Peloide mit Korngrößen zwischen 70 - 160 µm.
Nebenkomponenten: Akzessorisch sind opake Mineralien, Quarzkörner und Feldspäte zu beobachten, deren Korngrößen zwischen 50 - 140 µm betragen.
Grundmasse: Mikritische Matrix, einige Zwickel sind mit einem blockigen Kalzitzement verfüllt.

Mikrofaziestyp-17: Bio- und Vulkaniklasten-führender Kalkstein

Vorkommen und Probennummern: Profil El Godo (020593/-8); Profil Estación Gallinazos (150593/-7); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (070594/-8); Profil Los Dos Amigos (100294/-15); Profil 4 km nördl. Cerro Liebre (200294/-14-16).
Abb.: Tafel 19, Fig. 9.
Klassifikation: Packstone.
Hauptkomponenten: Angulare bis angerundete Vulkanit-Lithoklasten und zerbrochene Plagioklasphänokristalle mit Größen zwischen 60 - 300 µm (20 - 30 Fl.-%) und mit Größen zwischen 600 - 1155 µm (7,5 Fl.-%) sowie Molluskenfragmente (u.a. Filamente, 10 Fl.-%).
Nebenkomponen(n): Angulare Quarzkörner (<1%), opake Minerale und akzessorisch Seladonit. An biogenen Komponenten kommen Crinoiden-, Brachiopodenfragmente, Seeigelstacheln, Rhaxen und sehr untergeordnet Foraminiferen und kalzitische Sphäroide (umgewandelte Radiolarien?) vor.
Grundmasse: Mikritische Matrix.
Bemerkungen: Dieser Mikrofaziestyp ist vor allem am Top der Caleta Ligate-Formation im Übergangsbereich zur El Godo-Formation ausgebildet.

Mikrofaziestyp-18: „Dolomit"

Vorkommen und Probennummern: Profil El Godo (010593/-1); Profil Cerro Viz (180194/-4); Profil Oficina Aguada (021194/-2a, -3, -5).
Abb.: Tafel 18, Fig. 5.
Komponenten: Kleine Dolomit-Rhomboeder mit Korngrößen zwischen 150 - 500 µm, die das ursprüngliche Sediment durch ein Mosaik von sub- bis anhedralen Kristallen vollständig ersetzt haben. Einige Rhomboeder zeigen einen durch eisenreiche Einschlüsse erkennbaren Zonarbau.
Nebenkomponente(n): In einigen Proben sind reliktisch primäre Komponenten wie Vulkaniklasten zu erkennen.
Bemerkungen und Folgerungen: Nach TUCKER (1985) liegt hier eine spätdiagenetische Dolomitisierung vor, die die strukturellen Einzelheiten des primären Gesteins zerstört hat. Dieser auf rein diagenetische Prozesse zurückzuführende Mikrofaziestyp tritt in unmittelbarer Nähe zu Laven bzw. magmatischen Gängen auf. Durch wahrscheinlich Mg-reiche Magmatite wurden zirkulierende Porenwässer an Mg-Ionen angereichert, die dann eine vollständige Dolomitisierung des Nachbargesteins bewirkten. Dolomitisierungen von vulkaniklastischen Sedimenten sind von DE ROS et al. (1997) beschrieben worden.

2.3.2.5 Profildarstellung

Die Schichtenfolge der Caleta Ligate-Formationen wird im Anhang mit den Profilen 1 - 11 dargestellt.

1. **Profil:** Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I (südlich der Caleta Santiago).
   Koordinaten: 20°17' südl. Br./70°10' L.

2. **Profil:** Cerro Viz.
   Koordinaten: 20°26' südl. Br./70°05' L.

3. **Profil:** El Godo.
   Koordinaten: 20°21' südl. Br./70°02' L.

4. **Profil:** Cerro Fidel.
   Koordinaten: 20°01' südl. Br./70°05' L.

5. **Profil:** 4 km nördlich Cerro Liebre.
   Koordinaten: 19°58' südl. Br./70°05' L.

6. **Profil:** Cerro Montechristo I + II.
   Koordinaten: 20°09' südl. Br./70°00' L.

7. **Profil:** Estación Las Carpas.
   Koordinaten: 20°18' südl. Br./70°01' L.

8. **Profil:** Profil Oficina Condor.
   Koordinaten: 20°22' südl. Br./69°59' L.

9. **Profil:** Oficina Aguada.
   Koordinaten: 19°46' südl. Br./69°55' L.

10. **Profil:** Los Dos Amigos.
    Koordinaten: 20°19' südl. Br./69°56' L.

11. **Profil:** Estación Gallinazos.
    Koordinaten: 20°29' südl. Br./69°48' L.

Koordinaten der Fundpunkte:

1. **Fundpunkt:** Los Verdes.
   Koordinaten: 20°25' südl. Br./70°10' L.

2a. **Fundpunkt:** Salar Loco Feliz I.
    Koordinaten: 20°25' südl. Br./70°03'L.

2b. **Fundpunkt:** Salar Loco Feliz II.
    Koordinaten: 20°24' südl. Br./70°03' L.

3. **Fundpunkt:** Cerro Huemul.
   Koordinaten: 20°19' südl. Br./69°59' L.

4. **Fundpunkt:** LF 16 (vgl. SILVA 1977).
   Koordinaten: 19°59' südl. Br./69°58' L.

5. **Fundpunkt:** W' des Cerro Petroleo.
   Koordinaten: 19°51' südl. Br./70°06' L.

2.3.2.6 Interpretation und Diskussion

Nach dem Geländebefund und den Komponenten der Sedimente (siehe Kapitel 2.3.4) werden die Ablagerungen der Caleta Ligate-Formation eindeutig vom Vulkanismus geprägt. Wie schon in KOSSLER (1996, 1997) und im Geländebefund beschrieben, lassen sich im Untersuchungsgebiet mit dem Einsetzen der marinen Sedimentation während des Bajociums zwei Regionen unterscheiden:

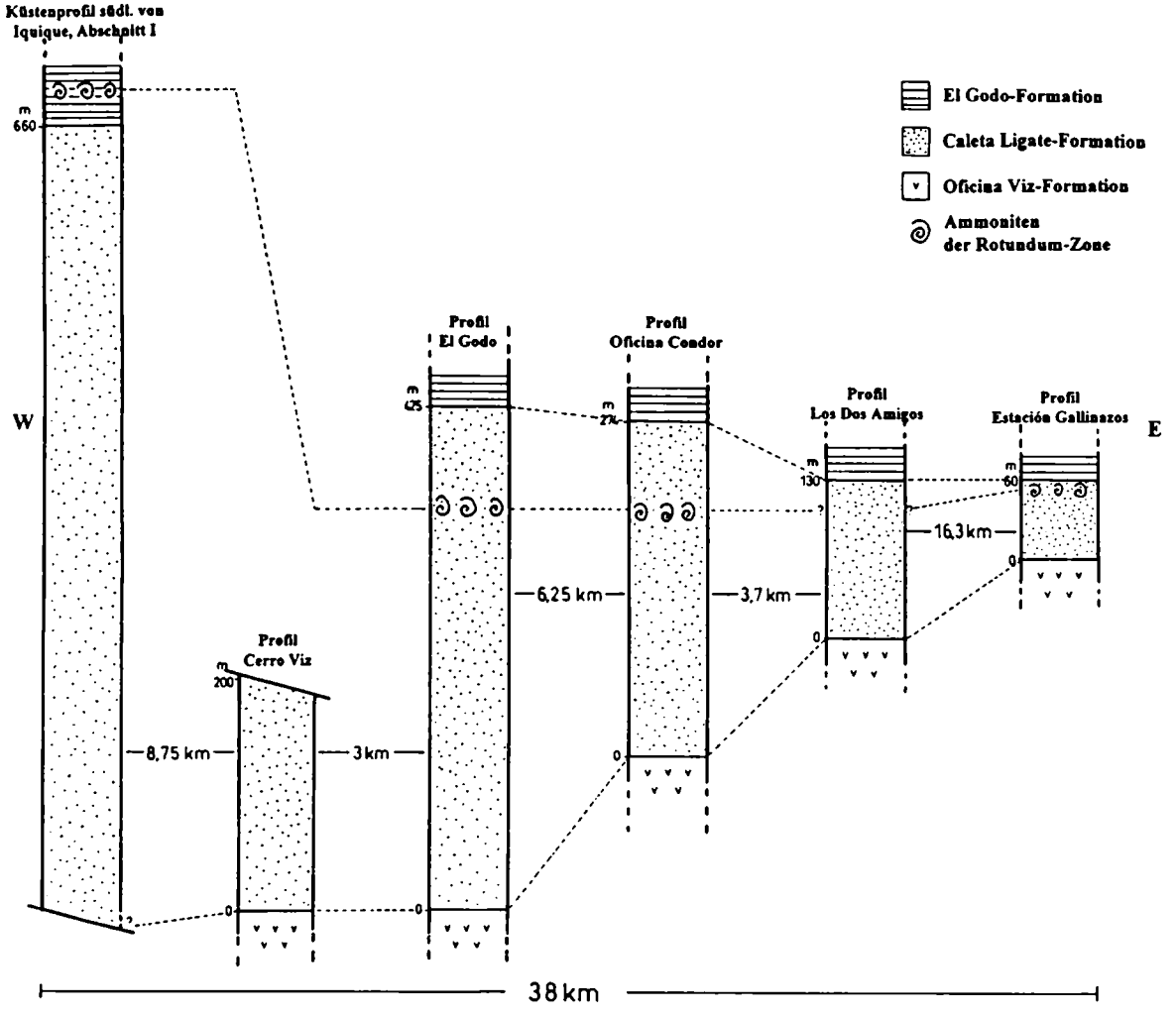


Abb. 4: Korrelation der Profile der Caleta Ligate-Formation des südlichen Arbeitsgebietes. Von Westen nach Osten deutliche Abnahme der Mächtigkeiten.

1. Küstenregion südlich von Iquique und **2. Küstenregion nördlich von Iquique** und Inland (Backarc-Region). Die Schichtenfolgen der beiden Regionen unterscheiden sich deutlich voneinander in Lithologie und Mächtigkeit, wodurch die Korrelation der jeweiligen Schichtenfolgen erschwert wird und häufig nur mit Hilfe der Biostratigraphie möglich ist. Die abweichende lithologische Ausbildung der zwei unterschiedenen Regionen basiert dabei auf dem unterschiedlichen Eintrag von vulkanischem Material, der auf die jeweilige damalige geographische Position zu den aktiven jurassischen Vulkanzentren zurückzuführen ist. Die mächtigen Laven der Küstenregion südlich von Iquique stehen jedoch mit den zeitgleichen und äquivalenten Vulkaniklastiten in der Küstenregion nördlich von Iquique und Inland im engen Zusammenhang.

Die **Küstenregion südlich von Iquique** wird in dieser Arbeit als Übergangsbereich Volcanic Arc/Backarc interpretiert. Im Bajocium kam es hier innerhalb eines kurzen Zeitraumes (siehe Kapitel 4. Chronostratigraphie) zum Eintrag von mächtigen vulkanischen Ablagerungen. Nach ORTON (1996) dokumentieren Bombentuffe, pyroklastische Brekzien mit großen Bomben und Blöcken, Lavabrekzien sowie Laven die unmittelbare Nähe zu einem Förderzentrum; vor allem Bomben und Blöcke sind dabei sehr proximal zum Vulkanschlot abgelagerte Förderprodukte (FRANCIS 1993). Da im Arbeitsgebiet in Richtung Osten nur noch feinkörnige Vulkaniklastite aufgeschlossen sind, die im Gegensatz zu den Laven und Bombentuffen zwar als synchrone aber distal abgelagerte Förderprodukte interpretiert werden, müssen die Förderzentren westlich zur heutigen Küstenregion gelegen haben.

Nach EHRLICHMANN (1996), KRAMER & EHRLICHMANN (1996) und KRAMER et al. (in Vorb.) zeigen die Laven der Caleta Ligate-Formation im Unterschied zur Oficina Viz-Formation einen bimodalen Vulkanismus an, der sich zwar hauptsächlich aus mantelbetonten basaltischen Andesiten und Trachyandesiten zusammensetzt, aber auch rhyolithische Laven bzw. Ignimbrite gefördert hat und somit eine Krustenkontamination aufweist. Nach EHRLICHMANN (1996) nimmt der Anteil der Pyroklastite an der vulkanischen Abfolge ca. 30% ein und ist somit deutlich höher als bei der Oficina Viz-Formation. Die schon am Top der Oficina Viz-Formation festzustellende, sich verstärkende explosive Tätigkeit des Vulkanismus läßt sich daher mit dem zunehmenden bimodalen Charakter des Vulkanismus und zusätzlich mit dem einsetzenden marinen Environment erklären, wodurch durch den Kontakt mit dem Meerwasser heftige hydrovulkanische Eruptionen ausgelöst werden können (FISKE 1963; CAS & WRIGHT 1988; FRANCIS 1993). Nach CAS & WRIGHT (1988) sind vor allem in flachmarinen Meeren aufgrund des niedrigen hydrostatischen Druckes und der potentiell zur Verfügung stehenden großvolumigen Wassermasse katastrophale hydrovulkanische Explosionen möglich. Das Vorkommen der Pillow-Laven sowie die zwischengeschalteten marinen Sedimente sind dabei ein eindeutiger Hinweis auf einen submarinen Ablagerungsraum. Nach SLOAN & WILLIAMS (1991), MÁNGANO & BUATOIS (1996) und ORTON (1996) sind jedoch in Vulkangebieten durch vulkano-tektonische Aktivitäten schnelle Hebungen und Senkungen möglich, wodurch auf kurze Entfernungen sowohl eine subaerische als auch eine submarine Fazies lateral ineinander übergehen und auch schnelle Fazieswechsel in der vertikalen Schichtfolge auftreten können. Die von EHRLICHMANN (1996) beschriebenen verschweißten Ignimbrite sind daher möglicherweise subaerisch abgelagert worden. Dieses entspricht der Auffasung von CAS & WRIGHT (1988), der für die Ablagerung von verschweißten Ignimbriten ein subaerisches oder sehr flaches aquatisches Milieu voraussetzt, in dem der Ignimbrit das Wasser verdrängen würde. Nach KOKELAAR & BUSBY (1992) und ORTON (1996) sind dagegen Ablagerungen von verschweißten Ignimbriten auch submarin möglich.

Bei den den vulkanischen Ablagerungen zwischengeschalteten, geringmächtigen Sedimentlagen handelt es sich nach den ermittelten Mikrofaziestypen größtenteils um primäre bzw. resedimentierte pyroklastische Ablagerungen (siehe Mikrofaziestyp 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7). Die in diesen Sedimenten beobachteten Gradierungen sind bei „pyroclastic flow"- bzw. „fall out"-Ablagerungen (sowohl subaerisch als auch subaquatisch) charakteristische Sedimentstrukturen (FISKE 1963; MCPHIE et al. 1993; ORTON 1996). Die in diesen Ablagerungen gelegentlich auftretenden Rutschstrukturen („convolute lamination") sind synsedimentäre Deformationen der noch nicht verfestigten, wassergesättigten Vulkaniklastite. In submarinen vulkaniklastischen Ablagerungen sind solche

Strukturen häufig beobachtete Erscheinungen (FISKE 1963; FISHER & SCHMINCKE 1984; AYRES et al. 1991; SCASSO et al. 1991; SHIMRON & PELTZ 1993; MÁNGANO & BUATOIS 1996). In aktiven Vulkangebieten können solche Rutschungen bei einer gewissen Hangneigung durch gravitatives Gleiten entstehen, was durch seismische Impulse ausgelöst werden kann (FISKE 1963). Durch das Überfahren noch unverfestigter Tephra durch einen „base surge flow" kann das schon vorher abgelagerte Material auch eine Faltung erfahren (FISHER & SCHMINCKE 1984). Die Überlieferung der Sedimentstrukturen ist ein Hinweis auf fehlende Bioturbation. Vulkaniklastische Sedimente zeichnen sich häufig durch das Fehlen von Bioturbationen aus, da der hohe und extrem schnelle Eintrag von Material im Ablagerungsraum vor allem für grabende Organismen einen zu hohen Stressfaktor bedeutet (ORTON 1996; MÁNGANO & BUATOIS 1996).

In Zeiten magmatischer Ruhe kam es zu rein sedimentären Ablagerungen. Bei diesen untergeordnet auftretenden Horizonten handelt es sich um aufgearbeitete Vulkaniklastite (Mikrofaziestyp 8, 9) und Karbonate (Mikrofaziestyp 13, 16); bei dem zu den Karbonaten gerechneten Mikrofazietyp 10 liegt ein Mischsediment vor. Diese Horizonte sind meist massiv gebankt und fossilführend, primäre Sedimentstrukturen sind aufgrund von Bioturbationen (grabende Bivalven, Thalassinidae) nicht mehr erhalten.

In der **Küstenregion nördlich Iquique und Inland** sind die mehr distal zu den Vulkanzentren abgelagerten Förderprodukte zu beobachten. Da im Gegensatz zur unterlagernden Oficina Viz-Formation Laven nicht mehr bzw. nur noch sehr untergeordnet im westlichsten Profil auftreten (Profil Cerro Viz, 8 km östlich zur Küstenregion südlich von Iquique), wird diese Region mit dem Einsetzen der marinen Sedimentation als westlicher Randbereich des Backarc-Beckens interpretiert. Bei den Profilen bilden die vulkaniklastischen Ablagerungen in der Regel den größten Anteil an der lithologischen Abfolge. Die östlichsten Profile weichen davon ab (Estación Gallinazos, Oficina Aguada), was sich durch die größere Entfernung zu den aktiven Vulkanzentren erklären läßt.

Nach ORTON (1996) sind in geologisch älteren Ablagerungen vor allem die größeren Eruptionen durch syn-eruptive Ablagerungen dokumentiert, die oft großvolumige und weit verbreitete Decken von lithologisch gleichförmigen Sedimenten der Sandkornfraktion bilden. Dieses läßt sich in den Sedimenten der Küstenkordillere an einigen Horizonten (z.B. Mikrofaziestyp 1) nachvollziehen. Die Mikrofaziestypen 2 und 3, die auch im gesamten Arbeitsgebiet verbreitet sind, sprechen aufgrund ihrer nicht gerundeten, pyroklastischen Komponenten (Kristalle, blasenreiche Glaspartikel) und ihrer besseren Sortierung höchstwahrscheinlich für „fall out"-Ablagerungen. Bei anderen Mikrofaziestypen wie z.B. dem Mikrofaziestyp 4 (Glasscherbentuff), der lokal in den Profilen Cerro Viz und El Godo nachgewiesen wurde, liegt eher ein submariner pyroklastischer „mass flow" vor, bei dem es sich nach MCPHIE et al. (1993) um einen nicht verschweißten Ignimbrit handeln kann. In geologisch älteren Ablagerungen ist es nach MCPHIE et al. (1993) jedoch sehr schwierig zu unterscheiden, ob es sich bei einem unverschweißten „pyroclastic flow" um einen primär pyroklastischen Strom oder um eine pyroklastenreiche, resedimentierte Ablagerung handelt. Die Mikrofaziestypen 5 und 6 können dagegen als resedimentierte Ablagerungen interpretiert werden. Allgemein zeichnen sich submarine vulkaniklastische „mass flows" bzw. „debris flows" durch eine extreme Mobilität (wassergesättigt) und eine weite Verbreitung aus; sie sind schlecht sortiert und zeigen in der Regel einen hohen Anteil an Lithoklasten (FISKE 1963; ORTON 1996). Bei den von früheren Bearbeitern angegebenen glaukonitischen Sandsteinen handelt es sich überwiegend um grüne Tuffhorizonte. Bei einigen Horizonten hat Seladonit sowohl pyroklastische als auch biogene Partikel ersetzt (siehe Kapitel 2.3.4).

In Zeiten verringerter explosiver Vulkantätigkeit kam es während des Bajociums wiederholt zu karbonatischen Sedimentationen (Mikrofaziestyp 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17). Der untere Bereich der Caleta Ligate-Formation ist dabei vor allem durch Oolith-Horizonte geprägt. Für die Bildung von marinen Ooiden kann man normalerweise von folgenden Faktoren ausgehen: warmes (>20°C), flaches, $CaCO_3$-gesättigtes, normal- bis hypersalines und durch Wellen oder Gezeitenströmungen stärker bewegtes Wasser (FLÜGEL 1982; FÜCHTBAUER 1988; TUCKER & WRIGHT 1990). Als weiteres Indiz für Bewegtwasser lassen sich an einigen Lokalitäten Schrägschichtungen feststellen. Es gibt Anzeichen, daß einige der flachmarinen Oolith-Horizonte eventuell Auftauchphasen unterlagen, da

die frühdiagenetischen, marinen Palisaden-Zemente fehlen (Mikrofaziestyp 12) und im Porenraum nur blockiger Kalzitzement ausgebildet ist (TUCKER & WRIGHT 1990).
Die vorliegenden Oolith-Horizonte lassen sich mit der in KENYON-ROBERTS (1995) beschriebenen „Oolite shoal facies" aus dem „Inferior Oolite" (Großbritannien, Bajocium) vergleichen. Wie in Großbritannien sind auch hier ausgedehnte, gleichförmige und deckenartig abgelagerte Oolithe charakteristisch, die sich nicht mit den rezent bekannten „barrier systems" vergleichen lassen. Heutzutage sind somit keine vergleichbaren Ablagerungsräume bekannt. Weitere Parallelen zu den in KENYON-ROBERTS (1995) beschriebenen Oolithen sind die ebenfalls beobachteten Brachiopoden-Nester und das Vorkommen von Thalassinidae (Mikrofaziestyp 15).

Zum Top der Caleta Ligate-Formation ist allgemein eine Zunahme der Wassertiefe zu vermerken. In der Regel lassen sich in diesem Bereich neben den Vulkaniklastiten auch Ablagerungen von mikritischen Karbonaten (Mikrofaziestyp 17) beobachten, die nach FLÜGEL (1982) höchstwahrscheinlich unterhalb der Wellenbasis abgelagert wurden. Die in wenigen Horizonten vertretenen in situ-Faunen sind Anzeiger für noch flachmarine Bedingungen; für die Bildung von Ooiden war die Wassertiefe nun zu groß. Eine Ausnahme bildet der Osten des Arbeitsgebietes (Region von Negreiros, Estación Gallinazos); dieser Bereich kann als Karbonatplattform interpretiert werden, auf der es weiterhin zur Bildung von Ooiden kam bzw. auf der auch Onkoide und Kalkalgen vertreten sind (Mikrofaziestyp 14). Nach WITTMANN (in Vorb.) und eigenen Beobachtungen läßt sich diese Karbonatplattform nach Norden verfolgen (Quebrada Tiliviche). Das Profil Estación Gallinazos, das östlichste in der Küstenkordillere von Iquique, ist dabei am wenigsten von zeitgleichem Vulkanismus beeinflußt. Dies macht sich in einer wesentlich geringeren Mächtigkeit und dem Fehlen der grünen Tuffhorizonte bemerkbar, was auf die größere Entfernung zu den Vulkanzentren und eventuell auch auf die Auswirkungen einer Paläowindrichtung zurückzuführen ist. Für die Lokalität Estación Gallinazos werden von SAYES (1978) zwar „glaukonitische Sandsteine" angegeben, diese wurden aber nicht beobachtet. In den Dünnschliffen von diesem Profil sind jedoch auch vulkaniklastische Komponenten vertreten.

Generell ist zu sagen, daß es während des Bajociums im flachmarinen Ablagerungsraum der Küstenkordillere von Iquique zu einem sehr hohen Eintrag von Sedimentmaterial vom nahe gelegenen Vulkanbogen kam. Während in nicht-vulkanischen siliziklastischen Ablagerungsgebieten der Eintrag von Sedimentpartikeln hauptsächlich durch die Verwitterungsrate und Erosion im Liefergebiet bestimmt wird, ist der Vulkanismus in der Lage, innerhalb kürzester Zeit Sedimentmengen in beträchtlichen Größenordnungen zu liefern (ORTON 1996). Als Folge der hohen Sedimentationsrate liegen in der Küstenkordillere von Iquique die Sedimente nicht kondensiert vor. Daraus folgert auch keine sekundäre Anreicherung von fossilen Hartteilen, wodurch auch keine Kondensation und/oder Vermischung von mehreren biostratigraphischen Zonen erfolgte. Zusätzlich verursachte der Vulkanismus mit seinen Auswirkungen einen hohen Milieustress, der sowohl zu kurzfristigen Faunenzusammenbrüchen als auch zu längerfristigen Faunenunterbrechungen führte. Die hohe Sedimentationsrate stand dabei zunächst im Gleichgewicht mit der einhergehenden Beckensubsidenz. Eine ähnliche Situation wird auch von SCASSO et al. (1991) aus der Antarktis (flachmarine Vulkaniklastite der Kreide) beschrieben. Die mächtigen Ablagerungen von Laven und Pyroklastiten in der Küstenregion südlich von Iquique führten dann aber lokal zu einer verstärkten Subsidenz in diesem Bereich: diese kann auf die größere Auflast und/oder vulkano-tektonische Bewegungen (z.B. Kollaps der Magmenkammer) zurückzuführen sein. Der Beginn der El Godo-Formation setzt daher dort früher als im restlichen Arbeitsgebiet (siehe Kapitel 5) ein. Die generell beobachtete zunehmende Wassertiefe zum Top der Caleta Ligate-Formation steht im Einklang mit dem von HAQ et al. (1987) und ARDILL et al. (1996) angegebenen globalen eustatischen Anstieg des Meeresspiegels während des Bajociums. Von HALLAM (1991) ist zwar für den andinen Bereich ab dem oberen Bajocium ein lokaler, regressiver Trend verzeichnet, was sich in der Küstenkordillere von Iquique jedoch nicht bestätigen läßt.

Im Unterschied zur unterlagernden Oficina Viz-Formation, die durch eine relativ einheitliche Lithologie charakterisiert ist, zeigen die vulkanisch geprägten, flachmarinen Ablagerungen des Bajociums eine große Variabilität in ihrer lithologischen Ausbildung. Bei einigen Lokalitäten mußte

daher bei der Zuordnung der Sedimente zur Caleta Ligate-Formation unterstützend die Biostratigraphie hinzugezogen werden. Die lokal bedingten lithologischen Unterschiede (proximale und distale Ablagerungen) erlauben streng gesehen keinen einheitlichen Formationsnamen. Um aber eine Vielzahl von Formationsnamen zu vermeiden, ist ein zusammenfassender Überbegriff nicht zu umgehen. Im Typprofil der Caleta Ligate-Formation ebenso wie in dem in dieser Arbeit vorgestellten Referenzprofil sind sowohl das für diese Ablagerungen charakteristische, weite Spektrum der Mikrofaziestypen als auch die Laven zu beobachten. Daher erscheint mir der Begriff Caleta Ligate-Formation als zusammenfassender Überbegriff für die oben beschriebenen Ablagerungen am geeignetsten. Der ebenfalls von CECIONI & GARCÍA (1960) aufgestellte Terminus Aguada-Formation (siehe Tabelle 3, Seite 16) würde nur für die distal abgelagerten Sedimente zutreffen; im Bereich der Oficina Aguada (Region von Negreiros) treten zwar auch vulkaniklastische Sedimente auf, es sind jedoch keine zwischengeschalteten Laven zu beobachten und die Schichtfolge wird zum Top hin verstärkt von Kalken dominiert.

SILVA (1977) beschreibt den oberen Teil der Caleta Ligate-Formation im Bereich der Caleta Buena als Abfolge von schwarzen, rhythmisch geschichteten Sedimenten. Dieser Sedimenttyp ist aber für die Caleta Ligate-Formation völlig untypisch. Nach lithologischen Kriterien gehört diese Abfolge eindeutig in die El Godo-Formation, für die diese Sedimente charakteristisch sind. Die Oolithe und „glaukonitischen Sandsteine" im Bereich von Negreiros stellt SILVA (1977) in die Huantajaya-Formation. Bei den Sedimenten der Huantajaya-Formation handelt es sich aber um massige, mikritische Kalke des Oxfordiums, die hauptsächlich in einem niedrigenergetischen Milieu abgelagert wurden und die sich deutlich von den überwiegend in einem hochenergetischen Milieu abgelagerten, flachmarinen Kalken der Caleta Ligate-Formation unterscheiden.

2.3.3 El Godo-Formation

2.3.3.1 Definition

Dunkle, bituminöse, feinschichtige marine Lutite und Siltsteine, in denen es lokal auch zu Einschaltungen von vulkanischem Material (Laven, Vulkaniklastite) kommen kann. Die Ablagerungen der El Godo-Formation überlagern die der Caleta Ligate-Formation.
Typlokalität: „Estación de ferrocarril El Godo", ca. 6 km südlich des Cerro Carpas (CECIONI & GARCÍA 1960).
Referenzprofil: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (in dieser Arbeit Profil Nr. 12); Caleta Santiago, ca. 23 km südlich von Iquique.

2.3.3.2 Frühere Bearbeiter

Von **BIESE** (1956) wird aus dem Gebiet der Sierra Santa Rosa Oriente (östlich von Iquique) eine bis zu 1500 m mächtige Abfolge von schwarzen und dunkelgrauen Posidonienschiefern erwähnt, die er in das Bathonium stellt.

Von **CECIONI & GARCÍA** (1960) werden im Gebiet der „Estación de ferrocarril El Godo" grünliche bis schwarze, die Bivalve „*Posidonomya*"-führende Lutite, sowie Limonite, Grauwacken und oolithische Kalksteine beschrieben. Für diese Gesteinsserie, die stratigraphisch dem Callovium-Oxfordium entsprechen soll, wird der Name El Godo-Formation eingeführt. Aus der Caleta Santiago (26 km südlich von Iquique) wird von CECIONI & GARCÍA (1960) eine weitere, ca. 600 m mächtige Abfolge von schwarzen Lutiten und helleren Limoniten beschrieben, in der teilweise rhythmische Sedimentation, Slumping-Strukturen und zwischengeschaltete Grauwackenbänke zu beobachten sind. Die Grauwackenbänke werden als turbiditische Schüttungen gedeutet. Als einzige Fossilien werden die Bivalven „*Monocotiledonia*" und „*Posidonomya*" angegeben. Diese Abfolge wird von CECIONI & GARCÍA (1960) als Caleta Santiago-Formation bezeichnet. Stratigraphisch wird die Caleta Santiago-

Formation dem Callovium? zugeordnet. Schwarze, rhythmisch sedimentierte Lutite und Limonite ordnen CECIONI & GARCÍA (1960) jedoch auch der Caleta Ligate- und der Negreiros-Formation zu. In GARCÍA (1967) sind rhythmisch sedimentierte Lutite in den Formationsbeschreibungen der Caleta Ligate- und der Agua Santa-Formation vertreten. Rötliche Sedimente, u.a. auch rote, kalkige Limonite aus der Gegend SW von Pozo Almonte, stellt er in die La Laja-Formation, die er stratigraphisch dem Callovium zuordnet. In den Sedimenten dieser La Laja-Formation wird das Vorkommen der Bivalve „*Posidonomya*" erwähnt, die CECIONI & GARCÍA (1960) auch in den schwarzen Lutiten der Caleta Santiago-Formation fanden.

THOMAS (1970) faßt die über der Caleta Ligate-Formation liegende Sedimentfolge als Guantajaya-Formation (der namensgebende Berg ist der „Cerro Huantajaya"; THOMAS (1970) schreibt diesen Namen abweichend mit einem „G" als Anfangsbuchstaben) zusammen und unterteilt diese in die folgenden drei Schichtglieder: El Godo-, Santa Rosa- und Guantajaya-Schichtglied. Der untere Teil der Guantajaya-Formation ist nach THOMAS (1970) durch das El Godo-Schichtglied definiert. Dieses Schichtglied setzt sich lithologisch aus bituminösen, schwarzen Lutiten und Mergeln zusammen, die Mächtigkeit beträgt ca. 350 m. Stratigraphisch reicht das El Godo-Schichtglied vom Bathonium in das Callovium. Die in der Caleta Ligate und Caleta Santiago aufgeschlossenen Lutite ordnet THOMAS (1970) der Caleta Ligate-Formation zu und interpretiert diese als Produkte einer Sapropel-Fazies, die von der normalen lithologischen Situation der Caleta Ligate-Formation abweicht.

SILVA (1977) beschreibt feinschichtige, rhythmisch sedimentierte Lutite aus der Umgebung der Caleta Buena, die er in den oberen Bereich der Caleta Ligate-Formation stellt. In den feinschichtigen Lutiten erwähnt er Einschaltungen von salinaren Lagen.

Aus der Region des Salar Pintados beschreibt SAYES (1978) feinschichtige, marine Sedimente (u.a. Lutite), die er nach GARCÍA (1967) als Las Lajas-Formation bezeichnet. Nach SAYES (1978) läßt sich die Las Lajas-Formation mit dem von THOMAS (1970) beschriebenen El Godo-Schichtglied der Guantajaya-Formation korrelieren.

2.3.3.3 Geländebefund

Wie schon bei der Caleta Ligate-Formation läßt sich das Arbeitsgebiet in eine Küstenregion südlich von Iquique und in eine Küstenregion nördlich von Iquique und Inland unterteilen (siehe Abb. 2).

In der **Küstenregion südlich von Iquique** befinden sich mehrere Aufschlüsse dieser Formation (u.a. Caleta Ligate, Caleta Sarmenia, Caleta Santiago, 2 km nördlich Playa Lobitos, Playa Blanca). Bei diesen Lokalitäten sind jeweils Teilprofile dieser Formation aufgeschlossen. In der Caleta Santiago, bei der Lokalität Playa Blanca und in der Bucht 2 km nördlich Playa Lobitos wurden Profile aufgenommen. Wie schon in der unterlagernden Caleta Ligate-Formation lassen sich in diesem Bereich der Küstenkordillere mächtige Einschaltungen von Laven (Schicht-, Pillowlaven) und primär vulkaniklastischen Ablagerungen (Bombentuffe, Ignimbrite) beobachten.

In der Caleta Santiago und in der Caleta Ligate setzen über den flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation die Ablagerungen der El Godo-Formation ein. Die Sedimente sind sehr frisch, da sie sich direkt an der Küstenlinie im Gezeitenbereich befinden, und liegen im ursprünglichen Verband vor. Es handelt sich hierbei um eine feinschichtige Sedimentation von sehr dunklen und harten Lutiten bzw. Siltsteinen, die beim Anschlag bituminös riechen. Den feinschichtigen Sedimenten sind vereinzelt gröbere Schüttungen zwischengeschaltet, die sowohl normale Gradierungen als auch Rutschstrukturen zeigen können. Geoden, bei denen die einzelnen Konkretionen Durchmesser bis zu 80 cm erreichen, sind in einigen Horizonten ausgebildet. Die Schichtung der Lutite und Siltsteine liegt im mm- bis cm-Bereich, die gröberen Bänke können bis zu mehreren Dezimetern mächtig werden. Die Sedimente sind sehr pyritreich; in einigen Lagen lassen sich makroskopisch Anreicherungen dieses Erz-Minerals erkennen.

Die Lutite und Siltsteine sind in einigen Horizonten an Makrofossilien extrem fossilarm bzw. -leer, in anderen dagegen sehr fossilreich; in diesem Fall handelt es sich um eine artenarme, aber individuenreiche Fauna. Die Bivalve *Bositra* bildet in einigen Schichten flächendeckende Muschelpflaster, wobei die einzelnen Klappen dicht an dicht liegen. Schlecht erhaltene Inoceramen sind dagegen selten vertreten, sie wurden nicht geborgen und werden daher in dieser Arbeit nicht näher beschrieben. Ammoniten sind ein weiteres Faunenelement, häufig liegen sie jedoch nur noch als Fragmente vor. Diese zerstückelten Ammonitenreste lassen sich in der vorliegenden Stillwasserfazies nicht durch erosive Aufarbeitung erklären, wahrscheinlich kommt für die Fragmentation der Schalen Fischverbiß in Frage. Vereinzelt vorkommende Fischschuppen sind ein Hinweis auf diese Vertebraten-Gruppe. Die generell flachgedrückten Fossilien liegen ohne Schalenerhaltung vor. In einigen der gröberen Lagen treten an den Schichtoberseiten Grabbauten der Thalassinidae auf.

In der **Caleta Santiago** lassen sich die Schichten mit Hilfe von zwei ammonitenführenden Horizonten stratigraphisch einordnen (siehe Profildarstellung „Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt Caleta Santiago"). Der stratigraphisch ältere Horizont enthält Stephanoceratinae, Eurycephalitinae und Leptosphinctinae?, die ein Nachweis für das untere Oberbajocium sind. Im stratigraphisch jüngeren Horizont kommen Oppeliidae, Perisphinctidae und Eurycephalitinae vor, was dem oberen Bathonium entspricht.
Am nördlichen Ende der Caleta Santiago, oberhalb des Horizontes mit Ammoniten des oberen Bathoniums, sind großdimensionierte Rutschstrukturen zu beobachten, denen ein wieder verstärkt einsetzender Vulkanismus folgt. Dieser Vulkanismus macht sich zunächst durch einen großen Lava-Block (Olistolith) bemerkbar, der die feinschichtigen, noch nicht verfestigten Sedimente deformierte. In der weiteren lithologischen Abfolge setzt 4 m oberhalb des Lava-Blocks eine mächtige Serie von Laven ein, die bis zum Ende des Profils (südlich Playa Los Verdes) anhält. Nur noch sehr untergeordnet treten geringmächtige, feinschichtige Sedimentschollen auf, die von den Laven mitgerissen und überwiegend chaotisch eingearbeitet wurden. Teilweise sind in den Vulkaniten mitgeführte Sedimentblöcke der El Godo-Formation mit Durchmessern bis 1 m zu beobachten.

In den Profilen **Playa Blanca** und **2 km nördlich Playa Lobitos** (siehe Profildarstellung) sind die stratigraphisch jüngeren Schichten der in der Küstenregion südlich von Iquique anstehenden El Godo-Formation aufgeschlossen.

Das Profil **Playa Blanca** beginnt mit rötlichen Vulkaniklastiten, in denen Ostreacea und ein fraglicher Rest eines *Parapatoceras*? gefunden wurden, was stratigraphisch dem unteren Callovium entsprechen könnte. Diese marin sedimentierten Vulkaniklastite werden von mächtigen Laven überlagert. Zum Top hin liegen über den Laven wieder feinschichtige, bituminöse Sedimente, denen häufig gröbere Schüttungen zwischengeschaltet sind. In den bituminösen, dunklen und feinschichtigen Sedimenten kommt die Bivalve *Praebuchia*? in Muschelpflastern vor. In einigen Horizonten der gröberen Schüttungen treten auffällige, kugelige Gebilde im cm-Bereich auf, die als verschmolzene Sphärolithe von Ignimbriten interpretiert werden.
Das Profil **2 km nördlich Playa Lobitos** beginnt mit bräunlichen, feinschichtigen Sedimenten, denen wiederholt grobkörnige Schüttungen mit Mächtigkeiten im cm- bis dm-Bereich zwischengeschaltet sind. Etliche der grobkörnigen Horizonte sind durch Fossilschutt bzw. umgelagerte Brachiopoden (*Torquirhynchia*) sowie nicht näher bestimmbare Bivalven (u.a. Trigoniidae) gekennzeichnet. Untergeordnet sind dunkle, bituminöse und massige Kalkbänke vertreten, in denen wieder *Praebuchia*? und ein Ammonitenrest (*Reineckeia* s.l.) gefunden wurden. Diese Fossilien erlauben eine stratigraphische Einstufung in das oberste Callovium bzw. in den Callovium/Oxfordium-Grenzbereich. Den Sedimenten sind in diesem Profil Pillow-Laven, Bombentuffe und vulkaniklastische Schüttungen (ebenfalls wie beim Profil Playa Blanca mit kugeligen Gebilden im cm-Bereich) eingeschaltet. Über den submarin abgelagerten Sedimenten und Vulkaniten folgt eine ca. 300 m mächtige Serie von Schichtlaven. Das Profil endet mit einem tektonischen Kontakt zu kretazischen Laven.

In der **Küstenregion nördlich Iquique und Inland** sind die Sedimente der El Godo-Formation in zahlreichen Lokalitäten aufgeschlossen, die Aufschlußverhältnisse sind jedoch überwiegend äußerst

schlecht. Die monotonen, feinschichtigen Lutite und Siltsteine sind meist tiefgründig zu grauen bis rötlichen und splittrigen Bruchstückchen verwittert, die weite Geländebereiche überdecken und in denen eine Profilaufnahme nicht möglich ist. Kleindimensionierte künstliche Aufschlüsse wie Straßen- und Bahnanschnitte erlauben u.U. Detailstudien der ursprünglichen Lagerung, seltener ist dieses auch an natürlichen Steilhängen möglich. Daher wurden nur bei einigen Lokalitäten (z.B. Profil Oficina Condor, Profil Mina Atahualpa, Profil Cerro Huantajaya, Profil Aeropuerto Viejo, Profil AT 9) Teilprofile dieser Formation aufgenommen. Durchgehende Profile, die den vollständigen stratigraphischen Zeitraum der El Godo-Formation vom Bajocium bis zum Oxfordium umfassen, liegen jedoch nicht vor. Die für diese Formation ermittelte Mächtigkeit von 1200 m, setzt sich aus den Teilprofilen zusammen.

Laven lassen sich in diesem Bereich des Arbeitsgebietes nicht beobachten. Magmatische Gesteine wie Intrusiva und Gänge (u.a. Sills), die die Sedimente unterlagern bzw. durchschlagen und kontaktmetamorph überprägen, sind dagegen häufig vertreten. Die kontaktmetamorphen jurassischen Sedimente sind gegenüber der Verwitterung nicht so anfällig und bilden häufig Härtlinge (z.B. Cerro Huelmul, Cerro Santa Rosa); einige Berge in der Küstenkordillere sind daher auf die im Untergrund steckenden Intrusiva zurückzuführen. Bei diesen kontaktmetamorphen Lokalitäten sind jedoch oftmals die ursprünglichen faziell-petrographischen Merkmale der Sedimente nicht mehr zu erkennen.

Durch die tiefgründige Verwitterung der nicht metamorphen Sedimente konnten in den meisten Fällen, abgesehen von der feinen Schichtung, weitere Sedimentstrukturen nicht erfaßt werden. Beim Profil Oficina Condor lassen sich jedoch großdimensionierte Rutschstrukturen beobachten; anhand der begleitenden Fauna (Brachiopoden, Bivalven, Neuqueniceratinae, Parapatoceratinae) können diese als unteres Callovium datiert werden. Wiederholt sind in einigen Horizonten Geoden ausgebildet, die zum Teil auch Fossilien enthalten. Untergeordnet treten massige Kalkbänke und grobkörnigere Schüttungen auf, die dann Härtlinge bilden. In einigen Aufschlüssen sind schichtparallele und/oder an Klüfte gebundene, dünne und faserige Gipslagen bzw. -säume zu beobachten.

Wie in der Küstenregion südlich von Iquique liegen in den monotonen, feinschichtigen und bituminösen Sedimenten die Fossilien überwiegend flachgedrückt vor, wodurch diese bei der Verwitterung ebenfalls in kleine, splittrige Bruchstücke zerfallen. Ausnahmen bilden die mit Sediment verfüllten und daher körperlich erhaltenen Wohnkammern einiger Ammoniten, und die Fossilien aus Geoden. Allgemein ist die Makrofauna sehr artenarm und auf bestimmte Horizonte beschränkt. In den stratigraphisch älteren Schichten (oberes Bajocium bis mittleres Callovium) ist auch hier die in einigen Horizonten massenhaft vorkommende Bivalve *Bositra* das vorherrschende Faunenelement. In den stratigraphisch jüngeren Schichten (oberes Callovium bis Oxfordium) werden die fossilführenden Horizonte (z.T. mit Geoden) seltener; bei der Fauna handelt es sich dann überwiegend um Ammoniten der Perisphinctidae. In wenigen Horizonten des oberen Calloviums bildet *Praebuchia*? regelrechte Muschelpflaster, tritt jedoch niemals so massenhaft auf wie *Bositra* im Zeitraum vom Bajocium bis zum mittleren Callovium. Zum Top der El Godo-Formation treten neben Ammoniten verstärkt Bivalven (Lucinidae, Austernbänke), Gastropoden sowie Echinodermaten auf. Im Grenzbereich zur überlagernden Huantajaya-Formation kommen kleindimensionierte Korallenstotzen vor (Profil Huantajaya).

Tab. 5: Liste der Makrofauna der El Godo-Formation mit Informationen über Lebensweise sowie zeitliches Auftreten und Fundorte im Arbeitsgebiet.

Lebensweise: E = Epifauna; I = Infauna; N = Nekton; fr = freilebend; s = mit Stiel festgeheftet; f = flachgrabend.
Fundorte (Profile): 4 = Profil Cerro Fidel; 11 = Profil Estación Gallinazos; 12 = Küstenprofil südl. von Iquique: Abschnitt II; 13 = Profil Oficina Condor; 14 = Profil Playa Blanca; 15 = Profil 2 km nördl. Playa Lobitos; 16 = Profil „1170er"; 17 = Profil 4 km südl. Cerro La Isla; 18 = Profil AT 9; 19 =: Profil Mina Atahualpa; 20 = Profil Aeropuerto Viejo; 21 = Profil Cerro Huantajaya; 23 = Profil AT 122 (vgl. Lagekarte/Anhang).
Fundorte (Fundpunkte): (7) = Salar Grande; (8) = Estación Las Carpas; (9) = AT 7 I; (10) = „1037er"; (11) = AT 7 II; (12) = Weg zum Cerro Carpas (vgl. Lagekarte/Anhang).

Fauna	Lebensweise	zeitl. Auftreten	Fundorte
Bivalvia (8 Taxa)			
Bositra buchii	E	Bajoc. - Callov.	4, 11, 12, (8)
Bositra cf. *dalmasi*	E	Callov.	12, (7), (9)
Praebuchia? sp.	E	Callov/Oxford-Grenzb.	14, 15, 16, 17
Gryphaea (*Bilobissa*) sp.	Efr	Bathon.	(7)
Ostreacea gen. et sp. indet	E	Bajoc. - Oxford.	
Trigoniidae gen. et sp. indet	If	oberstes Callov.	16
Lucinidae gen. et sp. indet	I	Bathon. - Oxford.	23
„*Inoceramus*"	?	Bajoc. - Bathon.	12
Cephalopoda (29 Taxa)			
Cadomites ex gr. *psilacanthus*	N	ob. Bathon.?	(7)
Cadomites sp.	N	ob. Bathon.	12
Iniskinites cf. *crassus*	N	ob. Bathon.?	(7)
Parapatoceras cf. *tuberculatum*	N	unt. Callov.	13
Hecticoceras (*P.*) *blanazense*	N	ob. Bathon.	12
Campylites (*N.*) sp.	N	unt. Oxford.	18, (10)
Neuqueniceras sp.	N	unt. Callov.	13
Reineckeia (*R.*) aff. *anceps*	N	mittl. Callov.	13
Reineckeia s.l.	N	ob. Callov.	16
Rehmannia (*L.*) ex gr. *reissi*	N	mittl. Callov.	13
Rehmannia (*L.*) sp. A	N	mittl. Callov.	13
Rehmannia (*L.*) sp. B	N	ob. Callov.	16
Reineckeiinae n. gen. sp. A-E	N	Callov/Oxford-Grenzb.	16
Leptosphinctinae? gen. et sp. indet	N	Bajoc.	12
„*Perisphinctes*" *dunkeri*	N	unt. Oxford.	18, (10)
Perisphinctes (*P.*?) sp.	N	mittl. Oxford.	20, 23, (11)
Perisphinctes (*A.*) *prophetae*	N	mittl. Oxford.	19, 23, (12)
Perisphinctes (*D.*) ex gr. *andium*	N	mittl. Oxford.	19, 21, 23
Perisphinctes (*S.*) cf. *parvulus*	N	mittl. Oxford.	21
Perisphinctes (*S.*) ex gr. *acandai-kreutzi*	N	mittl. - ob.? Oxford.	19, 20
Perisphinctes (*S.*) sp.	N	mittl. - ob.? Oxford.	19, 23
Lithacosphinctes sp.	N	mittl. - ob.? Oxford.	19,23
Rursiceras cf. *retrocostatum*	N	Callov/Oxford-Grenzb.	17
Gregoryceras sp.	N	mittl. Oxford.	23
Euaspidoceras sp.	N	mittl. - ob.? Oxford.	20
Brachiopoda (2 Taxa)			
Rhynchonelloidella sp.	Es	unt. Callov.	13, (8)
Torquirhynchia sp.	Es	Callov/Oxford-Grenzb.	15
Insgesamt 39 Taxa			

Der Fundpunkt Salar Grande, ein isolierter Aufschluß, weist eine abweichende Lithologie auf. Bei diesem Vorkommen handelt es sich um eine kleindimensionierte, tektonisch emporgehobene Sedimentscholle im Randbereich des Salar Grande, bei der ca. 15 m mächtige, im dm-Bereich gebankte Knollenkalke aufgeschlossen sind. In diesen Horizonten findet sich eine Ammonitenfauna (Cadomitinae, Eurycephalitinae) sowie Bivalven, mit deren Hilfe diese Schichten in das Bathonium eingestuft werden können. Sieben Kilometer weiter nördlich sind zeitgleiche Schichten noch in der sonst üblichen feinschichtigen Lutitfazies ausgebildet. Eine ähnliche Fazies wie die am Fundpunkt Salar Grande weist der untere Bereich der Duplijsa-Formation auf, die von GALLI (1968) vom Westrand der östlich gelegenen Präkordillere (Region Tarapacá, Quebrada Juan de Morales, 20°12' südl. Br./69°23' L.) beschrieben wird. Nach HILLEBRANDT (mündl. Mitteilung) gehören diese Sedimente jedoch stratigraphisch dem unteren Callovium an.

Auch die Sedimente, die in der Region von Negreiros zur El Godo-Formation gestellt werden, sind stärker durch massige, mikritische Horizonte geprägt als im übrigen Arbeitsgebiet.

2.3.3.4 Mikrofaziestypen

Mikrofaziestyp-19: Bituminöser, mikritischer Lutit

Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südl. von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (280393/-3), (Me 1, 2, 3, 6, 7, 8, 9); Fundpunkt Estación Las Carpas (290493/-3a); Profil Estación Gallinazos (150593/-8); Profil Oficina Condor (070294/-9).
Abb.: Tafel 20, Fig. 6.
Klassifizierung: Wackestone bis Packstone.
Komponente(n): Filamente (0-15 Fl.-%), weitere Molluskenfragmente (1 Fl.-%), 90-210 µm große Radiolarien, häufig nur noch als kalzitisierte Sphäroide vorliegend (ca. 10 - 30 Fl.-%), 150 µm große, zerbrochene Feldspatphänokristalle und Vulkanit-Lithoklasten.
Grundmasse: Mischung aus einer sehr dunklen, mikritischen Matrix, feindispersem Pyrit sowie feinstkörnigem, vulkaniklastischem Detritus.
Bemerkungen und Folgerungen: Der in diesen Sedimenten auftretende feindisperse Pyrit und der hohe organische Gehalt bewirken die dunkle Eigenfarbe der Matrix. Kleinere Partikel (<100 µm) werden von der dunklen Matrix überlagert und sind nur noch undeutlich zu erkennen.
Die unter diesem Mikrofaziestyp zusammengefaßten Sedimente können in ihren Anteilen an vulkaniklastischen Partikeln und biogenen Komponenten stark variieren. Die Proben Me 9 und 290493/-3a weisen bei der Dünnschliffbetrachtung keine Filamente auf, dafür ist ein erhöhter Anteil an vulkaniklastischem Detritus vertreten. In der Probe Me 2 (im Profil im Bereich des Olistoliths) sind eingeschwemmte, allochthone Dacycladaceaen-Fragmente zu beobachten.

Mikrofaziestyp-20: Mikritischer Kalkstein

Vorkommen und Probennummern: Profil Mina Atahualpa (200194/-6), (040294/-3, -4, -5, -6); Profil Aeropuerto Viejo (090294/-1).
Abb.: Tafel 19, Fig. 4.
Klassifizierung: Wackestone bis Packstone.
Komponenten: Feldspatfragmente (ca. 5 - 15 Fl.-%), Quarzkörner mit Korngrößen um 30 µm (ca. 1 Fl.-%), mikritische Intraklasten und opake Minerale (ca. 2,5 Fl.-%). An biogenen Komponenten können Molluskenfragmente (Gastropoden, kreuz-foliate Schalenbruchstücke, Filamente), Echinodermatenfragmente, Foraminiferen und Rhaxen auftreten.
Grundmasse: Mikritische Matrix.
Bemerkungen: Die Probe 200194/-6 weist einen höheren Anteil (ca. 20 Fl.-%) an Foraminiferen und juvenilen Gastropoden auf, zusätzlich ist ein Anteil an gröberen, vulkaniklastischen Partikeln (600 µm) vertreten. Die Probe 090294/-1 zeigt sogar einige grobkörnigere, in der feinkörnigen Matrix schwimmende Partikel (polymikte Vulkanit-Lithoklasten, Plagioklasphänokristalle), die Korngrößen bis 4 mm erreichen können.

Mikrofaziestyp 21: Brachiopoden-führender, vulkaniklastischer Kalkstein

Vorkommen und Probennummer: Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (060493/-1).
Abb.: Tafel 20, Fig. 5.
Klassifikation: Grainstone.
Hauptkomponente(n): Vollständig erhaltene und zerbrochene Brachiopodenschalen, hauptsächlich von rhynchonelliden Brachiopoden, untergeordnet aber auch von Terebrateln (ca. 10 Fl.-%), Echinodermatenfragmente (10 Fl.-%), Rindenooide deren Kerne überwiegend aus Rhaxen bestehen (5 Fl.-%), mikritische Lithoklasten (10 Fl.-%) sowie zerbrochene Feldspäte und Vulkanit-Lithoklasten mit Korngrößen zwischen 300 - 750 µm (10 - 20 Fl.-%).
Grundmasse: Zwischen den Komponenten ist ein feinkristalliner, blockiger Kalzitzement ausgebildet.
Bemerkungen und Folgerungen: Der hohe Anteil an zerbrochenen Komponenten spricht für Transport und Aufarbeitung.

Mikrofaziestyp-22: Rhaxen-Spikulit

Vorkommen und Probennummer: Profil „1170 er" (070995/-1).
Klassifikation: Kieselgestein (Spikulit).
Komponente(n): Das Gestein wird vollständig von durchschnittlich 120 µm großen Rhaxen gebildet. Akzessorisch treten monaxone Skleren auf.
Grundmasse: Die kieselige Grundmasse zeigt ein feinkörniges Mosaikgefüge aus Mikro-Quarzkristallen.
Bemerkungen und Folgerungen: Sowohl die Komponenten als auch die Grundmasse wurde von sekundären Verkieselungen überprägt, wodurch sich die Komponenten von der Grundmasse nicht scharf absetzen. Der ursprünglich biogene, amorphe Opal der Rhaxen ist während der Diagenese durch sphärolithischen Chalcedon ersetzt worden. Die radialen Internstrukturen der Rhaxen sind nicht mehr erhalten.

Mikrofaziestyp-23: Lapilliführender, Tuff-Lithoklasten-Sandstein

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (Me 12).
Klassifikation: Resedimentierte syn-eruptive vulkaniklastische Ablagerung.
Hauptkomponenten: Subangulare bis gerundete feinkörnige Tuff-Lithoklasten mit Größen zwischen 800 µm und 5 mm. Die Grundmasse der Tuff-Lithoklasten ist zu einem sehr feinen Mosaik von Feldspat-/Quarz-Verwachsungen rekristallisiert (z.T. aber auch kalzitisiert), in dem vereinzelt zerbrochene Plagioklasphänokristalle oder auch blasenreiche Bimsfetzen schwimmen.
Nebenkomponenten: Vulkanit-Lithoklasten und einzelne Plagioklasphänokristalle treten nur sehr untergeordnet auf. An biogenen Komponenten wurde nur ein zerbrochenes Gastropodengehäuse beobachtet.
Grundmasse: In den Zwickeln zwischen den Komponenten befindet sich eine sehr feinkörnige, vulkaniklastische Matrix, die größtenteils von Kalzitisierungen erfaßt wurde.
Bemerkungen und Folgerungen: Dieser Mikrofaziestyp entstand höchstwahrscheinlich durch die Remobilisation von loser bzw. nur schwach konsolidierter Tephra; noch nicht verfestigte Aschen unterliegen besonders schnell Umlagerungen (FISHER & SCHMINCKE 1984).

Mikrofaziestyp-24: Vulkaniklastische Brekzie

Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (190493/-3).
Abb.: Tafel 18, Fig. 8.
Klassifizierung: Primär pyroklastische Ablagerung.
Komponenten(n): Sehr angulare bis angulare, monomikte Vulkanit-Lithoklasten (0,5 - 10 mm), opake Minerale (Pyrit).
Grundmasse: Grobkristalliner, subhedraler Blockzement.
Bemerkungen und Folgerungen: Monomikte Vulkaniklastite können nach FISKE (1963) bei der explosiven, subaquatischen Fragmentation von einheitlichen Vulkanitkörpern (Dome, Lavanadeln etc.) entstehen. Dieser Mikrofaziestyp weist eine normale Gradierung auf.

Mikrofaziestyp-25: Sphärolithischer, Lapilli-führender Tuff

Vorkommen und Probennummer: Profil Playa Blanca (310194/-2); Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (240494/-4).
Abb.: Tafel 18, Fig. 3.
Klassifikation: Primär pyroklastische Ablagerung.
Komponenten: Bis zu mehrere Millimeter bis Zentimeter große, bräunliche Glasfragmente mit sphärolithischen Entglasungsstrukturen sowie feinkörnigere (200-800 µm), vulkaniklastische Partikel, hauptsächlich zerbrochene Plagioklasphänokristalle, untergeordnet Pyroxene (2 Fl.-%), Vulkanit-Lithoklasten und opake Minerale.

Grundmasse: Die feinkörnige Grundmasse ist vollständig zu einem Mosaik aus Quarz-/ Feldspatverwachsungen rekristallisiert. Die sphärolithischen Entglasungsstrukturen überdecken z.T. sowohl die Grundmasse als auch die gröberen Komponenten.
Bemerkungen und Folgerungen: Sphärolithische Entglasungsstrukturen bilden sich nach MCPHIE et al. (1993) bei einer Hochtemperaturentglasung und sind somit ein Hinweis auf einen heiß abgelagerten, primär pyroklastischen „flow" (Ignimbrit).

Untergeordnet treten auch Mikrofaziestypen auf, die schon aus der Caleta Ligate-Formation beschrieben wurden (siehe 2.3.2.4):

Mikrofaziestyp-1: Lapilli-führender, grobkörniger Kristalltuff
Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (Me 10).

Mikrofaziestyp-2: Feinkörniger Tuff
Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (170493/-4).

Mikrofaziestyp-3: Lapilli-führender Glas-Tuff
Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (Me 16, 17).

Mikrofaziestyp-4: Glasscherben-Tuff
Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (Me 5, 18).

Mikrofaziestyp-5: Lapilli-Tuff
Vorkommen und Probennummer: Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (240494/-1).

Mikrofaziestyp-6: Vulkaniklastischer Siltstein
Vorkommen und Probennummern: Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (240494/-2), (280393/-1b)

Mikrofaziestyp-7: Schlecht sortierter, vulkaniklastischer Sandstein
Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (Me 11, 13); Profil Aeropuerto Viejo (290194/-3).

Mikrofaziestyp-8: Mäßig bis gut sortierter, vulkaniklastischer Sandstein
Vorkommen und Probennummern: Profil AT-9 (120294/-1); Profil Mina Atahualpa (040294/-7).
Bemerkungen: Diese ebenfalls zum Mikrofaziestyp 8 gerechneten Sedimente weisen im Unterschied zu denen der Caleta Ligate-Formation biogene Anteile auf. In der Probe 120294/-1 treten Rhaxen, monaxone Skleren und Foraminiferen auf, in der Probe 040294/-7 sind dagegen nur Rhaxen zu beobachten.

Mikrofaziestyp-9: Biogen-führender, vulkaniklastischer Sandstein
Vorkommen und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (Me 14); Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (280393/-1a), (240493/-3); Profil Playa Blanca (310194/-3).
Bemerkungen: Die Proben 280393/-1a und 240493/-3 weisen einen hohen Anteil an Rhaxen auf.

Mikrofaziestyp-17: Bio- und Vulkaniklasten-führender Sandstein
Vorkommen und Probennummern: Profil Oficina Condor (070294/-7, -9).

Mikrofaziestyp-18: „Dolomit“
Vorkommen und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II, Caleta Santiago (170493/-5).

2.3.3.5 Karbonat- und C_{gesamt}-Gehalt

An einigen ausgewählten Proben der El Godo-Formation wurden exemplarisch folgende $CaCO_3$- und C_{gesamt}-Gehalte ermittelt:

Lokalität/Probennummer	$CaCO_3$-Gehalt	C_{gesamt}-Gehalt
Profil Oficina Condor, 250194/1	87%	10,7
Caleta Santiago, 280393/2	79%	11,0
Caleta Santiago, 280393/3	35%	8,4
Caleta Santiago, 260393/1	67%	10,4
Caleta Santiago, 190493/2	52%	7,1
Südl. Cerro La Isla, 301094/3	82%	10,3

Abgesehen von der Probe 301094/3, die einer kalkigen Konkretion entnommen wurde, sind die feinschichtigen Lutite bzw. Siltsteine beprobt worden. Dabei zeigt sich, daß der Karbonatgehalt zwischen 35% - 87% variiert und somit starke Schwankungen aufweist. Die unterschiedlichen Karbonatgehalte sind auf die wechselnde Dominanz des sehr feinkörnigen vulkaniklastischen Materials bzw. der mikritischen Hintergrundsedimentation zurückzuführen. Dieses hat auch Auswirkungen auf den C_{gesamt}-Gehalt, da der Anteil des C-Gehaltes am $CaCO_3$ sich selbstverständlich im C_{gesamt}-Gehalt widerspiegelt. Makroskopisch lassen sich die beprobten Sedimente nicht unterscheiden.

Der stark bituminöse Geruch der Sedimente war schon im Gelände ein Hinweis auf hohe $C_{org.}$-Gehalte. Nach COX & GALLOIS (1981: zitiert in OSCHMANN 1994) handelt es sich bei $C_{org.}$-Anreicherungen bis 10% um bituminöse Gesteine. Bei der Untersuchung der Proben auf Palynomorphe zeigte sich, daß die organische Substanz als nicht figurierte, diffuse und dunkle Materie vorliegt. Die dunkle Farbe ist auf eine thermische Überprägung des Sediments zurückzuführen, die Inkohlungsprozesse bei den organischen Bestandteilen bewirkte. Die Produzenten dieser organischen Materie (z.B. Algen, Dinoflagellaten, Acritarchen etc.) sind nicht mehr zu bestimmen. Weitere Proben der El Godo-Formation, die auf Palynomorphe untersucht wurden, bestätigten dieses Ergebnis (FEIST-BURCKHARDT, mündl. Mitt).

2.3.3.6 Profildarstellung

Mit den Profilen 12 - 21 sowie 23 - 24 werden im Anhang die Ablagerungen der El Godo-Formation dargestellt. Bei den Profilen 19, 20, 21, 23 und 24 handelt es sich um Abfolgen des Oxfordiums, die sowohl die El Godo- als auch die überlagernde Huantajaya-Formation erfassen.

12. **Profil:** Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Caleta Santiago bis südlich Playa Los Verdes).
Koordinaten: 20°26' südl. Br./70°14' L.

13. **Profil:** Oficina Condor, Abschnitt II.
Koordinaten: 20°22' südl. Br./70°00' L.

14. **Profil:** Playa Blanca.
Koordinaten: 20°20' südl. Br./70°08' L.

15. **Profil:** 2 km nördlich Playa Lobitos.
Koordinaten: 20°23' südl. Br./70°10' L.

16. **Profil:** „1170er" (2,5 km südlich von Negreiros).
Koordinaten: 19°52' südl. Br./69°46' L.

17. **Profil:** 4 km südlich Cerro La Isla.
Koordinaten: 20°15' südl. Br./69°55' L.

18. **Profil:** AT 9 (Profil Nr. 9: vgl. THOMAS 1970).
Koordinaten: 20°14' südl. Br./70°04' L.

19. **Profil:** Mina Atahualpa.
Koordinaten: 20°23' südl. Br./70°03' L.

20. **Profil:** Aeropuerto Viejo.
Koordinaten: 20°13' südl. Br./70°05' L.

21. **Profil:** Cerro Huantajaya.
Koordinaten: 20°13' südl. Br./70°04' L.

23. **Profil:** AT 122 (vgl. THOMAS 1970).
Koordinaten: 20°11' südl. Br./70°01' L.

24. **Profil:** Cerro Cholita.
Koordinaten: 20°19' südl. Br./69°52' L.

Koordinaten der Fundpunkte

6. **Fundpunkt:** 7774/394.
Koordinaten: 20°08' südl. Br./70°01' L.

7. **Fundpunkt:** Salar Grande.
Koordinaten: 20°58' südl. Br./70°01' L.

8. **Fundpunkt:** Estación Las Carpas.
Koordinaten: 20°19' südl. Br./70°01' L.

9. **Fundpunkt:** AT 7 I (Profil Nr. 7: vgl. THOMAS 1970).
Koordinaten: 20°01' südl. Br./70°01' L.

10. **Fundpunkt:** „1037er".
Koordinaten: 20°14' südl. Br./70°01' L.

11. **Fundpunkt:** AT 7 II (Profil Nr. 7: vgl. THOMAS 1970).
Koordinaten: 20°03' südl. Br./70°02' L.

2.3.3.7 Diskussion der Ablagerungsbedingungen

Nach dem Geländebefund und den Mikrofaziestypen sind die Ablagerungen der El Godo-Formation nach wie vor vom Vulkanismus geprägt. Die Sedimente wurden im Gegensatz zu denen der Caleta Ligate-Formation in größeren Wassertiefen abgelagert.

In der **Küstenregion südlich von Iquique** sind in den stratigraphisch älteren Schichten der El Godo-Formation (Caleta Santiago: oberes Bajocium bis oberes Bathonium) anfänglich keine Laven zwischengeschaltet. Wie schon im Geländebefund beschrieben, sind in der **Caleta Santiago** zunächst feinschichtige, dunkle Lutite und Siltsteine aufgeschlossen, denen wiederholt gröbere Schüttungen zwischengeschaltet sind und die anscheinend während einer vulkanischen Ruhephase abgelagert wurden.

Bei der mikrofaziellen Betrachtung der grobkörnigeren Lagen (u.a. Mikrofaziestypen 1, 2, 3, 4, 23, 24, 25) zeigt sich aber, daß ein explosiver Vulkanismus nach wie vor präsent ist. Nach FISKE (1963), CAS & WRIGHT (1988), KOKELAAR & BUSBY (1992) und MCPHIE et al. (1993) werden diese gröberen Lagen, die von CECIONI & GARCÍA (1960) allgemein als turbiditische Schüttungen gedeutet wurden, größtenteils als vulkaniklastische „mass flows" interpretiert. In diesen Schichten sind verstärkt Sedimentstrukturen wie normale Gradierungen und synsedimentäre Rutschungen („convolute laminations") vertreten, wie sie auch schon bei den vulkaniklastischen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation beobachtet wurden (siehe Kapitel 2.3.2.6). Einige der gleichförmigen, vulkaniklastischen Ablagerungen zeigen dabei annähernd planare Grenzen zur jeweils unter- bzw. überlagernden Schicht auf. Nach FISKE (1963) handelt es sich bei solchen Ablagerungen um sehr mobile Ströme, die auf einer dünnen wassergesättigten Schicht in den Sedimentationsraum hineintransportiert und als tabulare Decken abgelagert wurden. Sehr geringmächtige Lagen, die neben einer Gradierung zudem auch noch eine bessere Sortierung aufweisen (Mikrofaziestyp 2, 3), werden nach FISKE (1963) und MÁNGANO & BUATOIS (1996) als „fall out"-Ablagerungen interpretiert.

Ob sich diese Vulkaniklastite von einem primär submarinen Vulkanismus oder von einem subaerischen, ins Meer hineingeflossenen pyroklastischen „flow" bzw. hineingefallenen „fall out" herleiten lassen, läßt sich nicht mehr eindeutig klären. Die im Zeitraum Bajocium - Oxfordium existenten Förderzentren des Vulkanbogens liegen heutzutage nicht mehr vor, da der eigentliche Vulkanbogen in diesem Bereich der Küstenkordillere wahrscheinlich vollständig subduziert wurde. Relikte der Förderzentren bzw. des Vulkanbogens sind eventuell noch im Bereich zwischen der Küste und dem vorgelagerten Tiefseegraben zu finden.

Einen Hinweis auf einen submarinen Vulkanismus gibt der Mikrofaziestyp 24, der sich aus monomikten Vulkanit-Lithoklasten zusammensetzt. Solche monomikten Vulkaniklastite sind eventuell auf Fragmentationsprozesse zurückzuführen, die bei der explosionsartigen Sprengung von sauren, viskosen vulkanischen Domen, Nadeln bzw. Magmen durch den Kontakt mit Wasser verursacht werden (FISKE 1963). Auch die in einigen Vulkaniklastiten beobachteten Pyroklasten wie Glasscherben und Bimsfragmente sind möglicherweise submarin entstanden. Nach FISKE (1963), KOKELAAR & BUSBY (1992) und Orton (1996) können sich Eruptionssäulen saurer Magmen submarin ähnlich wie im subaerischen Milieu entwickeln, die, ohne daß sie die Wasseroberfläche durchbrechen, zu submarinen „fall out"- und pyroklastischen „flow"-Ablagerungen führen. Die Expansion der magmatischen Volatilen und die damit verbundende Aufschäumung der Magmen ist jedoch abhängig von der Wassertiefe und dem damit einhergehenden hydrostatischen Druck (KOKELAAR & BUSBY 1992; ORTON 1996).

In diesem Zeitabschnitt (ob. Bajocium - ob. Bathonium) bleibt es auch ungewiß, wie weit die Förderzentren vom Ablagerungsraum entfernt lagen. Es liegen in der Caleta Santiago in den stratigraphisch älteren Schichten der El Godo-Formation keine Bomben-Tuffe oder Pillow-Laven vor, die eine unmittelbare Nähe zu einem Förderzentrum dokumentieren würden. Die geringmächtigen, grobkörnigen Horizonte werden daher von mir als distal abgelagerte Vulkaniklastite interpretiert. Die Aussage „proximal bzw. distal abgelagert" ist jedoch nicht eng definiert, sondern auch immer von der Größe und der Höhe der Eruption abhängig (SCHMINCKE, mündl. Mittl.). In diesem Zeitraum lagen die Förderzentren eventuell wesentlich weiter westlich positioniert als es in den darunterliegenden, stratigraphisch älteren (Caleta Ligate-Formation) bzw. in den darüberfolgenden, stratigraphisch jüngeren Schichten der Fall ist. Abweichend zu dieser paläogeographischen Situation läßt sich 100 km weiter nördlich, im Bereich der Caleta Camarones (vgl. WITTMANN, in Vorb.), die unmittelbare

Nähe eines Förderzentrums zum heutigen Küstenbereich zumindest noch im oberen Bajocium nachweisen.

MCPHIE et al. (1993) schließt in einem Ablagerungsmilieu des tieferen Wassers primär pyroklastische „flows" weitgehend aus und deutet diese eher als rasch umgelagerte, resedimentierte syn-eruptive „flows" bzw. vulkanogene sedimentäre Ablagerungen (vulkaniklastische Turbidite, post-eruptive „debris flows"). Nach MCPHIE (1993) würden bei den vorliegenden vulkaniklastischen Sedimenten die angularen Komponenten, die Glaspartikel, das Fehlen von biogenen Komponenten und die Sedimentstrukturen für resedimentierte syn-eruptive „flows" bzw. „fall outs" sprechen, die somit ebenfalls zeitgleiche Eruptionen belegen. Die Mikrofaziestypen 8 und 9, die stärker kantengerundete Partikel und biogene Komponenten aufweisen, können dagegen als vulkanogen sedimentäre Ablagerungen interpretiert werden. Nach SEYFRIED et al. (1991) sind geringmächtige turbiditische Schüttungen während Meeresspiegelhochständen ein weit verbreitetes, vorherrschendes Phänomen.

Die in der lithologischen Abfolge der Caleta Santiago dominierenden, feinschichtigen, bituminösen Lutite und Siltsteine sind in Zeiten von vulkanischen Ruhephasen sedimentiert worden, sie weisen jedoch auch einen hohen Anteil an feinkörnigem, vulkaniklastischem Detritus auf. Sie sind ebenfalls ein Hinweis auf einen Ablagerungsraum des tieferen Wassers unterhalb der Sturmwellenbasis, da sich keine durch Wellenenergie erzeugten Sedimentstrukturen oder flachmarine in situ-Faunen nachweisen lassen. Die Zunahme der Wassertiefe während des Bajociums bis Bathoniums steht im Einklang mit der eustatischen Meeresspiegelkurve von HALLAM (1988) und den Daten von GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1994) aus der Präkordillere von Nordchile. Der von HALLAM (1991) für den andinen Bereich angegebene, vom oberen Bajocium bis mittleren Bathonium anhaltende regressive Trend läßt sich nicht beobachten.

Die sehr dunkle Farbe des Sediments, das Fehlen von Bioturbationen, die pyritreichen Lagen, der stark bituminöse Geruch des Gesteins und die hohen C_{gesamt}-Gehalte belegen ein schlecht durchlüftetes Ablagerungsmilieu mit einer H_2S/O_2-Grenze, die entweder zeitweilig an der Substrat/Wasser-Grenzfläche oder in der darüberliegenden Wassersäule lag. H_2S ist in der Regel toxisch für die meisten Lebensformen (GERMAN et al. 1996), wodurch sich das Fehlen von Bioturbationen und auch etliche, fossilleere Horizonte (bezogen auf Makrofossilien) erklären lassen. Die in einigen Horizonten massenhaft auftretenden Bositren spiegeln dagegen kurzfristig besser belüftete Bedingungen am Meeresboden wider. Das vorliegende Muster der Wechsellagerung von fossilführenden Horizonten mit geringer Faunendiversität mit fossilleeren Schichten bei gleichbleibender Lithologie ist ein Indiz für einen unstabilen Lebensraum (SCASSO et al. 1991), in diesem Fall für ein sauerstoffkontrolliertes Milieu, in dem zusätzlich auch noch eine hohe Sedimentationsrate für weitere lebensfeindliche Bedingungen sorgte.

Als Quelle für die Anreicherung von H_2S kommen zum einen den Vulkanismus begleitende hydrothermale, an gelöstem Schwefelwasserstoff angereicherte Fluide in Frage (LIBES 1992; STANTON 1994; GERMAN et al. 1996). In von magmatischen Aktivitäten geprägten, tieferen Ablagerungsräumen werden daher häufig pyritreiche Sedimente beschrieben (LIBES 1992; KOKELAAR & BUSBY 1992). Zum anderen spielt die Zersetzung von organischer Materie unter anoxischen Bedingungen durch chemoautotrophe Bakterien, bei der große Mengen an H_2S freigesetzt werden können, sicher auch eine große Rolle (BERNER 1984; CANFIELD & RAISWELL 1991; OSCHMANN 1994; WIGNALL 1994). Nach BERNER (1981) sind besonders hohe Konzentrationen von organischer Materie (2-10 % $C_{org.}$) vor allem in küstennahen und geschlossenen Becken mit nicht allzu großen Wassertiefen zu erwarten, da küstennahe Wässer in der Regel nährstoffreicher sind und daher in diesen Regionen mehr organische Materie produziert und am Grund sedimentiert wird. Zusätzlich weisen küstennahe Ablagerungsräume meist eine höhere Sedimentationsrate als pelagische Sedimente auf, die bewirkt, daß mehr organische Substanz rasch eingebettet wird, bevor sie unter Einwirkung von Sauerstoff zersetzt werden kann (BERNER 1981; LEVENTHAL 1983). Für die Küstenkordillere von Iquique können solche Bedingungen angenommen werden. Im Zeitraum der Sedimentation der El Godo-Formation lag ein schmales, N/S-streichendes Backarc-Becken vor, das im Westen vom vulkanischen Bogen und im Osten vom Festland begrenzt wurde (PRINZ et al. 1994) und in dem eine

Wasserzirkulation, die für eine ausreichende Belüftung gesorgt hätte, anscheinend stark eingeschränkt war. Der nahe gelegene Vulkanbogen lieferte dabei eine hohe Sedimentationsrate, die vulkanischen Förderprodukte brachten genug reaktive Eisen-Ionen in den Sedimentationsraum ein und im Meerwasser stand ausreichend gelöstes Sulfat zur Verfügung. Zwar fehlen eindeutige bathymetrische Anzeiger, für die Wassertiefe wird jedoch maximal eine dem äußeren Schelf entsprechende Tiefe angenommen. Alle diese Faktoren sind nach BERNER (1981, 1984) ideal für die Bildung von Pyrit. Der feindisperse Pyrit im Sediment läßt sich dabei wahrscheinlich auf diagenetische Prozesse zurückführen. Zwar kann Pyrit auch direkt bei Reaktion von freien Fe^{2+}-Ionen mit H_2S entstehen, meistens bildet er sich aber diagenetisch unter anoxischen, reduzierenden Bedingungen (BERNER 1981; LIBES 1992; WIGNALL 1994). Die in einigen Horizonten beobachteten idiomorphen Pyritwürfel sind nach HUDSON (1982) und CANFIELD & RAISWELL (1991) frühdiagenetische Bildungen, die noch vor der Kompaktion des Sediments entstanden sind. Nach MACHEL (1989) und MACHEL et al. (1995), die eine bakterielle und eine spätdiagenetische, thermochemische Sulfatreduktion unterscheiden, entsteht framboidaler Pyrit meistens bei der bakteriellen Sulfatreduktion, während bei der thermochemischen eher die Tendenz zum Aufbau von kubischen und prismatischen Kristallen bzw. zu pseudomorphem Ersatz von anderen spätdiagenetischen Phasen besteht. Eine thermische Überprägung der Sedimente, die zu einer spätdiagenetischen thermochemischen Sulfatreduktion führen kann, wird durch die inkohlte, organische Substanz dokumentiert (siehe 2.3.3.5). Aufgrund petrographischer Daten ist jedoch eine Unterscheidung von vulkanisch bedingtem Pyrit oder einer bakteriellen bzw. thermochemischen Sulfatreduktion nicht möglich, für diese Aussage sind weitergehende geochemische Analysen (u.a. Schwefel-Isotopen) notwendig.
Während der Diagenese führt die Anreicherung von Hydrogensulfiden im Sediment zu einer schwachen Acidität, wodurch kalzitische Schalen gelöst werden (WIGNALL 1994). Dieses läßt sich an den flachgedrückten Fossilien (*Bositra*, Ammoniten) beobachten, die sämtlich ohne Schalenerhaltung vorliegen.

Die sedimentären Schichten in der Caleta Santiago werden von einer mächtigen Serie von Laven, Lapilli-Bomben-Tuffen und pyroklastischen Brekzien überlagert, die einen wieder verstärkt einsetzenden Vulkanismus mit nahe gelegenen Förderzentren belegen. Nach den geochemischen Analysen von EHRLICHMANN (1996) dokumentieren diese Laven, wie schon die der Caleta Ligate-Formation, einen bimodalen Vulkanismus, für den besonders das Auftreten von Pyroklastiten charakteristisch ist. Die Bomben-Tuffe und die in den Laven vereinzelt mitgeführten Lutit-Sedimentblöcke (ev. Xenolithe aus der Schlotwand) sind dabei eindeutige Indizien für explosive Eruptionen.

In den stratigraphisch jüngeren Schichten der El Godo-Formation (Callovium bis Oxfordium?), die bei der **Playa Blanca** und **2 km nördlich Playa Lobitos** aufgeschlossen sind, wird die lithologische Abfolge weiterhin vom Vulkanismus dominiert.

Das Profil **Playa Blanca** beginnt mit einer Serie von rötlichen, vulkaniklastischen Sandsteinen (Mikrofaziestyp 9), in denen Flachwasserfaunenelemente wie Ostreacea häufig auftreten. Die Aufschlußverhältnisse lassen die Frage unbeantwortet, ob es sich dabei um umgelagerte Schüttungssedimente oder um in situ-Flachwassersedimente handelt, die unter einem höheren Energieniveau abgelagert wurden. Da vergleichbare Schüttungen innerhalb der feinschichtigen Sedimente der El Godo-Formation bisher nicht beobachtet wurden, erscheint mir die letztgenannte Möglichkeit wahrscheinlicher. Dieser lokal begrenzte, flachmarine Ablagerungsraum wäre dann auf regionale, vulkano-tektonisch bedingte Hebungen zurückzuführen, die für aktive Vulkangebiete nicht ungewöhnlich sind (SLOAN & WILLIAMS 1991; MÁNGANO & BUATOIS 1996; ORTON 1996). Im Profil werden die rötlichen, vulkaniklastischen Sandsteine von einer mächtigen Folge von Laven überlagert. Über diesen Laven sind die einsetzenden Sedimente wieder in der charakteristischen, feinschichtigen Lutitfazies ausgebildet. Ob diese Lutitfazies auf lokale Absenkungen (Auflast der Vulkanite, Kollaps der Magmenkammer etc.) oder auf einen allgemeinen, eustatischen Meeresspiegelanstieg (vgl. HAQ et al. 1987; ARDILL et al. 1996) zurückzuführen ist, läßt sich nicht eindeutig klären, da vergleichbare Profile mit bathymetrischen Anzeigern fehlen.

Die diesen Lutiten häufig zwischengeschalteten gröberen Horizonte, in denen die kugeligen Gebilde im cm-Bereich auftreten, werden als Ablagerungen submariner, unverschweißter Ignimbrite gedeutet (Mikrofaziestyp 25). Ähnliche kugelige Gebilde aus gebänderten Rhyolithen mit Größen im cm-Bereich werden in McPHIE et al. (1993: Taf. 3, Fig. 1) als isolierte und verschmolzene Sphärolithe beschrieben.

Einige Horizonte aus dem **Profil 2 km nördlich Playa Lobitos** lassen sich anhand der Fauna (u.a. *Praebuchia*?) und der Lithologie (Ignimbrite mit großen Sphärolithen, Mikrofaziestyp 25) mit dem oberen Abschnitt des Playa Blanca-Profils korrelieren.

Das Profil unterscheidet sich vom Profil „Playa Blanca" durch seine bräunlichen, feinschichtigen Siltsteine, in denen sehr häufig gröbere, normal gradierte Schüttungen sowie primär vulkaniklastische (Bombentuffe, Ignimbrite) und vulkanische Ablagerungen (Pillow-Laven) zwischengeschaltet sind. Die Bombentuffe, vulkanischen Brekzien und Pillow-Laven dokumentieren dabei wieder die unmittelbare Nähe zu einem Förderzentrum. Auffällig bei diesem Profil ist der hohe Anteil an grobkörnigen Lagen (Mikrofaziestyp 21), die sich hauptsächlich aus zerbrochenen und nicht zerbrochenen biogenen Komponenten (vor allem Brachiopoden der Gattung *Torquirhynchia* sowie einklappig erhaltene Bivalen (u.a. Trigoniidae), Rindenkörnern und geringen Mengen an vulkaniklastischen Partikeln zusammensetzen. Diese Komponenten weisen deutlich Anzeichen für Aufarbeitung und Transport unter einem höher energetischen Ablagerungsregime auf und wurden, da sie sich nicht in östlich gelegenen Profilen verfolgen lassen, wahrscheinlich aus einem westlich gelegenen, flachmarinen Sedimentationsraum geschüttet.

In diesem Profil wurde in einem Horizont ein Ammonitenfragment (*Reineckeia* s.l.) gefunden, das zusammen mit *Praebuchia*? eine stratigraphische Einstufung in das oberste Callovium bzw. in dem Grenzbereich Callovium/Oxfordium erlaubt (GRÖSCHKE & KOSSLER, in Vorb.). Mit diesem Ammonitenfragment liegt bisher der jüngste biostratigraphische Nachweis im Küstenprofil vor. Über diesem ammonitenführenden Horizont setzen bald wieder Laven ein, mit denen das Profil endet. Ob oder wie weit diese Laven noch in das Oxfordium hineinreichen, ist mit biostratigraphischen Methoden nicht zu klären.

In der **Küstenregion nördlich von Iquique und Inland** ist die El Godo-Formation überwiegend durch distal zum Vulkanbogen abgelagerte, monotone und feinschichtige Stillwassersedimente dokumentiert. Wie in der Caleta Santiago handelt es sich meistens um feinschichtige, mikritische, bituminöse Lutite und Kalksteine (Mikrofaziestypen 19, 20), die hier aber stratigraphisch durchgehend vom oberen Bajocium bis zum mittleren Oxfordium ausgebildet sind. Zwischengeschaltete Laven lassen sich aufgrund der zu großen Entfernung zum Vulkanbogen nicht mehr beobachteten. Grobkörnigere, vulkaniklastische Schüttungen sind seltener vertreten, aber durchaus in einigen Profilen nachzuweisen (Mikrofaziestyp 7).

Die erneut einsetzende Förderung einer mächtigen Lavaserie, die sich in der Küstenregion südlich von Iquique (in der Caleta Santiago 43 m über einem Horizont des oberen Bathoniums) beobachten läßt, kann in dieser Region mit einer großdimensionierten, stärker kalkig und bankig ausgebildeten Rutschstruktur im Profil Oficina Condor korreliert werden (siehe Profildarstellung). Diese Rutschstruktur kann mit Hilfe von Ammoniten auf das untere Callovium datiert werden und läßt sich wahrscheinlich auf den verstärkt einsetzenden Vulkanismus mit seinen einhergehenden seismischen Impulsen zurückführen.
Bei der Estación Las Carpas wurden ähnliche kalkige Einschaltungen wie im Profil Oficina Condor, die sich lithologisch von den feinschichtigen Lutiten abheben, von THOMAS (1970) als Ablagerungen des Santa Rosa-Schichtgliedes gedeutet. Aufgrund des Vorkommens der Brachiopoden-Gattung *Rhynchonelloidella* in diesen kalkigen Schichten, die ansonsten nur noch in der Rutschstruktur beim Profil Oficina Condor gefunden wurde, erscheint mir eine Korrelation dieser beiden Lokalitäten wahrscheinlich. Somit handelt es sich bei dem „Santa Rosa-Schichtglied" bei der Estación Las Carpas nicht um Sedimente, die das El Godo-Schichtglied überlagern (THOMAS 1970), sondern nur um kalkigere Einschaltungen innerhalb der El Godo-Formation.

Die rötlichen Sedimente (u.a. rötliche Limonite) aus der Gegend südwestlich von Pozo Almonte, die von GARCÍA (1967) in die La Laja-Formation gestellt werden, sowie die von SAYES (1978) als Las Lajas-Formation bezeichneten Sedimente aus der Umgebung des Salar Pintados sind äquivalent zur El Godo-Formation. Die rötliche Farbe der Sedimente resultiert aus der Verwitterung von Eisensulfidmineralen (hauptsächlich Pyrit), woraus der rötliche Hämatit als Oxidationsprodukt hervorgeht (BERNER 1981; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987). Bei der Verwitterung wird außerdem die ebenfalls für die dunkle Farbe verantwortliche organische Substanz zerstört (BERNER 1981).

Die von SILVA (1977) angegeben salinaren Lagen innerhalb der El Godo-Formation konnten nicht beobachtet werden. Höchstwahrscheinlich sind damit die schichtparallelen bzw. auch an die Klüfte gebundenen faserigen Gipskristallanreicherungen gemeint, bei denen es sich jedoch eindeutig um jüngere Bildungen handelt, die u.a. auf das aride Klima Nordchiles zurückzuführen sind. Es ist außerdem anzunehmen, daß die schichtparallelen Gipsanreicherungen auf Oxidation von den in einigen Horizonten auftretenden Pyritkonzentrationen zurückzuführen sind.

Generell sind die feinschichtigen Sedimente der El Godo-Formation in diesem Bereich des Arbeitsgebietes relativ einheitlich und monoton ausgebildet. Die zunehmend kalkigen Ablagerungen, die in den östlichsten Regionen beobachtet wurden, lassen sich mit dem vergrößernden Abstand zum Vulkanbogen erklären.

Während sich bei der östlichsten Lokalität (Estación Gallinazos, im Südteil des Arbeitgebietes) im oberen Bajocium der übliche lithologische Wechsel von der Caleta Ligate- in die El Godo-Formation beobachten läßt, bleibt in der Region von Negreiros (Nordteil des Arbeitsgebietes) ein Schwellengebiet ausgebildet. Wie schon im Kapitel 2.3.2.6 bemerkt, zeigt sich zum Top der Caleta Ligate-Formation beim Profil Oficina Aguada nicht die sonst übliche Vertiefung des Ablagerungraumes und somit auch nicht der lithologische Wechsel zur El Godo-Formation. Das Oficina Aguada-Profil endet mit oolithischen Kalken; da das Profil durch eine Störung unterbrochen wird, sind die folgenden, überlagernden Schichten nicht zu erfassen. In diesen Kalken wurden nur kleine Exemplare juveniler Ammoniten (Eurycephalitinae) gefunden, die keine biostratigraphische Aussage zuließen. Im nördlich anschließenden Untersuchungsgebiet von WITTMAN (in Vorb.) liegt eine vergleichbare fazielle Situation vor (ca. 13 km nördlich vom Profil Oficina Aguada bei der Oficina San Patricio). Bei der Oficina San Patricio fanden wir am Cerro 1339er ein Exemplar eines *Phlycticeras*, bei dem es sich nach SCHWEIGERT (1998) um die Art *Phlycticeras mexicanum* SANDOVAL & WESTERMANN handelt. Nach SANDOVAL et al. (1990) kommt diese Art in Mexiko im oberen Bathonium (Steinmanni-Zone) bis in das untere Callovium (Bodenbenderi-Zone) vor. Somit ist anzunehmen, daß die Ausbildung der flachmarinen Kalke am Top des Oficina Aguada-Profils stratigraphisch höchstwahrscheinlich bis in das Bathonium bzw. eventuell sogar bis in das untere Callovium reichen kann. Weitere vergleichbare Profile, bei denen das Bathonium und damit die lithologische Ausbildung eindeutig nachweisbar wären, sind jedoch in diesem Bereich nicht aufgeschlossen. Aber auch das kleine Teilprofil „1170er" (2,5 km südlich von Negreiros), das ein stratigraphisch höheres Niveau präsentiert (Callovium/Oxfordium-Grenzbereich), zeigt nur untergeordnet die charakteristischen feinschichtigen Lutite und Siltsteine. Das Profil wird mehr von massigen, bituminösen und mikritischen Kalken dominiert. In diesem Profil konnte zusätzlich ein kieseliger Spikulit (Mikrofaziestyp 22) nachgewiesen werden, bei dem die Schwamm-Rhaxen gesteinsbildend sind. Zusätzlich läßt sich hier abweichend eine diverse Makrofauna mit Flachwasserelementen (Trigoniidae) beobachten. Während des mittleren Juras war in der Region von Negreiros anscheinend ein morphologisches Schwellengebiet ausgebildet, bei dem die nötige Wassertiefe, die die Voraussetzung für die Ablagerung der charakteristischen bituminösen, feinschichtigen Lutite bildete, nicht oder nur ansatzweise erreicht wurde.

Beim südlichsten Aufschluß im Arbeitsgebiet (Salar Grande, Bathonium), der ebenfalls eine abweichende Lithologie aufweist, handelt es sich entweder auch um ein räumlich begrenztes Schwellengebiet oder wir kommen hier in den südlichen Randbereich des Meeresbeckens von Iquique. In der geologischen Karte des SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (1982) sind in

der südlich anschließenden Küstenkordillere bis nach 24° südl. Breite (Höhe von Antofagasta) keine marinen jurassischen Sedimente des mittleren bis oberen Juras verzeichnet. Es treten nur noch mächtige Schichtlaven vom Typ Oficina Viz bzw. La Negra auf. Es stellt sich hierbei die Frage, ob es sich bei der südlich anschließenden Küstenkordillere um eine Hochscholle handelt, bei der die überlagernden jurassischen Sedimente wegerodiert sind oder ob während des Juras in diesem Bereich primär ein Hochgebiet vorlag, auf dem keine marinen Sedimente abgelagert wurden und auf dem es anscheinend weiterhin zur Ablagerung von Schichtlaven kam. Da anscheinend nicht einmal reliktisch Sedimente vorhanden sind, erscheint mir die letztgenannte Möglichkeit wahrscheinlicher.

Während des Oxfordiums läßt sich eine allmähliche Verflachung des Sedimentationsraumes beobachten; der lithologische Wechsel zu den flachmarinen Kalken der Huantajaya-Formation geht dabei mit fließendem Übergang vonstatten. Makroskopisch sind im Gelände die stratigraphisch jüngeren Sedimente der El Godo-Formation anhand der lithologischen Ausbildung zwar nicht von den stratigraphisch älteren zu unterscheiden, bei der mikroskopischen Betrachtung dominiert jedoch der Mikrofaziestyp 20. Bei diesem Mikrofaziestyp treten Radiolarien nicht mehr auf, dagegen sind nun benthonische Foraminiferen, Rhaxen und weiterer Fossildetritus (Gastropoden, Bivalven, Echinodermaten) zu beobachten. Autochthone Austernbänke und Korallenstotzen, die zum Top der El Godo-Formation erscheinen, sind weitere Indizien für geringere Wassertiefen. Von MOHAMMAD AQRABAWI (1993) sind aus kretazischen Sedimenten größere Ansammlungen von Austern bzw. Austern-Bioherme beschrieben worden, die sich in einem warmen und flachmarinen Milieu gebildet haben. Auch im Rezenten werden Flachwasserbereiche als bevorzugter Lebensraum von Austern angegeben (WIEDEMANN 1972; RIEDL 1983; BURCHETT 1996).

Für die Benennung dieser überwiegend monoton ausgebildeten lithologischen Einheit wird nach CECIONI & GARCÍA (1960) und THOMAS (1970) der Name El Godo-Formation verwendet. Konträr zu THOMAS (1970), der die Sedimente als El Godo-Schichtglied der Guantajaya-Formation bezeichnete, wird diese Einheit aufgrund der weiten, gleichförmigen Verbreitung, der lithologischen Merkmale und der langen stratigraphischen Reichweite als Formation bezeichnet. Wie oben beschrieben, kann es auch innerhalb der El Godo-Formation zu lokalen, lithologischen Abweichungen kommen. Im Gegensatz zur Caleta Ligate-Formation sind diese Abweichungen jedoch nicht so stark ausgeprägt.

2.3.4 Huantajaya-Formation

2.3.4.1 Definition

Flachmarine, massige, mikritische Kalke, z.T. oolithisch, onkolithisch.
Typlokalität: Von THOMAS (1970) nicht klar definiert, als Ortsangabe wird ein Gebiet zwischen zwei Lokalitäten genannt: „...entre el área de la estación El Godo, la parte central-oriental del Cuadrángulo Caleta Molle, y el área de Guantajaya, en la parte suroriental del Cuadrángulo Iquique...".
Referenzprofil: Top des Cerro Huantajaya, ca. 11 km östlich von Iquique (in dieser Arbeit Profil Nr. 21).

2.3.4.2 Frühere Bearbeiter (s. Tab. 3)

BIESE (1956) stellt die jüngsten jurassischen Sedimente aus dem Gebiet der Sierra Santa Rosa Oriente noch in das Callovium. Lithologisch handelt es sich nach ihm um eine ca. 1.660 m mächtige Abfolge von überwiegend dickbankigen, hell- bis dunkelgrauen Kalken, aus denen er eine reiche Crinoiden- und Pelecypodenfauna sowie Perisphincten beschreibt.

CECIONI & GARCÍA (1960) geben aus der Region von Negreiros Limonite und Kalke an, die sie in die Agua Santa-Formation einordnen. Die von ihnen ermittelte Mächtigkeit der Agua Santa-Formation beträgt 1.160 m. Anhand von Ammonitenfunden (*Reineckeia*, *Euaspidoceras*, *Ochetoceras*,

Perisphinctes) stufen sie die Agua Santa-Formation in das Oxfordium ein. Den Top dieser Formation soll eine 20 m mächtige Anhydrit-Schicht bilden. Nach den beiden Autoren könnte diese Anhydrit-Schicht mit dem „Yeso Principal" (Hauptgips) des Kimmeridgiums aus Zentralchile und Argentinien korreliert werden.

Von **García** (1967) wird aus dem Gebiet östlich von Iquique eine 1.520 m mächtige Serie von kalkigen Lutiten beschrieben, denen zum Teil gipsführende Lutite zwischengeschaltet sind und die er als Huantajaya-Formation bezeichnet. Anhand der Ammonitengattungen *Ochetoceras*, *Perisphinctes*, *Euaspidoceras* und *Virgatosphinctes* stuft er diese Ablagerungen stratigraphisch in das Oxfordium bis Tithonium ein. Aus der Region von Negreiros werden dunkelgraue Kalke und Lutite des Oxfordiums wie in CECIONI & GARCÍA (1960) zur Agua Santa-Formation gestellt. Aus dem Gebiet des Cerro Cholita (12 km südwestlich von Pozo Almonte) stellt GARCÍA (1967) eine 1.160 m mächtige Abfolge von gebankten, grauen Kalken in die Cholita-Formation, die er stratigraphisch dem Callovium zuordnet.

THOMAS (1970) beschreibt, wie schon in der Formationsbeschreibung der El Godo-Formation erwähnt, die über der Caleta Ligate-Formation liegenden Gesteinsschichten als Guantajaya-Formation. Die Santa Rosa- und Guantajaya-Schichtglieder bilden nach THOMAS (1970) den mittleren und oberen Bereich der Guantajaya-Formation. Das Santa Rosa-Schichtglied ist dabei durch Kalke definiert, deren stratigraphisches Alter mit oberem Callovium und unterem Oxfordium angegeben wird. Die größte Mächtigkeit des Santa Rosa-Schichtgliedes wird bei der Mina Santa Rosa mit 92 m ermittelt. Das Guantajaya-Schichtglied setzt sich dagegen aus schwarzen und roten Lutiten und Sandsteinen zusammen, die stratigraphische Einstufung ergibt ein Alter vom Oxfordium bis zum Kimmeridgium. Das Guantajaya-Schichtglied soll Mächtigkeiten bis zu 500 m erreichen.

Von SILVA (1977) werden aus der Umgebung von Negreiros alle marinen jurassischen Sedimente der Huantajaya-Formation zugeordnet. In dem von SILVA (1977) gezeichneten Säulenprofil liegen jedoch diese Sedimente über den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation. Eine laterale Verzahnung des oberen Bereiches der Caleta Ligate-Formation mit dem unteren Bereich der Huantajaya-Formation schließt SILVA (1977) nicht aus. Abweichend von dieser Information liegen in seinem geologischen Geländeprofil die Sedimente der Huantajaya-Formation über den Vulkaniten der Oficina Viz-Formation. Die aus dieser Region von GARCÍA (1967) beschriebenen Formationen (Aguada-, Agua Santa-, Negreiros-, Josefina-Formation) sind nach SILVA (1977) Äquivalente der Huantajaya-Formation.

2.3.4. 3 Geländebefund

Die Sedimente, die in dieser Arbeit zur Huantajaya-Formation gerechnet werden, sind hellgrau verwitternde, massige Kalke, denen untergeordnet geringmächtige Lagen von fein geschichteten Kalken zwischengeschaltet sein können. Im Anschlag sind die Kalke dunkelgrau mit einem leicht bituminösen Geruch. Die Mächtigkeit der massigen Bänke variiert im dm- bis m-Bereich, die der fein geschichteten Lagen im mm-Bereich.
Die Sedimente der Huantajaya-Formation sind bei den meisten Lokalitäten zu blockigem Kalkschutt verwittert. Profilaufnahmen waren daher nur am Cerro Huantajaya, am Cerro Cholita, bei der Mina Atahualpa, beim Aeropuerto Viejo, beim Profil AT 122 und am Cerro Carpas möglich, die Lokalitäten am Cerro La Isla, am Cerro Santa Rosa und bei der Oficina Progreso sind dagegen als Fundpunkte vermerkt. Die Profile enden mit tektonischem Kontakt und/oder mit einem Hiatus gegenüber kretazischen Ablagerungen. Für die Mächtigkeit kann somit nur eine Mindestmächtigkeit von 170 m angegeben werden.

Im Übergangsbereich der El Godo- zur Huantajaya- bzw. an der Basis der Huantajaya-Formation treten Oolith-Horizonte auf, die in den Profilen von mikritischen Kalken überlagert werden. In den mikritischen, massigen Kalken sind schon im Gelände häufig Onkoide zu beobachten, Fossilien sind dagegen selten vertreten. Das Fehlen von Sedimentstrukturen sowie das Auftreten von Grabbauten spricht jedoch für bioturbate Sedimente.

In einigen Horizonten ist das reichliche Vorkommen der Seelilie *Apiocrinites* aff. *roissyanus* und der Bivalve *Gryphaea* (*Catinula*?) sp. auffällig. Massenansammlungen dieser beiden Organismen sind aber vor allem an die fein geschichteten Horizonte gebunden. Andere Echinodermaten wie Seeigel und deren Stacheln sowie weitere Bivalven (u.a. Trigoniidae, *Myoconcha*) und Gastropoden sind seltenere Faunenelemente. Ammoniten wurden in der Regel nur im Übergangsbereich der El Godo- zur Huantajaya-Formation (z.B. Profil Aeropuerto Viejo) nachgewiesen, in den darüberfolgenden Schichten der Huantajaya-Formation sind sie generell nicht zu finden. Eine Ausnahme bildet die Oficina Progreso (südlich von Negreiros), wo in den aufgelassenen Aufschlüssen des ehemaligen Salpetertagebaus massige, mikritische Kalke des Oxfordiums zutage treten, in denen vereinzelt nicht näher bestimmbare Perisphinctidae vorkommen. Es ist aber nicht auszuschließen, daß die Ausbildung der Huantajaya-Formation in diesem Bereich zeitlich früher einsetzt als im restlichen Arbeitsgebiet. Denn schon während des mittleren Juras bildete die Region von Negreiros ein Schwellengebiet, in dem sich die flachmarine Sedimentation, die für die oberjurassische Huantajaya-Formation charakteristisch ist, vorzeitig in den dortigen Profilen der El Godo-Formation andeutete (Profil „1170er"). Die schlechte Erhaltung der von mir gefundenen Perisphinctidae erlaubt aber keine nähere stratigraphische Einstufung. In früheren Aufsammlungen wurde hier jedoch ein Exemplar eines *Gregoryceras* sowie großwüchsige Perisphinctidae gefunden, die zumindest stratigraphisch für das mittlere Oxfordium sprechen (GYGI & HILLEBRANDT 1991).
Anhand der Ammoniten im Übergangsbereich El Godo-/Huantajaya-Formation (Profil Aeropuerto Viejo, Profil Mina Atahualpa) kann die Huantajaya-Formation, abgesehen von der oben erwähnten Oficina Progreso, stratigraphisch zumindest dem obersten Mitteloxfordium bzw. dem untersten Oberoxfordium zugerechnet werden.

Tab. 6: Liste der Makrofauna der Huantajaya-Formation mit Informationen über Lebensweise sowie zeitliches Auftreten und Fundorte im Arbeitsgebiet.

Lebensweise: E = Epifauna; I = Infauna; b = byssat; m = mobil; z = zementiert; f = flachgrabend.
Fundorte (Profile): 19 = Profil Mina Atahualpa; 20 = Profil Aeropuerto Viejo; 21 = Profil Cerro Huantajaya; 22 = Profil Cerro Carpas; 23 = Profil AT 122 (vgl. Lagekarte/Anhang).
Fundorte (Fundpunkte): (12) = Weg zum Cerrro Carpas; (13) = Cerro Santa Rosa; (14) = Cerro La Isla (vgl. Lagekarte/Anhang).

Fauna	Lebensweise	zeitl. Auftreten	Fundorte
Scleractinia (2 Taxa)			
Actinastrea? *ramulifera*	Ez	Oxford.	21, (12)
Actinastrea pentagonalis	Ez	Oxford.	21
Gastropoda (1 Taxon)			
Otostoma sp.	Em	Oxford.	20, (14)
Bivalvia (8 Taxa)			
Gryphaea (*Catinula*?) sp.	Ez	Oxford.	21, 22, (13)
Myophorella (*M.*) aff. *cubanensis*	If	Oxford.	19, 22, (12)
Myophorella (*P.*) cf. *hillebrandti*	If	Oxford.	22
Myophorella (*P.*) sp.	If	Oxford.	23
Pterotrigonia (*P.*) sp.	If	Oxford.	20
Lucinidae gen. et sp. indet	I	Oxford.	
Myoconcha sp.	I	Oxford.	22
Mytilus? sp.	Eb	Oxford.	22
Crinoidea (1 Taxon)			
Apiocrinites aff. *roissyanus*	E	Oxford.	20, 21, 22, (14)
Echinoidea (1 Taxon)			
Hemitiaris sp.	Em	Oxford.	(14)
Insgesamt 13 Taxa			

Die von THOMAS (1970) zum Santa Rosa-Schichtglied gerechneten Sedimente an der Mine Santa Rosa sind marmorisierte Kalksteine, die durch ein in den Untergrund intrudierenden Magmenkörper

metamorph überprägt wurden. Aufgrund der Fauna in den Basisschichten am Cerro Santa Rosa (*Apiocrinites*, *Gryphaea* (*Catinula*?) sp.) und den in den metamorphen Kalken noch gut zu erkennenden Onkoiden, handelt es sich bei diesem „Santa Rosa-Schichtglied" eindeutig um die flachmarinen Sedimente der Huantajaya-Formation.

2.3.4.4 Mikrofaziestypen

Mikrofaziestyp-26: Mikritischer Rhaxen-Kalkstein

Vorkommen: Profil Mina Atahualpa (040294/-8), Profil Cerro Carpas (190294/-3a).
Klassifizierung: Wackestone bis Packstone.
Hauptkomponente(n): Rhaxen (10-25 Fl.-%), Peloide.
Nebenkomponente(n): Akzessorisch treten opake Minerale und Quarzkörner auf. An weiteren biogenen Komponenten sind diverse Molluskenfragmente (Bivalven, Gastropoden), Echinodermatenfragmente und sehr selten monaxone Skleren zu beobachten. Anscheinend treten auch rekristallisierte Kalkalgen auf..
Grundmasse: Mikritische Matrix.
Bemerkungen und Folgerungen: Die Probe 190294/-3a (Cerro Carpas) zeigt im Gegensatz zur Probe 040294/-8 einen höheren Anteil an Schalendetritus. In dieser Probe sind außerdem untergeordnet 700 µm bis 1,4 mm große, aus sparitischen Kalzitkristallen bestehende Partikel mit unregelmäßigem, anscheinend lobulärem Umriß zu beobachten. Da diese Partikel einer Umkristallisation unterlagen, sind ursprüngliche Strukturen nicht mehr zu erkennen. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Partikeln um vollständig rekristallisierte Kalkalgen; der äußere Umriß entspricht denen der Kalkalgen (*Rivularia*) aus der Probe 060593/-1 (Mikrofaziestyp 12, Huantajaya-Formation).

Mikrofaziestyp-27: Onkoid-Algen-Kalkstein

Vorkommen und Probennummern: Profil Mina Atahualpa (040294/-10), Profil Aeropuerto Viejo (090294/-4); Profil Cerro Carpas (190294/-1, -2, -5).
Abb.: Tafel 19, Fig. 6, 7.
Klassifizierung: Wackestone bis Packstone.
Hauptkomponente(n): Kalkalgen (15 Fl.-%), Onkoide.
Nebenkomponente(n): Zerbrochene Plagioklasphänokristalle und Vulkanit-Lithoklasten mit Korngrößen zwischen 30-50 µm (7,5 Fl.-%) und opake Minerale. An biogenen Komponenten treten Echinodermatenfragmente (Crinoiden, Seeigelstacheln, 1 Fl.-%), Rhaxen (1 Fl.-%) und Molluskenfragmente auf.
Grundmasse: Mikritische Matrix.
Bemerkungen: Im Dünnschliff der Probe 090294-4 sind angulare Vulkanit-Lithoklasten mit Korngrößen um 1,5 -5 mm zu beobachten, die überwiegend als Kerne der spongiostromaten Onkoide dienen.

Die oolithischen Horizonte des Oxfordiums entsprechen den schon aus der Caleta Ligate-Formation beschriebenen:

Mikrofaziestyp-12: Schwach biogen-führender Oolith
Vorkommen und Probennummern: Profil Mina Atahualpa (040294/-9); Fundpunkt Carpas-Weg (060593/-1); Profil Cerro Carpas (190294/-3).
Bemerkungen und Folgerungen: Die Probe 040294/-9 zeigt selektive Verkieselungen, die nesterartig die Ooide durch ein feinkristallines Mosaik von Mikroquarz bzw. seltener durch faserige Chalcedon-Kristalle ersetzt hat. Die karbonatisch vorliegenden Ooide weisen im Gegensatz zu den verkieselten plastische Deformationen auf, die Verkieselung erfolgte daher wahrscheinlich vor der mechanischen Kompaktion. In der Probe 060593/-1 sind Fragmente von Kalkalgen (*Rivularia*) zu beobachten.

2.3.4.5 Profildarstellung

Die Sedimente der Huantajaya-Formation werden im Anhang, abgesehen vom Profil 22, zusammen mit denen der El Godo-Formation dargestellt (siehe 2.2.3.6).

22. Profil: Cerro Carpas.
Koordinaten: 20°17' südl. Br./70°01' L.

Koordinaten der Fundpunkte:

12. Fundpunkt: Weg zum Cerro Carpas.
Koordinaten: 20°18' südl. Br./70°02' L.

13. Fundpunkt: Cerro Santa Rosa.
Koordinaten: 20°17'30'' südl. Br./70°03' L.

14. Fundpunkt: Cerro La Isla.
Koordinaten: 20°13' südl. Br./69°55' L.

2.3.4.6 Diskussion

Die Kalke der Huantajaya-Formation (oberes Mitteloxfordium - unteres Oberoxfordium), bei denen es sich um die jüngsten jurassischen Sedimente im Arbeitsgebiet handelt, dokumentieren in diesem Zeitraum einen flachmarinen Backarc-Bereich, der von einer karbonatischen Sedimentation geprägt wurde. Biostratigraphische Datierungen von GARCÍA (1967) und THOMAS (1970), die für die jüngsten jurassischen Sedimente ein Kimmeridgium- bzw. Tithonium-Alter angeben, beruhen auf einer Fehlbestimmung des *„Perisphinctes" dunkeri*. Dieser Ammonit tritt nachweislich im unteren Oxfordium auf (vgl. HILLEBRANDT & GRÖSCHKE 1995), zeigt aber ein Rippenbild, das eher dem der Perisphinctidae des oberen Malms entspricht, wodurch ein wesentlich jüngeres Alter der Sedimente von den beiden oben genannten Autoren angenommen wurde. Die extremen Mächtigkeiten dieser Formation, die von früheren Bearbeitern angegeben wurden (z.B. von BIESE 1956; GARCÍA 1967), können ebenfalls nicht bestätigt werden. Zum einen liegen häufig tektonisch bedingte Wiederholungen vor, zum anderen wurden auch Abschnitte, die lithologisch eindeutig zur El Godo-Formation gehören, zur Huantajaya-Formation gerechnet. Die räumliche Ausdehnung dieser flachmarinen, karbonatischen Ablagerungen läßt sich über die Küstenkordillere hinaus aufgrund fehlender Aufschlüsse vor allem in westlicher aber auch in östlicher Richtung (Längstal) nicht erfassen. In der weiter östlich gelegenen Präkordillere ist jedoch eine ähnliche Fazies ausgebildet. Nach WRIGHT & BURCHETTE (1996) kann der Sedimentationsraum als stratigraphische Karbonatplattform bezeichnet werden.

Laven und pyroklastische Ablagerungen lassen sich innerhalb der Huantajaya-Formation nicht beobachten. Bei der Dünnschliffbetrachtung (Mikrofaziestyp 27) zeigte sich aber, daß ein geringer Anteil an vulkaniklastischen Partikeln in den Sedimenten nach wie vor präsent ist. Da es sich bei diesen Partikeln um relativ frische Komponenten (angulare Kornform, idiomorphe Feldspäte) handelt, die wenig Anzeichen für Transport und Aufarbeitung aufweisen, kann dieses als Hinweis auf einen zeitgleichen, aber in seiner Aktivität stark eingeschränkten Vulkanismus angesehen werden. Beim Profil „Aeropuerto Viejo" ist zumindest im Übergangsbereich El Godo-/Huantajaya-Formation der Mikrofaziestyp 7 (schlecht sortierter, vulkaniklastischer Sandstein) vertreten, der als resedimentierte syn-eruptierte Ablagerung interpretiert wird und somit einen zeitgleichen Vulkanismus dokumentiert. Während an der Basis der Huantajaya-Formation noch oolithische Horizonte (Mikrofaziestyp 12) zu beobachten sind, die ein höher energetisches Ablagerungsmilieu repräsentieren, dominieren in der weiteren Folge mikritische Kalke (Mikrofaziestypen 26, 27). Die in diesen mikritischen Kalken beobachteten Onkoide und Kalkalgen sind im Mesozoikum allgemein charakteristisch für niedrig energetische und in geschützten Bereichen abgelagerte Flachwassersedimente (FLÜGEL 1982;

HARWOOD & MOORE 1984; TUCKER & WRIGHT 1990; WRIGHT & BURCHETTE 1996). Von der Great Bahama Bank wird eine solche „mud"-Fazies von WRIGHT & BURCHETTE (1996) zu den „platform interior sediments" gerechnet bzw. auch aus den tieferen Bereichen von Lagunen beschrieben (FLÜGEL 1982; JAMES 1984b; WRIGHT & BURCHETTE 1996). Von FLÜGEL (1982) und PERYT (1983) werden für das Vorkommen von spongiostromaten Onkoiden in geologisch älteren Sedimenten in der Regel flachmarine Verhältnisse (nur wenige Meter tief) angegeben.

Die schon im oberen Abschnitt der El Godo-Formation beobachtete Verflachung des Ablagerungsraumes bestätigt sich somit mit den flachmarinen Kalken der Huantajaya-Formation. Die weitere Entwicklung der jurassischen Sedimentation läßt sich jedoch im Bereich der Küstenkordillere von Iquique nicht weiter nachvollziehen, da die Sedimente der Huantajaya-Formation mit einem Hiatus gegenüber kretazischen Sedimenten enden. Von CECIONI & GARCÍA (1960), RICCARDI (1983), GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1985), HALLAM (1991) und PRINZ et al. (1994) wird aus Nordchile (v.a. Domeyko-Becken, Präkordillere) und Argentinien aus dem oberen Oxfordium bzw. unteren Kimmeridgium eine Anhydrit-Schicht („Yeso Principal") erwähnt, die nach HALLAM (1991) einen regressiven Zyklus dokumentiert. Die Sulfatablagerungen sind dabei auf die Unterbrechung der Verbindungen des jurassischen Backarc-Beckens zum offenen Ozean und der damit einhergehenden wiederholten Eindampfung des Meerwassers zurückzuführen. Die von CECIONI & GARCÍA (1960) und SILVA (1977) angegebene Anhydrit-Schicht am Top der „Agua Santa-Formation" bzw. Huantajaya-Formation ließ sich jedoch in der Küstenkordillere von Iquique an den angegebenen Lokalitäten nicht feststellen; an diesen Stellen wurden nur rezente Salzkrusten beobachtet. Die im Gegensatz zu den flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation eingeschränkte Biodiversität ist aber ein Hinweis auf eine leicht erhöhte Salinität (vgl. FLÜGEL 1982; JAMES 1984a; WRIGHT & BURCHETTE 1996).

Das in der Küstenkordillere von Iquique beobachtete „shallowing upward" im Laufe des Oxfordiums steht nicht im Einklang mit den globalen, eustatischen Meeresspiegelkurven von HAQ et al. (1987) und HALLAM (1982, 1992), läßt sich aber mit der relativen Meeresspiegelkurve für das Anden-Becken in HALLAM (1991) korrelieren. Abweichend zur Meeresspiegelkurve in HALLAM (1991) gaben ARDILL et al. (1996) für das Domeyko-Becken (Präkordillere, Nordchile) während des Oxfordiums einen Meeresspiegelanstieg an, der erst im obersten Oxfordium durch einen regressiven Zyklus unterbrochen wird. Die von HALLAM (1991) und ARDILL et al. (1996) angegebenen Meeresspiegelkurven für den andinen Bereich und eigene Beobachtungen zeigen deutlich, was für einen großen Einfluß regionale tektonische Bewegungen auf die Mächtigkeit der lokalen Wassersäule haben. Die Frage, wodurch die regionalen Hebungen ausgelöst wurden, kann mit verschiedenen Hypothesen beantwortet werden. Änderungen im Subduktionswinkel, die zu einem kompressiven tektonischen Regime im Arc-Bereich führen können, sind eine Variante (DALLMEYER 1996). In der Küstenkordillere von Iquique spielen eventuell auch vulkano-tektonische Hebungen eine Rolle, die sich von der sich allmählich ostwärts verlagernden Vulkanzone herleiten lassen, die im Bereich der Küstenkordillere und im Längstal zur Platznahme von sich aufbauenden Magmenkammern und Plutonkörpern führte (vgl. SLOAN & WILLIAMS 1991; SEYFRIED et al. 1991). Von weiterer tektonischer Bedeutung sind morphologische Rücken („ridges") auf der subduzierten ozeanischen Platte, die ebenfalls Hebungen veranlassen können. Zum einen führen diese „ridges", wenn sie subduziert werden, zu Hebungen im Vulkanbogenbereich oder sie verursachen sogar Kollisionen mit der überfahrenden Platte (in diesem Fall die Südamerikanische-Platte), die dann die Auslöser für eine kompressive Tektonik sind (FLINT et al. 1991; SEYFRIED et al. 1991; DALLMEYER 1996).

Nach GARCÍA (1967) und THOMAS (1970) wird für die jüngsten jurassischen und lithologisch sehr gleichförmigen Sedimente der Formationsname „Huantajaya" verwendet. Wie sich zeigte, handelt es sich bei dem von THOMAS (1970) aufgestellten „Santa Rosa-Schichtglied" sowohl um Abschnitte der El Godo- als auch der Huantajaya-Formation, dieser Name sollte daher nicht mehr verwendet werden. Bei der Josefina-Formation (Region von Negreiros), die SILVA (1977) als Äquivalent zur Huantajaya-Formation bezeichnet hat, liegen wie schon GARCÍA (1967) vermerkte, wesentlich jüngere Ablagerungen vor, die höchstwahrscheinlich in die untere Kreide gehören.

3. Kretazische Ablagerungen

Die die jurassischen Sedimente diskordant überlagernde kretazische Punta Barrancos-Formation (in der Region von Negreiros: Josefina-Formation) setzt sich nach THOMAS (1970) aus roten, trachyandesitischen Vulkaniten sowie terrestrischen Konglomeraten und Sandsteinen zusammen.

Nach EHRLICHMANN (1996) und KRAMER et al. (in Vorb.), die exemplarisch die Magmatite der Punta Barrancos-Formation beprobt haben, handelt es sich um saure, trachydazitische bis rhyolithische Vulkanite (Laven, Pyroklastite).
Die roten, höchstwahrscheinlich terrestrischen bzw. fluviatilen Sandsteine (mit Pflanzenresten: Lokalität Oficina Josefina, Negreiros) und Konglomerate (z.T. mit aufgearbeiteten Jura-Geröllen: Lokalität Mina Atahualpa) grenzen sich lithologisch deutlich von den jurassischen Sedimenten ab. Die von THOMAS (1970) nicht erwähnten, jedoch ebenfalls vorkommenden kretazischen, flachmarinen Kalke (z.B. bei den Lokalitäten „Oficina Josefina", „1203er"), bei denen wie bei der Huantajaya-Formation onkolithische, mikritische Kalke auftreten können, sind dagegen leicht mit den Huantajaya-Kalken zu verwechseln. Erschwerend kommt hinzu, daß lediglich nur schlecht erhaltene Bivalven (u.a. Trigoniidae) gefunden wurden. Die für die Biostratigraphie wichtigen Ammoniten konnten in diesen flachmarinen Sedimenten nicht beobachtet werden.

Beim „1203er", der zunächst als Jura-Aufschluß gedeutet und beprobt wurde, zeigte sich bei der Dünnschliffbetrachtung, daß in diesen flachmarinen Sedimenten ein hoher Anteil an detritischen Quarzkörnern charakteristisch ist. Bei einigen zwischengeschalteten Horizonten liegen sogar reine Quarz-Sandsteine vor. Ein hoher Anteil von detritischen Quarzkörnern ist für die jurassischen Sedimente in der Küstenkordillere von Iquique gänzlich untypisch, so daß dieses Merkmal geeignet ist, diese Sedimente von den jurassischen abzugrenzen. Die detritischen Quarzkörner lassen sich dabei auf die Aufarbeitung der sauren, kretazischen Vulkanite und auf den terrigenen Eintrag zurückführen. Die in diesen Sedimenten auftretende Makrofauna (Bivalven, Gastropoden) ließ sich nicht biostratigraphisch auswerten.

Koordinaten der Fundpunkte:

15. **Fundpunkt:** Oficina Josefina.
Koordinaten: 19°52' südl. Br./69°49' L.

16. **Fundpunkt:** „1203er".
Koordinaten: 20°18'30'' südl. Br./69°51' L.

4. Fauna

4.1 Material und Methodik

Abgesehen von diversen Ammoniten-Monographien liegen aus den letzten Jahren nur sehr wenige taxonomische Beschreibungen von mittel- bis oberjurassischen Fossilgruppen aus Nordchile vor. Um das mittel- bis oberjurassische Fossilspektrum darzustellen, wird eine Beschreibung der einzelnen Taxa gegeben. Insgesamt werden 106 Exemplare verschiedener Invertebraten-Gruppen taxonomisch eingeordnet. In einigen Fällen, bei besonders schlechter Erhaltung, konnte nur die Familienzugehörigkeit ermittelt werden. Die in den Sedimenten auftretenden Mikrofossilien werden im Kapitel 2.2 „Dünnschliffbetrachtung" abgehandelt.
Das Belegmaterial wird zunächst unter den angegebenen Probennummern an der TU-Berlin beim INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEOWISSENSCHAFTEN II aufbewahrt. Einige Exemplare der Reineckeiidae, die auch in GRÖSCHKE & KOSSLER (im Druck) abgebildet sind, befinden sich im MUSEUM FÜR NATURKUNDE, Berlin (M.B.-C.-Sammlungsnummern).

4.2 Beschreibung der Makrofaunen

Stamm: **Coelenterata** FREY & LEUCKART, 1847
Unterstamm: **Cnidaria** HATSCHEK, 1888
Klasse: **Anthozoa** EHRENBERG, 1834
Unterklasse: **Zoantharia** DE BLAINVILLE, 1830
Ordnung: **Scleractinia** BOURNE, 1900

Bei den Korallen handelt es sich um hermatypische Formen, die entweder solitär oder in Kolonien auftreten. Echte Riffe konnten nicht beobachtet werden; bei den koloniebildenden Formen kam es höchstens zur Ausbildung von kleindimensionierten Stotzen im cm- bis dm-Bereich. Die Korallen sind diagenetisch so verändert, daß Mikrostrukturen im Skelettaufbau nicht mehr zu erkennen sind. Liegen die Korallen in verkieselter Form vor, sind die makroskopischen Merkmale deutlich erhalten und ein Vergleich mit Korallen aus anderen chilenischen Lokalitäten ist möglich. Die Bestimmung von Korallen anhand makroskopischer Merkmale ist jedoch mit Vorsicht zu behandeln, da ökologische Faktoren die Ausbildung der makroskopischen Merkmale stark beeinflussen können. Den Bestimmungen der Korallen aus der Küstenkordillere von Iquique lag die monographische Bearbeitung der nordchilenischen Korallen von PRINZ (1991) zugrunde.

Familie: **Actinastraeidae** ALLOITEAU, 1952

Actinastrea cf. *crassoramosa* (MICHELIN, 1843)

Taf. 1, Fig. 2

cf. 1991 Actinastrea crassoramosa (MICHELIN); PRINZ: 181, Taf. 4, Fig. 5, Taf. 7, Fig. 1 (mit Synonym-Liste).

Material: 3 Bruchstücke.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkte Salar Loco Feliz I (Ko 160593/9) und Salar Loco Feliz II (Ko 190194/6).
Beschreibung: Bruchstücke einer ramosen Koralle, deren Äste einen Durchmesser von 11-19 mm aufweisen. Die Kelchdurchmesser liegen bei 2-3,5 mm. Die Anzahl der subkonfluenten Septen variiert zwischen 19-24.
Bemerkungen: Aus dem Bajocium vom Cerro Jaspe (Präkordillere, 22° südl. Breite, auf der geographischen Breite von Tocopilla) beschreibt PRINZ (1991) nur eine ramose Korallenart mit sehr

variablen Kelchdurchmessern, die er unter der Art *Actinastrea crassoramosa* zusammenfaßt. Die Zuordnung der von mir gefundenen Bruchstücke zu dieser Art geschieht unter Vorbehalt. Der Erhaltungszustand der Bruchstücke ist sehr schlecht, so daß nur ein oberflächlicher makroskopischer Vergleich mit dem Belegmaterial von PRINZ (1991) möglich ist.
Vorkommen: Nach PRINZ (1991) kommt *Actinastrea crassoramosa*, die bisher nur aus dem Oberjura beschrieben wurde, in Nordchile sowohl in Schichten des Bajociums als auch in Schichten des Oxfordiums vor.
Im Arbeitsgebiet tritt diese Korallenart zusammen mit *Montlivaltia* aff. *cottreaui* (COLLIGNON) im unteren Teil der Caleta Ligate-Formation auf. Stratigraphisch entspricht dieser Bereich der Humphriesianum-Zone des oberen Unterbajociums.

Actinastrea? ramulifera (ETALLON, 1864)

Taf. 1, Fig. 4

1991 *Actinastrea ramulifera* (ETALLON); PRINZ: 188, Taf. 6, Fig. 4, Text-Abb. 24 (mit Synonym-Liste).

Material: 9 Bruchstücke.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Weg zum Cerro Carpas (Ko 060593/-4); Profil Cerro Huantajaya (Ko 050394/-3).
Beschreibung: Bruchstücke von 7-9 mm dünnen ramosen Ästen, die sehr kleine Kelche mit einem Durchmesser zwischen 0,8-1,2 mm und konfluente Septen aufweisen. Der Erhaltungszustand dieser Bruchstücke ist sehr schlecht; aufgrund von Sammelkristallisationen sind im Schliffbild keine weiteren Merkmale zu erkennen. An einem verkieselten Fragment sind in den Kelchen 3 Septenzyklen zu beobachten. Das Vorhandensein einer Columella läßt sich aufgrund des Erhaltungzustandes nicht mit Sicherheit erkennen.
Bemerkungen: Die sehr kleinen Kelche mit den 3 Septenzyklen und die ramose Ausbildung legen nahe, daß es sich hier um die Korallenart *Actinastrea ramulifera* handelt. Aufgrund der schlechten Erhaltung ist auch diese Zuordnung mit einiger Unsicherheit behaftet. In MORSCH (1996) wird die von PRINZ (1991) als *Actinastrea ramulifera* bestimmte Koralle als fragliches Synonym für *Stephanastrea ramulifera* ETALLON aufgeführt.
Vorkommen: PRINZ (1991) beschreibt diese Form aus dem Callovium von Nordchile, das Vorkommen des Holotypus ist aus dem Oxfordium der Schweiz bekannt.
In der Küstenkordillere von Iquique tritt diese ramose Koralle in Schichten des Oxfordiums im Übergangsbereich der El Godo- zur Huantajaya-Formation auf.

Actinastrea pentagonalis (GOLDFUSS, 1826)

Taf. 1, Fig. 3

1991 *Actinastrea pentagonalis* (GOLDFUSS); PRINZ: 191, Taf. 6, Fig.7, Text-Abb. 28 (mit Synonym-Liste).

Material: 1 Bruchstück.
Fundort und Probennummer: Profil Cerro Huantajaya (Ko 050394/-3).
Beschreibung: Knollige und hemisphärische Kolonien, die kleine Stotzen im dm-Bereich bilden können. Die Kelchdurchmesser liegen bei 1-2,5 mm. Es lassen sich drei Septenzyklen erkennen. Aufgrund der Erhaltung ist die Columella nur bei einigen Kelchen zu erkennen.
Bemerkungen: Form und Ausbildung der Kelche entsprechen denen des Belegmaterials von PRINZ (1991), eine Zuordnung zu dieser Art erscheint mir daher gerechtfertigt.
Vorkommen: Im Arbeitsgebiet ist diese Koralle im gleichen stratigraphischen Niveau (mittleres Oxfordium - unteres Oberoxfordium?, Übergangsbereich El Godo-/Huntajaya-Formation) mit *Actinastrea? ramulifera* (ETALLON) vergesellschaftet.

Familie: **Latomeandriidae** ALLOITEAU, 1952

Microphyllia jaspensis PRINZ, 1991

Taf. 1, Fig. 1

1991 *Microphyllia jaspensis* n. sp. PRINZ: 182, Taf. 5, Fig. 1-3, Text-Abb. 19-20.

Material: Zwei verkieselte Bruchstücke.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Gallinazos (Ko 030493/-1, Ko 150593/-5).
Beschreibung: Mäandrierende Korallenkolonie mit unregelmäßig granulierten Septalflächen und Costo-Septen. Die Breite der Reihen liegt zwischen 8-14 mm, der Abstand der Kelchzentren im Mäander liegt bei 6-10 mm, die Septendichte auf den Hügeln beträgt 4 Septen pro 2 mm. Dissepimente konnten nicht eindeutig identifiziert werden.
Bemerkungen: Nach den makroskopischen Merkmalen können die beiden Bruchstücke der Korallenart *Microphyllia jaspensis* zugeordnet werden. Das Material läßt sich mit dem Belegmaterial von PRINZ (1991) vergleichen.
Vorkommen: Als Stratum typicum werden für *Microphyllia jaspensis* die Transgressionsschichten des oberen Unterbajociums am Cerro Jaspe (Nordchile, Präkordillere, ca. 70 Km nördl. von Calama) angegeben (PRINZ 1991).
Dieses entspricht stratigraphisch dem Vorkommen dieser Korallenart in der Küstenkordillere von Iquique, die bisher nur in den basalen Schichten der Caleta Ligate-Formation (Profil Estación Gallinazos) gefunden wurde. Die marine Sedimentation der Caleta Ligate-Formation setzt wie am Cerro Jaspe im oberen Unterbajocium (Humphriesianum-Zone) ein.

Familie: **Thamnasteriidae?** VANGHAN & WELLS, 1943

Thamnasteriidae? gen. et sp. indet

Taf. 1, Fig. 8

Material: 1 Exemplar.
Fundort und Probennummer: Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-16).
Beschreibung: Mäandrierende, thamnasterioide und inkrustierende Koralle mit kleinen Kelchdurchmessern zwischen 1-2 mm. Es sind 3 Septenzyklen und eine Columella zu erkennen. Die Kolonie wurde von Bohrmuscheln angebohrt. Die Bohrlöcher wurden mit Sediment verfüllt und liegen nun als keulenartige Vollformen vor, auf denen sich der Abdruck der angebohrten Koralle widerspiegelt.
Bemerkungen: Die vorliegende Koralle ist nicht näher bestimmbar. Eine Zuordnung zur Familie der Thamnasteriidae ist jedoch wahrscheinlich. Die makroskopischen Merkmale dieser Koralle zeigen entfernte Ähnlichkeiten mit denen von *Dendrastrea langrunensis* D'ORBIGNY aus der Familie der Thamnasteriidae, die PRINZ (1991) aus dem Callovium von Copaquiri (Präkordillere bei 21° südl. Breite, Nordchile) beschreibt. Anbohrungen der Korallen durch lithophage Bivalven, wie sie im vorliegenden Fall zu beobachten sind, sind in wärmeren Meeren bis in die heutige Zeit ein weit verbreitetes Phänomen (KLEEMANN 1980); von PRINZ (1987) wurde diese Form von Bioerosion häufig an mesozoischen Korallen aus Nordchile beobachtet.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium.

Familie: **Montlivaltiidae** DIETRICH, 1926

Montlivaltia aff. *cottreaui* (COLLIGNON, 1932)

Taf. 1, Fig. 6

aff. 1991 *Montlivaltia cottreaui* (COLLIGNON); PRINZ: 184, Taf. 5, Fig. 6 (mit Synonym-Liste).

Material: 27 Kelche.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkte Salar Loco Feliz I (Ko 160593/-9) und Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-1).
Beschreibung: Discoide bis cuneiforme Montlivaltien, bei denen die Wand, vor allem bei den größeren Exemplaren, bis zur Mitte der Septen randlich hochgezogen sein kann. Bei den einzelnen Kelchen lassen sich durchschnittlich 120 bis 130 Septen zählen. Die Größe der einzelnen Stücke ist sehr variabel, sie reicht von einem Durchmesser von 13 mm und einer Höhe von 8 mm bis zu einem Durchmesser von 30 mm und einer Höhe von 29 mm.
Bemerkungen: Die vorliegenden Montlivaltien zeigen Affinitäten zu der von PRINZ (1991) aus dem Bajocium beschriebenen *Montlivaltia cottreaui*, die Wuchsformen und die Größenverhältnisse weichen jedoch von den Maßen ab, die PRINZ (1991) für diese Art angegeben hat. Da bei solitären Korallen mit einer besonders großen intraspezifischen Variabilität gerechnet werden muß (GEYER 1954) und in der Variationsbreite liegende Wuchs- und Größenverhältnisse mit dem Material von PRINZ (1991) übereinstimmen sowie weitere makroskopische Merkmale wie Septenzahl und Ausbildung der Wand denen von *Montlivaltia cottreaui* entsprechen, erscheint mir eine Zuordnung in die verwandschaftliche Nähe dieser Art gerechtfertigt. Die Montlivaltien sind in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation besonders häufig vertreten. Es konnten nur die herausgewitterten verkieselten Montlivaltien einer näheren Betrachtung unterzogen werden. Es war nicht möglich, Exemplare zu bergen, die noch im festen Sedimentverband steckten.
Lebensweise: Nach GILL & LAFUSTE (1971) besiedelt *Montlivaltia* nicht verfestigte Substrate, wobei längliche, zylindrische Formen im Sediment stecken und flache Formen, wie die vorliegenden Exemplare, dem weichen Boden aufliegen.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Isastrea ex gr. *richardsoni* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851

Taf. 1, Fig. 7

ex gr. 1991 *Isastrea richardsoni* MILNE-EDWARDS & HAIME; PRINZ: 173, 185, Taf. 3, Fig. 9; Taf. 5, Fig. 9 (mit Synonym-Liste).

Material: 9 Bruchstücke.
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Gallinazos (Ko 021194/-1); Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-8, -10); Profil El Godo (Ko 020593/-5); Profil Oficina Condor (Ko 060294/-18); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 190194/-8); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-9b); Profil Oficina Aguada (Ko 041194/-9).
Beschreibung und Bemerkungen: Hemisphärisch-knollige bis scheibenförmige, sowie inkrustierende Kolonien im cm-Bereich, die wie PRINZ (1991) schon bemerkte, je nach Verkieselungs- und Verwitterungsgrad ein sehr unterschiedliches Aussehen haben können. Der Durchmesser der flachen polygonalen Kelche liegt zwischen 3,9 bis 5 mm. Nur an den gut erhaltenen Exemplaren konnten in den Kelchen 3 Septenzyklen erkannt werden.
Der Artbegriff dieser Koralle ist sehr weitgefaßt, so daß Konvergenzerscheinungen nicht auszuschließen sind (PRINZ 1991).
Die zur Formengruppe von *Isastrea richardsoni* gestellten Korallen sind in den Schichten der Caleta Ligate-Formation neben den Montlivaltien die häufigsten Scleractinier.
Vorkommen: Nach PRINZ (1991) tritt diese Formengruppe fast durch den gesamten Jura hindurch auf.

Im Arbeitsgebiet findet man diese Koralle in den Schichten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium).

Isastrea marcoui KOBY, 1885

Taf. 1, Fig. 5

1991 *Isastrea marcoui* KOBY; PRINZ: 170, Taf. 3, Fig. 3 (mit Synonym-Liste).

Material: 1 Bruchstück.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Gallinazos (Ko 030493/-1).
Beschreibung: Bei dem Exemplar handelt es sich um ein sehr mäßig erhaltenes, verkieseltes Bruchstück. Charakteristisch und gut erkennbar sind die tiefen polygonalen Kelche mit Durchmessern von 5-8 mm. Pro Kelch liegt die Anzahl der Septen über 30. Die Septen sind gezähnelt. Der Rand der Kelche ist durch eine dünne und hohe Septothek gekennzeichnet.
Vorkommen: PRINZ (1991) beschreibt diese Form aus dem Pliensbachium der Quebrada Chanchoquín und der Quebrada Pinte (ca. 200 Km südlich von Copiapó, Nordchile), das Vorkommen des Holotypus wird aus dem Bajocium/Bathonium der Schweiz angegeben.
Isastrea marcoui wurde von mir in der Küstenkordillere von Iquique bisher nur in den basalen Schichten der Caleta Ligate-Formation im Profil Estación Gallinazos gefunden.

Stamm: **Mollusca** CUVIER, 1797
Unterstamm: **Conchifera** LAMARCK, 1818

Klasse: **Gastropoda** CUVIER, 1795

Gastropoden sind in den flachmarinen jurassischen Sedimenten des Arbeitsgebietes zahlreich vertreten, liegen jedoch häufig nur in Steinkernerhaltung vor. Die Steinkerne sind meist skulpturlos und weisen überwiegend keine charakteristischen Gehäusemorphologien auf. Nach Modellversuchen von Herrn Dr. RIEDEL (FU-Berlin, mündliche Mitteilung) liefern Gastropoden, deren Gehäuse eine charakteristische Skulptur aufweisen können, meistens nur einfache Steinkernspiralen, die keinen Hinweis auf die gattungs- bzw. arttypische Skulptur geben. Eine nähere Bestimmung anhand dieser einfachen Gastropodensteinkerne ist in den meisten Fällen nicht möglich. Nur einige Prägesteinkerne und wenige Formen mit verkieselter Schalenerhaltung ließen somit eine Zuordnung zu Familien bzw. auch Gattungen zu. Die systematische Gliederung der Gastropoda erfolgte nach TAYLOR & SOHL (1962), GOLIKOV & STAROBOGATOV (1975), PONDER & WARÉN (1988) und BANDEL (1992). Zu den bestehenden vier Unterklassen können im folgenden jeweils Vertreter genannt werden.

Unterklasse: **Archaeogastropoda** THIELE, 1925
Überordnung: **Vetigastropoda** SALVINI-PLAWEN, 1980
Überfamilie: **Trochoidea** RAFINESQUE, 1815

Trochoidea gen. et sp. indet

Taf. 1, Fig. 9

Material: 1 Steinkern.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor (Ko 250194/-2).
Beschreibung: Großer, evoluter Steinkern in trochiformer Ausbildung. Das genabelte Gehäuse ist rechtsgewunden. Die rekonstruierte Höhe (der Apex ist nicht erhalten) des Gehäuses beträgt 71 mm, die Breite 73 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Breite von 0,97. Der rekonstruierte Apikalwinkel liegt bei 52°. Die Höhe der letzten Windung beträgt 24 mm. Es sind die drei letzten

Windungen erhalten, zum Apex hin ist eine vierte Windung noch ansatzweise zu erkennen. Der Querschnitt der Windung ist gerundet viereckig. Die Außenseite und die Unterseite der Windungen sind flach konvex. Die Ausbildung eines Schlitzbandes ist auf den Steinkernwindungen nicht zu erkennen. Die Mündung (Apertur) ist breiter als hoch. In der Mündung befinden sich Crustaceen-Fragmente. Der Steinkern zeigt Spuren von Anbohrungen.
Bemerkungen: Nach WENZ (1938-1944) und GÖTTING (1974) bilden die Trochoidea kein Schlitzband aus, die Schale ist meist perlmuttern. Bei dem vorliegenden Exemplar ist die ursprüngliche Schale vollständig weggelöst, höchstwahrscheinlich lag das Gehäuse ehemals in aragonitischer Schalensubstanz vor. Nach diesen Kriterien und unter Berücksichtigung der Gehäusemorphologie erscheint mir eine Zuordnung zur Überfamilie der Trochoidea wahrscheinlich.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Humphriesianum-Zone, oberes Unterbajocium.

Unterklasse: **Neritimorpha** GOLIKOV & STAROBOGATOV, 1975
Überfamilie: **Neritoidea** RAFINESQUE, 1815

Charakteristisch für die Neritoidea sind kugelige Gehäuse mit flachem Gewinde und nur wenigen Windungen (WENZ 1938-1944; BANDEL 1982). Von der Familie der Neritopsidae unterscheidet sich die Familie der Neritidae durch das Resorbieren der inneren Windungswände (WENZ 1938-1944; KOWALKE & BANDEL 1996). Nach GÖTTING (1974) bilden die Neritoidea keine Perlmuttschicht aus. Die gute Erhaltung der Gattungen *Lissochilus* und *Otostoma* spricht für einen Einbau von Kalzit in das Gehäuse. Bei einigen rezenten und fossilen Verwandten konnte dieses nachgewiesen werden (BANDEL 1982). Da die Neritimorpha während des Larvalstadiums einen planktotrophen Veliger ausbilden, sind sie in der Regel geographisch weit verbreitet (BANDEL 1992). Ein Einwandern in die marinen jurassischen Meeresbecken von Südamerika dürfte daher für Vertreter der Neritimorpha nicht schwierig gewesen sein. Nach WENZ (1938-1944) sind die Neritoidea pflanzenfressende Weidegänger.

Familie: **Neritopsidae** GRAY, 1847

Neritopsis? sp.

Taf. 1, Fig. 10

Material: 1 verdrückter Prägesteinkern.
Fundort und Probennummer: Profil nördl. Cerro Montechristo (Ko 280194/-1).
Beschreibung: Mäßig erhaltener und verdrückter Prägesteinkern mit niedrigem Gewinde und im Verhältnis zum Gehäuse sehr großer Endwindung. Die Höhe des Gehäuses beträgt 14 mm, die Breite kann nur annäherungsweise mit 15 mm angegeben werden. Die Höhe der letzten Windung beträgt 11 mm. Auf dem Steinkern hat sich die Skulptur in Form von axialen Rippchen aufgeprägt.
Bemerkungen: Die Windungen zeigen nicht die bei den Neritoidea häufig auftretende charakteristische Ausbildung von Kielen. Dieser Morphotyp läßt sich daher am ehesten mit der Gattung *Neritopsis* GRATELOUP vergleichen, die eine ähnliche kreiselförmig-kugelige und ungekielte Gehäuseform aufweist. Aufgrund der schlechten Erhaltung ist diese Zuordnung mit einiger Unsicherheit behaftet.
Vorkommen: Diese Gattung hatte im Jura ihren Entwicklungshöhepunkt und war mit zahlreichen Arten weltweit verbreitet (WENZ 1938-1944). Ein Vorkommen der Gattung *Neritopsis* aus den Humphriesianum-Schichten von Nordchile (Quebrada de la Iglesia, Manflas) wird von MÖRICKE (1894) erwähnt.
Das vorliegende Exemplar stammt von der Basis der Caleta Ligate Formation: Humphriesianum-Zone, oberes Unterbajocium.

Familie: **Neritidae** RAFINESQUE, 1815

Lissochilus sp.

Taf. 1, Fig. 11a-c

Material: 1 verkieseltes Gehäuse.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Gallinazos (Ko 030493/-1a).
Beschreibung: Kleines rechtsgewundenes, kreiselförmiges Gehäuse mit niedrigem, leicht erhobenem Gewinde und großer Endwindung. Die Höhe des Gehäuses beträgt 14 mm, die Breite 12,5 mm. Das Verhältnis Höhe/Breite beträgt 1,12. Die letzte Windung hat eine Höhe von 12 mm. Das Gehäuse ist ungenabelt. Im Inneren des Gehäuses (nicht mit Sediment verfüllt) ist zu erkennen, daß die inneren Wände der Windungen resorbiert sind. Drei Windungen sind deutlich erkennbar. Die äußere Flanke der Windung ist dreifach gekielt. Der obere Kiel befindet sich im oberen Bereich der Flanke knapp unterhalb der Sutur (an der Apertur beträgt der Abstand zur Sutur 2,1 mm). Die anderen beiden Kiele sind im mittleren Bereich der Flanke ausgebildet und liegen in nahem Abstand zueinander (an der Apertur mit einem Abstand von 1,8 mm). Der untere Kiel ist dabei etwas schwächer ausgeprägt. Auf dem Gehäuse lassen sich radiale Anwachslamellen erkennen, die sich in Abständen zu radialen prosoklinen Rippen verdicken und dann auf den Kielen Knötchen bilden. Auf der letzten Windung sind 14 Rippen und auf der vorletzten 20 Rippen ausgebildet. Die Apertur ist halbmondförmig und im Verhältnis zur Achse wenig schief. Der Mundrand ist an die vorletzte Windung angeheftet und unterbrochen. Die Innenseite ist, da die Innenwände resorbiert sind, durch eine glattrandige Schwiele verstärkt, die die Mundränder miteinander verbindet. Der äußere Mundrand ist scharf und oberhalb des oberen Kiels deutlich vorgezogen.
Bemerkungen: Die Beschreibung und Abbildung von *Lissochilus* ZITTEL in WENZ (1938-1944) erlaubt eine Zuordnung des vorliegenden Gehäuses zu dieser Gattung.
Vorkommen: Für das Vorkommen und die geographische Verbreitung dieser Gattung gibt WENZ (1938-1944) Mitteljura - Oberkreide von Europa, Nordafrika, Ostafrika und Vorderasien an. COVACEVICH (1985) erwähnt ein fragliches Auftreten von *Lissochilus* sp. aus unterkretazischen Sedimenten östlich von Copiapó (Nordchile).
Im Arbeitsgebiet kommt der vorliegende Gastropode in der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) vor.

Otostoma sp.

Taf. 2, Fig. 2, 3, 4, 5, 6

Material: 6 Exemplare mit verkieselter Schalenerhaltung sowie Fragmente.
Fundorte und Probennummern: Profil Aeropuerto Viejo (Ko 290194/-5a-f); Fundpunkt Cerro La Isla (Ko 170194).
Beschreibung: Kreiselförmige, rechtsgewundene Gehäuse mit niedrigem Gewinde und verhältnismäßig großer Endwindung. Die Gehäuse sind breiter als hoch. Die Höhen der Gehäuse liegen zwischen 15,5 mm und 22,5 mm, die zugehörigen Breiten zwischen 20 mm und 24 mm. Aus den jeweiligen Werten ergibt sich ein durchschnittliches Verhältnis Höhe/Breite von 0,87. Die entsprechenden Höhen der letzten Windung liegen je nach Größe der Gehäuse zwischen 13,7 mm und 20 mm. Die Gehäuse sind ungenabelt. Je nach Erhaltungszustand lassen sich zwei oder drei Windungen zählen. Die Außenflanke der Endwindung zeigt drei spiralig angeordnete Kiele. Die beiden oberen Kiele (der eine befindet sich direkt unterhalb der Sutur und der andere auf der Flankenmitte) sind deutlich wulstig ausgebildet. Der schwächer ausgeprägte dritte Kiel liegt merklich vom zweiten distanziert im unteren Flankenbereich. Die Endwindung ist durch die beiden oberen Kiele stufenartig geschultert. Auf den inneren Windungen lassen sich nur noch die beiden oberen Kiele beobachten. Auf dem Gehäuse erkennt man radiale Anwachslamellen, die sich in Abständen zu radialen Rippen verdicken und auf den Kielen Höcker bilden. Auf den Innenwindungen sind diese radialen Rippen zur Flanke schärfer abgegrenzt als auf der Endwindung, wo sie oftmals nur noch an den länglichen Höckern auf den Kielen zu erkennen sind. An einem Gehäuse (290194/5a, mit einer Gehäusehöhe von 15, 5 mm) konnten auf der Endwindung 7 Höcker und auf der vorletzten Windung

14 Höcker gezählt werden. Die Apertur ist halbmondförmig und schiefer als bei der vorher beschriebenen Gattung *Lissochilus*. Der äußere Mundrand ist scharf und im oberem Bereich vorgezogen. Innere Merkmale konnten, da die Gehäuse mit Sediment verfüllt sind, nicht beobachtet werden.
Bemerkungen: Die Beschreibung und Abbildung der Gattung *Otostoma* D'ARCHIAC in WENZ (1938-1944) entspricht dem vorliegenden Material.
Vorkommen: Für das Vorkommen und die geographische Verbreitung der Gattung *Otostoma* gibt WENZ (1938- 1944) Unterjura - Kreide von Europa, Vorderasien, Nordafrika, Asien und Nord- und Südamerika an. COVACEVICH (1985) erwähnt das Auftreten von *Otostoma* sp. aus der unteren Kreide östlich von Copiapó, Nordchile.
Im Arbeitsgebiet kommt *Otostoma* in den flachmarinen Kalksteinen der Huantajaya-Formation vor, was stratigraphisch wahrscheinlich der oberen Transversarium- (mittleres Oxfordium) bis Bifurcatus-Zone (unteres Oberoxfordium) entspricht (siehe Vorkommen *Perisphinctes* (*S.*) ex gr. *acandai-kreutzi* bzw. Kapitel 5. Chronostratigraphie).

Unterklasse: **Caenogastropoda** COX, 1959
Ordnung: **Cerithiimorpha** GOLIKOV & STAROBOGATOV, 1975
Überfamilie: **Cerithioidea** FERRUSAC, 1819
Familie: **Procerithiidae** COSSMANN, 1905

Procerithium? sp.

Taf. 2, Fig. 10

Material: 1 verkieseltes Fragment, Abdrücke.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-12).
Beschreibung: Kleines rechtgewundenes, turriculates Gehäuse mit einem Apexwinkel von 15°. Das Gehäuse hat eine Höhe von 18 mm und eine Breite von 5 mm. Das Verhältnis Höhe/Breite beträgt 3,6. 11 Windungen, mit konvex gewölbten Flanken, sind überliefert. Die Höhe der letzten Windung liegt bei 7 mm. Die Außenflanken der Windungen tragen eine deutliche Skulptur. Zwei parallel zueinander verlaufende Kiele befinden sich auf der Flankenmitte. Auf der Flanke sind zusätzlich schräg verlaufende, opisthokline Rippen ausgebildet, die dort, wo sie die Kiele kreuzen, Knötchen bilden. Durch den schrägen Verlauf der Rippen sind die Knötchen nicht untereinander sondern zueinander versetzt angeordnet. Wo sich die Windungen berühren, ist entlang der Sutur auf beiden Seiten ein deutlich abgesetzter Spiralreifen ausgebildet. Die Apertur ist weggebrochen.
Bemerkungen: In SCHRÖDER (1995) werden jurassische Gastropoden mit einer ähnlichen Skulptur beschrieben, die der Autor zur Gattung *Procerithium* COSSMANN stellt. Die Zuordnung des vorliegenden Materials zur Gattung *Procerithium* erfolgt, da kein Protoconch überliefert ist, nur nach den äußeren Merkmalen und ist daher mit Unsicherheit behaftet.
Lebensweise: In WIGNALL (1990) wird *Procerithium* zur herbivoren Epifauna gerechnet.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Unterklasse: **Heterostropha** FISCHER, 1885
Überordnung: **Allogastropoda** HASZPRUNAR, 1985
Überfamilie: **Nerineoidea** ZITTEL, 1873

Nerinella? sp.

Taf. 2, Fig. 7, 8, 9

Material: Zahlreiche Fragmente und Abdrücke.

Fundorte und Probennummern: Profil El Godo (Ko 020593/-8); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10); Fundpunkt Cerro Huelmul (Ko 230593/-14); Profil nördl. Cerro Montechristo (Ko 280194/-1); Profil Oficina Aguada (Ko 021194/-2).
Beschreibung: Turriculater, rechtsgewundener Gastropode mit spitzem Apikalwinkel um 8°. Die maximale, aus mehreren Fragmenten rekonstruierte Gehäusehöhe beträgt 62 mm, die Breite liegt bei 8,5 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Breite von 7,3. Die Höhe der letzten Windung beträgt 7 mm. Es konnten insgesamt 18 Windungen gezählt werden, die ersten juvenilen Umgänge lassen sich jedoch nicht mehr erfassen. Die Außenflanken der Windungen sind konkav ausgebildet. Bei den Exemplaren mit verkieselter Schalenerhaltung und bei einigen Abdrücken ist eine Skulptur in Form von Spiralreifen zu erkennen. Zwischen den Suturen lassen sich 5-6 Spiralreifen zählen. Die Querschnitte der Windungen sind annähernd viereckig. Bei den Querschnitten ist eine interne Spiral-Lamelle, eine sog. Falte, deutlich zu erkennen. Diese kräftig ausgebildete Falte zieht von der Mitte der Windungsaußenflanke nach innen. Aufgrund ihrer Position handelt es sich um eine Palatal-Falte, daraus ergibt sich eine Falten-Formel von 0010. Auf den Steinkernen spiegelt sich diese Palatal-Falte als tiefe Furche auf der Flankenmitte wider. Ob eventuell von der Spindel weitere, nur schwach ausgebildete und kleinere Spindelfalten ausgehen, ist nicht mehr zu erkennen (die Spindel unterlag während der Diagenese einer Umkristallisation, so daß sie von sekundären Kalzitanlagerungen nicht mehr klar abzugrenzen ist). Die Apertur ist an keinem Exemplar überliefert.
Bemerkungen: Nach BARKER (1990) werden die Falten im Laufe der Ontogenie gattungs- und arttypisch vom Gastropoden angelegt. Die Falten werden dabei nicht in den ersten Windungen und in der letzten halben Windung ausgebildet. Die Apertur ist daher am Fehlen der Falten sicher zu erkennnen. Aufgrund der mäßigen Erhaltung des vorliegenden Materials und des Fehlens von definiertem Vergleichsmaterial ist eine nähere Bestimmung dieses sehr häufigen Gastropoden aus den flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation nicht möglich. Nach Vergleichen mit Nerineen des Bajociums aus dem BRITISCHEN MUSEUM FÜR NATURKUNDE entsprach nach den äußeren morphologischen Kriterien die Art *Nerinella scalaris* (D'ORB.) am ehesten meinem Material, intern sind bei dieser Art jedoch drei Falten zu erkennen. Für die Gattung *Nerinella* SHARPE sind normalerweise drei Falten charakteristisch (BARKER 1990). Aus dem oberen Oxfordium von Polen wird jedoch von WIECZOREK (1979) eine *Nerinella*? sp. beschrieben, die wie die chilenischen Morphotypen auch nur Palatal-Falten als Internstrukturen aufweisen. Bezugnehmend auf die Darstellung von WIECZOREK (1979) stelle ich mein Material ebenfalls mit Fragezeichen zu dieser Gattung. Die heterostrophen Nerineoidea werden heutzutage zu den Allogastropoda gerechnet (SCHRÖDER 1995).
Lebensweise: Für die flachwasserbewohnenden Nerineoidea wird eine endo- bis teilweise epibenthonische Lebensweise in karbonatischen Environments angenommen (BARKER 1990; KOWALKE & BANDEL 1996). Die vorliegenden Morphotypen sind vergesellschaftet mit stenohalinen Gruppen wie Korallen und Brachiopoden, was für eine Lebensweise unter vollmarinen Bedingungen spricht. Nach den Studien von BARKER (1990) waren die fossilen Nerineoidea anscheinend Substratfresser. Die rezenten Pyramidelloidea GRAY, die heutzutage möglicherweise die nächsten Verwandten der Nerineoidea sind (RIEDEL, mündl. Mitteilung), weisen dagegen ausschließlich eine carnivore-parasitäre Lebensweise auf (WHITE et al. 1985). Nach meinen eigenen Beobachtungen an rezenten Gehäusen von *Pyramidella* aff. *ventricosa* (GUERIN), die zu diesem Zweck aufgesägt wurden, entwickelt dieser Gastropode sowohl Spindel- als auch von den Flanken ausgehende Falten. Geht man von einer verwandschaftlichen Beziehung der Pyramidelloidea zu den Nerineoidea aus, ist eine Ernährungsweise der Nerineoidea als Substratfresser eher unwahrscheinlich.
Vorkommen: In Chile sind diese Gastropoden in den Sedimenten des Bajociums eine häufig vorkommende und weit verbreitete Fossilgruppe (HILLEBRANDT, mündl. Mitteilung).
Im Arbeitsgebiet tritt diese Gattung in der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) auf.

Überordnung: **Opisthobranchia** MILNE-EDWARDS, 1848
Ordnung: **Cephalaspidea** FISCHER, 1883

Cephalaspidea gen. et sp. indet

Taf. 2, Fig. 1 a, b

Material: 1 Steinkern.
Fundort und Probennummer: Profil nördl. Cerro Montechristo (Ko 280194/-1).
Beschreibung: Der eispindelförmige, skulpturlose Steinkern ist rechtsgewunden mit einem rekonstruierten Apikalwinkel von 117°. Der Gehäusesteinkern hat eine rekonstruierte Höhe von 26 mm und eine Breite von 17 mm. Das Verhältnis Höhe/Breite beträgt 1,52. Die Höhe der letzten Windung liegt bei 18 mm. Drei Windungen mit konvexen Außenseiten sind überliefert, die juvenilen Windungen fehlen. Die Windungen setzen sich stufenartig voneinander ab. Die Sutur zwischen den Windungen ist auf dem Steinkern tief eingesenkt. Die Apertur ist schmal oval ausgezogen und wesentlich höher als breit. Bei einer Höhe von 18 mm beträgt die Breite der Mündung im mittleren Bereich 7 mm.
Bemerkungen und Lebensweise: Nach der annähernd convoluten Form und der charakteristischen Mündung könnte es sich bei dem vorliegenden Exemplar um einen Gastropoden der Cephalaspidae oder der Archaeopulmonata handeln. Da im Jura der Küstenkordillere von Iquique ein rein marines Environment ausgebildet war, ist eine Zuordnung zu den Cephalaspidae wahrscheinlicher, da Archaeopulmonata vornehmlich im Übergangsbereich Land-Meer auftreten (BANDEL 1992). In SCHRÖDER (1995) werden ähnliche Gehäuseformen von opisthobranchen Gastropoden aus dem Jura von Norddeutschland und Polen beschrieben. Die meisten Cephalaspidae gehören heutzutage zur grabenden Infauna, sowohl herbivore als auch carnivore Ernährungsweisen sind bei diesen Gastropoden vertreten (KAY 1979).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Humphriesianum-Zone, oberes Unterbajocium.

Klasse: **Bivalvia** LINNÉ, 1758

Bivalven sind in den jurassischen marinen Sedimenten der Küstenkordillere von Iquique zahlreich vertreten. Die Größen der Klappen werden wie folgt unterteilt: 1 - 30 mm klein, 30 - 50 mm mittelgroß, 50 - 100 mm groß und > 100 mm sehr groß. Die Bivalven sind überwiegend als Steinkerne erhalten. Generell liegt dabei die tiefgrabende Infauna in doppelklappiger Steinkernerhaltung vor, während die flachgrabende Infauna und die Epifauna größtenteils durch Steinkerne von aufgearbeiteten und somit isoliert vorliegenden Klappen überliefert ist. Bei Schalenerhaltung liegen die für die Systematik wichtigen Schloßtypen nur in den seltensten Fällen frei bzw. ließen sie sich nicht präparieren, die Bestimmung erfolgte daher überwiegend nach äußeren morphologischen Merkmalen. Die systematische Gliederung orientierte sich an COX et al. (1969), VOKES (1980) und MALCHUS (1990).

Unterklasse: **Pteriomorphia** BEURLEN, 1944
Ordnung: **Arcoida** STOLICZKA, 1871
Familie: **Parallelodontidae** DALL, 1898
Unterfamilie: **Grammatodontinae** BRANSON, 1942

Grammatodon sp.

Taf. 2, Fig. 11

Material: 1 Prägesteinkern (doppelklappig).
Fundort und Probennummer: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-9).
Beschreibung: Kleine, schief-rechteckige Gehäuseform mit stark gewölbten Klappen. Die Höhe beträgt 21 mm, die Länge 28 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,75. Der gerade Schloßrand hat eine Länge von 19 mm. Der Vorder- und Ventralrand ist konvex, der Hinterrand ist

eher gerade. Der hervortretende, leicht prosogyre Wirbel liegt etwas vor der Mitte. Die Skulptur der Klappen wird von feinen, divaricaten Rippen gebildet, die am Vorder- und Ventralrand einen Abstand bis zu 1,2 mm aufweisen. Im hinteren Bereich der Klappen sind die Abstände der Rippen merklich enger. In Verbindung mit den konzentrischen Anwachslamellen ist auf der Oberfläche ein feines Gittermuster zu erkennen.
Lebensweise: Nach ABERHAN (1992) gehören die Parallelodontidae zur filtrierenden Semi-Infauna.
Vorkommen: Die Gattung *Grammatodon* MEEK & HAYDEN ist im Jura weltweit verbreitet (COX et al. 1969; HALLAM 1974; DUFF 1978; JAITLY et al. 1995). Von HALLAM (1974) und IMLAY (1967) wird sie aus dem Bajocium des westlichen Nordamerikas beschrieben. Aus Südamerika ist ein häufiges Vorkommen in Schichten des Bajociums von Argentinien bekannt (RICCARDI et al. 1990).
Im Arbeitsgebiet tritt diese Gattung in der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) auf.

Überfamilie: **Pinnacea** LEACH, 1819
Familie: **Pinnidae** LEACH, 1819

Pinna aff. *kingi* MEEK, 1877

Taf. 2, Fig. 13, 14

aff. 1964 *Pinna kingi* MEEK; IMLAY: 25 (mit Synonym-Liste).
aff. 1967 *Pinna kingi* MEEK; IMLAY: 78, Taf. 1, Fig. 20-22.

Material: 7 unvollständige Steinkerne (z.T. doppelklappig).
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10, -11, -18); Profil El Godo (Ko 020593/-2); Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-2, -4); Profil Oficina Condor (Ko 060294/-19).
Beschreibung: Großwüchsige, schmal-keilförmige und stark verlängerte Klappen, die zum Wirbel spitz zulaufen. Anhand von zwei Fragmenten konnte eine Länge von 117 mm rekonstruiert werden. An der Spitze wird dabei eine Höhe von 4 mm, am Ende der Klappen eine Höhe von 40 mm erreicht. Der Querschnitt durch die Klappen ist rautenförmig und erreicht eine maximale Breite von 25 mm, die Breite verflacht sich dabei zum Hinterende auf 20 mm. Der Dorsal- und Ventralrand ist geradlinig. Der zugespitze Wirbel liegt am vordersten Ende. Die Klappen werden durch einen scharfen Mittelkiel in eine Dorsal- und Ventralhälfte geteilt, die mit einem Winkel zwischen 110° - 120° zueinander liegen. Die Skulptur der Dorsalhälfte zeigt ungefähr 14 schwache und feine radiale, anscheinend punktate Rippen. Senkrecht dazu verlaufen grobe Wachstumsrunzeln und -furchen, so daß ein gitterartiges Netzwerk entsteht. Die Skulptur der Ventralhälfte wird von langausgezogenen konzentrischen Rippen gebildet. Unterhalb des Mittelkiels, im oberen Bereich der Ventralhälfte, wird die konzentrische Skulptur von schwachen radialen Rippen überlagert.
Bemerkungen und Lebensweise: Dieser Morphotyp wurde schon von MÖRICKE (1894) aus den Humphriesianum-Schichten östlich von Iquique beschrieben und mit europäischen Formen verglichen. Mit der von IMLAY (1964b, 1967) aus dem Bajocium des westlichen Nordamerikas abgebildeten *Pinna kingi* MEEK liegen große Affinitäten vor. Auch zu *Pinna* (*Pinna*) *lanceolata* SOWERBY bestehen gewisse Affinitäten, deren stratigraphisches Vorkommen wird jedoch erst für das untere Callovium bis untere Oxfordium angegeben (DUFF 1978; DUFF 1994). In der Küstenkordillere von Iquique sind diese Steckmuscheln häufig in den Sedimenten des Bajociums vertreten, stellenweise (z.B. Cerro Fidel) liegen sie sogar in Lebensstellung überliefert vor.
Die Gattung *Pinna* LINNÉ gehört zur filtrierenden Semi-Infauna (FÜRSICH 1976; ABERHAN 1992).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Humphriesianum- bis Rotundum-Zone, Bajocium.

Ordnung: **Pterioida** NEWELL, 1965
Unterordnung: **Pteriina** NEWELL, 1965

Überfamilie: **Pteriacea** GRAY, 1847
Familie: **Bakevelliidae** KING, 1850

Costigervillia aff. *crassicosta* (MORRIS & LYCETT, 1853)

Taf. 2, Fig. 12

aff. 1995 *Costigervillia crassicosta* (MORRIS & LYCETT); MUSTER: 48-49, Taf. 6, Fig. 11-14, Taf. 7, Fig.1-3 (mit Synonym-Liste).
aff. 1995 *Costigervillia crassicosta* (MORRIS & LYCETT); JAITLY et al.: 170-171, Taf. 6, Fig. 10.

Material: 3 linke Klappen in Steinkernerhaltung.
Fundort und Probennummer: Profil El Godo (Ko 020593/-5); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (190194/-5).
Beschreibung: Mittelgroß, schief pteriiform und bialat. Der kleinste und am besten erhaltene Steinkern hat eine Höhe von 27 mm (das größte Exemplar ereicht eine Höhe von 47 mm) und eine Länge von 44 mm. Vor und hinter dem Wirbel sind Flügel ausgebildet. Der vordere Flügel ist spitz langgezogen und erreicht eine Länge von 13 mm. Der hintere Flügel ist breiter, hat eine Länge von 19 mm und ist am hinteren Ende zugespitzt. Die Flügel werden von vertikalen Anwachslamellen bedeckt. Der Schloßrand hat eine Länge von 39 mm. Der prosogyre Wirbel liegt im vorderen Bereich und ragt über den Schloßrand hinaus. Die Klappen sind stark konvex gewölbt. Vom Wirbel zieht ein scharfkantiger Rücken zum hinteren Ventralrand. Parallel zu diesem Rücken ist im hinteren Bereich eine Furche ausgebildet. Auf der Oberfläche der Flanke ist eine Skulptur in Form von konzentrischen Anwachslamellen sowie radialen Rippen zu erkennen.
Bemerkungen: Nach der Gattungsdiagnose in COX et al. (1969) und MUSTER (1995) ist für die ungleichklappige Gattung *Costigervillia* COX & ARKELL ein spitzer anteriorer Flügel und eine Skulptur in Form von radialen Rippen charakteristisch. Nach MUSTER (1995) lassen sich innerhalb dieser Gattung zwei Arten, *Costigervillia crassicosta* und *Costigervillia choffati* (FÜRSICH & WERNER 1989), unterscheiden. Das chilenische Material zeigt dabei Affinitäten zur Art *Costigervillia crassicosta*, für die eine stärkere Schalenschiefe und ein Hervorragen des Wirbels über den Schloßrand diagnostiziert wird. Ein exakterer Vergleich mit der arttypischen Berippung ist jedoch nicht möglich, da sich die Skulptur auf den Schaleninnenseiten im allgemeinen nicht deutlich widerspiegelt, so daß bei der vorliegenden Steinkernerhaltung die Berippung nicht vollständig erfaßt werden kann.
Lebensweise: Die Bakevelliidae gehören zur filtrierenden Epifauna, sie sind meistens mit dem Byssus angeheftet (ABERHAN 1992). Nach MUSTER (1995) geht man bei den stark ungleichklappigen Formen wie *Costigervillia* von Liegeformen aus. Der Schwerpunkt ist bei diesen Formen in den Bereich des Wirbels verlagert, so daß der Wirbel etwas tiefer im Sediment steckte. Eine zusätzliche Stabilisierung wurde durch die starke Berippung der Klappen erreicht. Eine weite geographische Verbreitung ist möglich, da für die Bakevelliidae ein langes, planktotrophes Larvalstadium angenommen wird (MUSTER 1995).
Vorkommen: Das Vorkommen von *Costigervillia crassicosta* ist bisher sicher aus dem mittleren Jura von England und Frankreich bekannt, ein fragliches Vorkommen wird aus der oberen Trias von China (Yunnan) und aus dem mittleren Jura von Tunesien und SW-China angegeben (MUSTER 1995). Von JAITLY et al. (1995) wird ein weiteres Vorkommen aus dem Callovium von Kachchh (Indien) angegeben. Ein Vorkommen von *Costigervillia* in Chile wird von HILLEBRANDT & SCHMIDT-EFFING (1981) aus dem Grenzbereich Toarcium/Aalenium bei 29° südlicher Breite (Hochkordillere, Quebrada El Corral) erwähnt.
Im Arbeitsgebiet tritt diese Art in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) auf.

Familie: **Isognomonidae** WOODRING, 1925

Isognomon (*Isognomon*) sp.

Material: 1 mäßig erhaltenes, doppelklappiges Exemplar.
Fundort und Probennummer: Profil El Godo (Ko 020593/-2).
Beschreibung: Sehr großwüchsig, rhomboidal, bedeutend höher als lang. Die Höhe beträgt 106 mm, die rekonstruierte Länge liegt bei 76 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 1,4. Die Klappen sind sehr komprimiert, das doppelklappige Exemplar weist eine Breite von nur 20 mm auf. Der gerade Schloßrand hat eine Länge von 42 mm. Der spitze, prosogyre Wirbel befindet sich am Vorderende des Schloßrandes. Der Vorderrand ist vom Wirbel ausgehend s-förmig geschwungen und im unteren Bereich stark konvex ausgebildet. Im Zentrum des oberen konkaven Bogens beträgt der Abstand zum Hinterrand 45 mm, an der vorgeschwungensten Stelle des unteren Bogens, der über die Spitze des Wirbels hinausreicht, wird die maximale Länge der Klappe erreicht. Der Ventralrand ist konvex, der Hinterrand eher gerade. Die Oberfläche der Klappen wird von Anwachslamellen bedeckt.
Lebensweise: Nach FÜRSICH (1976) gehört *Isognomon* zur filtrierenden, byssaten Epifauna.
Vorkommen: Die Gattung *Isognomon* SOLANDER in LIGHTFOOT ist von der oberen Trias - rezent weltweit verbreitet (COX et al. 1969). Vorkommen aus dem mittleren und oberen Jura werden u.a. von FÜRSICH & WERNER (1988), DUFF (1994) und JAITLY et al. (1995) beschrieben.
Im Arbeitsgebiet tritt diese Gattung in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium) auf.

Überfamilie: **Pectinacea** RAFINESQUE, 1815
Familie: **Posidoniidae** FRECH, 1909

Bositra buchii (RÖMER, 1836)

Taf. 2, Fig. 15

1992 *Bositra buchii* (RÖMER), CONTI & MONARI: 196-199, Taf. 1, Fig. 1-4; Taf. 2, Fig. 3-5 (mit Synonym-Liste).

Material: Zahlreiche flache Abdrücke ohne Schalenerhaltung, selten körperlich erhalten.
Fundorte und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique, Abschnitt II (Ko 260393/-1), (Ko 290393/-1); Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-17); Profil Estación Gallinazos (Ko 150593/-8); Fundpunkt Estación Las Carpas (Ko 290493/-4).
Beschreibung: Kleinwüchsig, suborbicular, dünnschalig und komprimiert. Die Länge variiert zwischen 5 mm und 28 mm, die entsprechenden Höhen liegen zwischen 4 mm und 25 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge wurde an 30 Exemplaren ausgemessen und liegt durchschnittlich bei 0,86. Der Dorsalrand ist gerade und relativ kurz , Vorder-, Ventral- und Hinterrand sind ausgeprägt konvex ausgebildet. Der kleine spitze Wirbel liegt etwas vor der Mitte. Die Skulptur der Klappen wird von kräftigen und konzentrischen Rippen gebildet. Die Breite der Rippen ist nicht konstant, sondern zeigt von Rippe zu Rippe große Unregelmäßigkeiten.
Bemerkungen: In der älteren Lokalliteratur wird dieser Morphotyp häufig unter den Synonymen *Posidonomya alpina* GRAS, *Posidonomya ornati* QUENSTEDT bzw. *Bositra ornati* (QU.) aufgeführt (z.B. STEINMANN 1881; WEAVER 1931; BIESE 1956). *Bositra buchii* ist in den Sedimenten der El Godo-Formation sehr häufig vertreten und bildet in einigen Horizonten regelrechte Muschelpflaster. Beachtliche Größen werden vor allem in den Schichten des oberen Bajociums erreicht, wo einzelne Exemplare Längen von bis zu 28 mm aufweisen. CONTI & MONARI (1992) beobachteten eine extreme Variabilität der Klappenform und Ornamentation von *Bositra buchii*, die sie als Ausbildungen von Ökotypen interpretierten.
Lebensweise: Über die Lebensweise von *Bositra buchii* existieren verschiedene Auffasungen: Von JEFFERIES & MINTON (1965) wurde für *Bositra* eine nektoplanktonische und von DUFF (1978) eine pseudoplanktonische Lebensweise angenommen. Von STURANI (1967: zitiert in DIETL 1978)

wurde das Auftreten von *Bositra buchii* in Verbindung mit dichten Algenwäldern gesehen. Heutzutage zählt man *Bositra buchii* zur Benthosfauna, die eine opportunistische Lebensweise aufweist (CONTI & MONARI 1992; WIGNALL 1993; RÖHL et al. 1997). WIGNALL (1993) vertritt die Auffassung, daß es sich dabei um Benthonten handelte, die niedrige Sauerstoffgehalte vertrugen. Nach CONTI & MORANI (1992) und RÖHL (mündl. Mitteilung) ist die ökologische Reichweite eher beschränkt, *Bositra buchii* ist dabei auf einen ausreichenden O_2-Gehalt im Lebensraum angewiesen.
Vorkommen: El Godo-Formation: Bajocium (Rotundum-Zone) bis mittleres Callovium.

Bositra cf. *dalmasi* (DUMORTIER, 1871)

Taf. 2, Fig. 16

cf. 1881 *Posidonomya Dalmasi* DUMORTIER; STEINMANN: 256.
1914 *Posidonomya escuttiana* Douglas
cf. 1923 *Posidonomya Dalmasi* DUMORTIER; STEHN: 142-143.
cf. 1987 *Bositra ornati* (QUENSTEDT); DAMBORENEA: 164-166, Taf. 4, Fig. 7 (mit Synonym-Liste).

Material: Zahlreiche flachgedrückte Abdrücke.
Fundorte und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique, Abschnitt II (Ko 190493/-4); Fundpunkt AT 7 I (vgl. Profil Nr. 7 in THOMAS 1970) (Ko 040493/-3); Fundpunkt 7774/394 (Ko 280194/-6).
Beschreibung: Äußere Form wie *Bositra buchii* (RÖMER), die Exemplare erreichen beachtliche Größen bis zu 29 mm Länge und 24 mm Höhe. Zusätzlich wird die konzentrische Berippung von engen, unregelmäßigen und radialen Striae überlagert. Diese feinen Striae befinden sich vor allem im mittleren Bereich der Klappe. Im Bereich entlang des Vorder- und Hinterrandes sind die Striae stark abgeschwächt und kaum zu erkennen. Aufgrund der flachgedrückten Erhaltung, bei der größtenteils auch die Schalensubstanz weggelöst ist, sind das Ligament, das Schloß und weitere Internstrukturen nicht zu beobachten.
Bemerkungen: Schon von STEINMANN (1881) und COURTY (1897: zitiert in STEHN 1923) wird eine Bositra mit Radialstreifung unter dem Artnamen „*Posidonomya*" *dalmasi* aus Südamerika beschrieben. In STEHN (1923) werden Bositren aus der STEINMANN-Sammlung (aus Caracoles, Chile), die eine Radialstreifung aufweisen, ebenfalls als „*Posidonomya*" *dalmasi* bezeichnet. In DOUGLAS (1914) ist vom Morro de Arica (Chile) ebenfalls eine radialgestreifte *Bositra* als „*Posidonomya*" *escuttiana* beschrieben und abgebildet, die STEHN (1923) als Synonym von „*P.*" *dalmasi* betrachtet.
Aus Argentinien werden von DAMBORENEA (1987) sowohl Bositren, die nur eine konzentrische Berippung aufweisen als auch solche mit zusätzlichen radialen Striae zu *Bositra ornati* gestellt. DAMBORENEA (1987) beschreibt diese Striae als entweder primäre Strukturen oder als diagenetische Erscheinungen. Bei meinen Stücken sind die Striae sehr deutlich ausgebildet. Formen mit Striae treten in der gleichen Fazies auch neben ungestreiften Bositren auf, so daß es sich wohl eher um primäre Strukturen handelt.
Nach STEINMANN (1881) und STEHN (1923) liegen hier zwei Arten vor. Diejenigen Morphotypen, die eindeutig nur eine konzentrische Berippung aufweisen, werden dabei zu *Bositra buchii* gerechnet (vgl. CONTI & MONARI 1992). Die Formen mit den Striae lassen sich wahrscheinlich mit der Art *Bositra dalmasi* vergleichen. In STEINMANN (1881) und STEHN (1923) sind keine Abbildungen vorhanden, so daß bei der Zuordnung zu *B. dalmasi* eine gewisse Unsicherheit gegeben ist. Die in DOUGLAS (1914) abgebildete „*Posidonomya*" *escuttiana*, die von STEHN (1923) als Synonym von „*P.*" *dalmasi* betrachtet wird, entspricht jedoch meinem Material.
Weitere *Bositra*-ähnliche Morphotypen, die auch radiale Striae aufweisen, wurden in Schichten des unteren Juras (Toarcium, Posidonienschiefer) von Deutschland beobachtet (RÖHL, mündl. Mitteilung); wie bei meinem Material stehen auch in diesem Fall nur flachgedrückte Exemplare zur Verfügung.
Vorkommen: Das Vorkommen von *B. dalmasi* in Südamerika wird von STEHN (1923) für das Callovium angegeben.

Dieser Morphotyp kommt im Arbeitsgebiet in den Schichten der El Godo-Formation (Oberbathonium bis Mittelcallovium?) vor, ist aber bei weitem nicht so häufig wie *Bositra buchii* vertreten.

Familie: **Entoliidae** KOROBKOV, 1960

Entolium (*Entolium*) *corneolum* (YOUNG & BIRD, 1828)

Taf. 2, Fig. 17

1978 *Entolium* (*Entolium*) *corneolum* (YOUNG & BIRD), DUFF: 62-64, Taf. 4, Fig. 25, 29, 30, Taf. 5, Fig. 3-5 (mit Synonym-Liste).
1984 *Entolium* (*Entolium*) *corneolum* (YOUNG & BIRD); JOHNSON: 45, Taf. 1, Fig. 24-26.
1990 *Entolium* (*Entolium*) *corneolum* (YOUNG & BIRD); KÄSTLE: 86, Taf. 11, Fig. 1.
1994 *Entolium* (*Entolium*) *corneolum* (YOUNG & BIRD); DUFF: 96, Taf. 2, Fig. 9.
1995 *Entolium* (*Entolium*) *corneolum* (YOUNG & BIRD); JAITLY et al.: 193, Taf. 18, Fig. 8-9.

Material: 8 Klappen, teils Abdrücke, teils Schalenerhaltung.
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10); Profil El Godo (Ko 020593/-2); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-1).
Beschreibung: Die Klappen sind suborbicular und höher als lang. Die kleinste Klappe hat eine Höhe von 14 mm und eine Länge von 12 mm, die größte Klappe hat eine Höhe von 32 mm und eine Länge von 27 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge liegt durchschnittlich bei 1,17. Der kleine zugespitzte Wirbel liegt in der Mitte. Vor und hinter dem Wirbel befinden sich zierliche kleine Ohren, die von der eigentlichen Schale durch eine Aurikular-Furche abgesetzt sind. Die Skulptur der Schale besteht aus konzentrischen Anwachslamellen. Bei den Stücken mit Schalenerhaltung sind schwache Radialstreifen zu erkennen, die der Schale ein sehr feines Netzmuster verleihen.
Lebensweise: Nach JOHNSON (1984) besiedelte *E.* (*E.*) *corneolum* Weich- bis Hartgründe und bevorzugte normale, marine Verhältnisse. Als Epifauna unterlag *E.* (*E.*) *corneolum* besonders schnell Aufarbeitungen und Sortierungen, es liegen daher nur einklappige Exemplare vor.
Vorkommen: Weltweit verbreitete Art (Deutschland, England, Indien, Chile) mit einer stratigraphischen Reichweite vom Bajocium bis zum Kimmeridgium.
In der Küstenkordillere von Iquique ist diese Art in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) vertreten.

Familie: **Pectinidae** RAFINESQUE, 1815

Propeamussium (*Propeamussium*) sp.

Taf. 2, Fig. 18

Material: 1 Steinkern, einklappig..
Fundort und Probennummer: Fundpunkt westl. des Cerro Petroleo (010294/-1).
Beschreibung: Sehr kleinwüchsig, suborbicular. Die Länge beträgt 6 mm, die Höhe beträgt 7 mm. Der spitze Wirbel liegt in der Mitte, vor und hinter dem Wirbel sind Ohren ausgebildet. Die Skulptur des Steinkernes wird von 10 radialen, tief eingeschnittenen Furchen, die unterhalb des Wirbels einsetzen und bis zum Ventralrand reichen, gebildet.
Bemerkungen: Von TORNQUIST (1898), RICCARDI et al. (1990) und DAMBORENEA et al. (1992) wird aus Schichten des Bajociums am Espinazito-Paß und von der Lokalität Carro Quebrado, Neuquen (Argentinien) das Vorkommen von *Propeamussium* (*P.*) *andium* (TORNQUIST) erwähnt. Eine Zuordnung des vorliegenden Exemplares zu dieser Art ist jedoch aufgrund der geringen Größe mit zuviel Unsicherheit behaftet.

Lebensweise: JOHNSON (1984) gibt für *Propeamussium* DE GREGORIO eine epibenthonische und überwiegend freie Lebensweise an, die eine weite Unabhängigkeit vom Substrat zeigt sowie variable Sauerstoffbedingungen und unterschiedliche Wasserbewegungen verträgt.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Camptonectes (*Camptonectes*) cf. *auritus* (V. SCHLOTHEIM, 1813)

cf. 1984 *Camptonectes* (*Camptonectes*) *auritus* (V. SCHLOTHEIM); JOHNSON: 113-124, Taf. 3, Fig. 25-40 (mit Synonym-Liste).
cf. 1990 *Camptonectes* (*Camptonectes*) *auritus* (V. SCHLOTHEIM); KÄSTLE: 86.
cf. 1994 *Camptonectes* (*Camptonectes*) *auritus* (V. SCHLOTHEIM); DUFF: 96-97, Taf. 3, Fig. 1.

Material: 2 Abdrücke (aufgrund der unvollständigen und schlechten Erhaltung nicht abgebildet).
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-1).
Beschreibung: Suborbiculare Form mit einer Höhe von 32 mm und einer Länge von 30 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge beträgt 1,06. Der Wirbel ist klein und zugespitzt und liegt annähernd in der Mitte. Die Ohren sind bei den Abdrücken nicht überliefert. Die Schale zeigt eine charakteristische Skulptur. Die juvenile Klappe, die sich bis 10 mm unter den Wirbel erstreckt, erscheint fast glatt und zeigt nur bei näherer Betrachtung eine sehr schwache Skulptur. Auf der adulten Schale sind feine punktate und divaricate Radialstreifen entwickelt, die mit den konzentrischen Anwachslamellen ein reticulates Netzmuster bilden.
Bemerkungen: Eine sehr ähnliche Form beschreibt IMLAY (1964b, 1967) aus dem Bajocium von Nordamerika unter dem Art-Namen *Camptonectes platessiformis* WHITE. Nach den Beschreibungen und Abbildungen war es mir nicht möglich, zwischen diesen beiden Arten zu differenzieren, möglicherweise handelt es sich dabei um Synonyme. Die Zuordnung zu *C.* (*C.*) *auritus* erfolgt, da nur unvollständige Abdrücke vorliegen, unter Vorbehalt nach dem äußeren morphologischen Erscheinungsbild.
Lebensweise: Nach JOHNSON (1984) bevorzugt *Camptonectes* (*C.*) *auritus* flachmarine Environments mit einem sandigen oder oolitischen Substrat.
Vorkommen: *C.* (*C.*) *auritus* ist eine weltweit verbreitete und stratigraphisch langlebige Art. Von JOHNSON (1984) wird das Vorkommen dieser Art in Großbritannien vom Aalenium bis zum Tithonium angegeben. Nach RICCARDI et al. (1990) ist sie in Südamerika vom Toarcium bis zum Bajocium verbreitet. Im fränkischen Jura tritt sie in Bänken des Oberbajociums-Unterbathoniums und des Unteroxfordiums auf (KÄSTLE 1990). Von JAITLY et al. (1995) wird ein weiteres Vorkommen aus der Kvada-Formation (Bajocium-Bathonium) und aus der Chari-Formation (Callovium) von Indien beschrieben.
Im Arbeitsgebiet kommt diese Art in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium) vor.

Camptonectes (*Camptonectes*) *stygius* WHITE, 1874

Taf. 2, Fig. 19

1964b *Camptonectes stygius* IMLAY: 25-26, Taf. 2, Fig. 1-10 (mit Synonym-Liste).

Material: 3 rechte und 2 linke Klappen.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-8), Profil El Godo (Ko 010593/-5, Ko 020593/-2); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10, Ko 190194/-7).
Beschreibung: Suborbicular, mittelgroß und höher als lang. Bei den Klappen liegen die Höhen zwischen 30-40 mm, die Längen zwischen 24-34 mm, das durchschnittliche Verhältnis Höhe/Länge liegt bei 1,2. Die linke Klappe ist konvexer als die rechte Klappe. Der kleine, angedeutet prosogyre und zugespitzte Wirbel liegt in der Mitte. Die Ohren vor und hinter dem Wirbel sind in ihrer Ausbildung unterschiedlich, das vordere Ohr ist dabei beträchtlich größer als das hintere. Die Ohren werden von annähernd vertikalen Anwachslamellen bedeckt. An Skulptur zeigen die Klappen feine

konzentrische Anwachslamellen. Eine schwache radiale Streifung ist bei einigen Exemplaren an den Rändern zu beobachten.
Bemerkungen: Das vorliegende Material entspricht der Beschreibung und Abbildung von *Camptonectes stygius* in IMLAY (1964b). Im Unterschied zu *C.* (*C.*) cf. *auritus* ist bei *C.* (*C.*) *stygius* kein reticulates Netzmuster auf der Adultschale ausgebildet.
Vorkommen: Im Westen der USA tritt diese Art in marinen Sedimenten des Bajociums-Untercalloviums besonders häufig auf (IMLAY 1964b).
In der Küstenkordillere von Iquique wurden die vorliegenden Exemplare in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) gefunden.

Familie: **Buchiidae** COX, 1953

Praebuchia? sp.

Taf. 3, Fig. 1

Material: Zahlreiche linke und rechte Klappen mit Schalenerhaltung, teilweise flachgedrückt.
Fundorte und Probennummern: Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 280393/-1); Profil Playa Blanca (Ko 310194/-1); Profil 4 km südlich vom Cerro La Isla (Ko 301094/-3); Profil „1170er" (Ko 060995/-1).
Beschreibung: Kleinwüchsig, sehr inäquivalv, schief-oval und höher als lang. Die Längen liegen zwischen 5 mm - 18 mm, die Höhen liegen zwischen 6 mm - 22 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge wurde an 25 Exemplaren ausgemessen und liegt durchschnittlich bei 1,15. Der Schloßrand ist sehr kurz. Vorder- und Hinterrand sind leicht konvex. Der Ventralrand ist ausgeprägt konvex. Der länglich-spitze Wirbel der linken Klappe ist deutlich hervorgehoben und prosogyr. Die linke Klappe ist stark konvex gewölbt und zu den Rändern hin merklich abgeflacht. Der Wirbel hebt sich besonders deutlich hervor, dadurch zeigen die Klappen zum vorderen Bereich hin einen steilen Abfall. Die rechten Klappen sind dickschalig, sehr flach bis leicht konkav, die Wirbel sind hier kaum merklich erhoben. Ohren konnten nicht beobachtet werden. An Skulptur zeigen die Klappen eine kräftige, konzentrische Berippung. Bei den größeren Exemplaren können bis zu 30 Rippen gezählt werden.
Bemerkungen: Nach SURLYK & ZAKHAROV (1982) und SHA JINGENG & FÜRSICH (1994) ist die Gattung *Praebuchia* ZAKHAROV eine relativ primitive *Buchia* (s.l.), die im Umriß und der Skulptur einer *Buchia* (s.s.) entspricht, aber ein inneres Ligament und eine Ligamentarea in der Ebene der Kommissur aufweist. Die Gattungen *Praebuchia* und *Buchia* sind weltweit in beiden Hemisphären in geographischen Breiten höher als 30° verbreitet, wobei sie im Oberjura und in der Unterkreide überwiegend in den borealen Regionen auftreten (SURLYK & ZAKHAROV 1982; LI XIAOCHI & GRANT-MACKIE 1988; SHA JINGENG & FÜRSICH 1994). *Praebuchia* tritt im Gegensatz zu *Buchia* ROUILLIER stratigraphisch früher im Callovium und Oxfordium auf (SURLYK & ZAKHAROV 1982). Nach den Beschreibungen und Abbildungen in COX et al. (1969), LI XIAOCHI & GRANT-MACKIE (1988), DAMBORENEA et al. (1992) und SHA JINGENG & FÜRSICH (1994) liegen bei meinem Material aus dem oberen Callovium nach den äußeren morphologischen Kriterien Buchiidae vor, bei denen es sich, dem stratigraphischen Alter zufolge, um die Gattung *Praebuchia* handeln müßte. Da keine vom Sediment isolierten Klappen vorliegen, können wichtige Gattungsmerkmale wie die Ligamentarea und weitere Internstrukturen nicht betrachtet werden, so daß die Zuordnung zu *Praebuchia* mit einiger Unsicherheit behaftet ist. Die in DAMBORENEA et al. (1992) abgebildeten Praebuchien aus dem Oxfordium der ehemaligen UdSSR lassen sich nicht mit den chilenischen Morphotypen vergleichen. Ein Vorkommen von *Praebuchia* aus dem Callovium und Oxfordium von Südamerika wird von SHA JINGENG & FÜRSICH (1994) nicht angegeben. Erst im Tithonium wird von den beiden Autoren für das südliche Südamerika (bei ca. 35° südl. Br.) ein Vorkommen von *Buchia* vermerkt, in Kalifornien ist dagegen *Buchia* schon im oberen Oxfordium - unteren Kimmeridgium vertreten. Mit dem vorliegenden Material liegt nun auch ein Vorkommen von Buchiidae aus den geographisch niederen Breiten von Südamerika vor (Paläobreite 23°, vgl. HAESLER 1996).
Lebensweise: Nach SHA JINGENG & FÜRSICH (1994) sind Buchiidae in der Regel Opportunisten, die auf Weich- oder Hartgründen in artenarmen aber individuenreichen Vergesellschaftungen

auftreten und denen es wahrscheinlich möglich war, verringerte Sauerstoffgehalte zu vertragen. In der Küstenkordillere von Iquique ersetzt *Praebuchia*? ökologisch die sonst in dieser Fazies auftretenden Bositren.
Vorkommen: El Godo-Formation: Callovium/Oxfordium-Grenzbereich.

Überfamilie: **Limacea** RAFINESQUE, 1815
Familie: **Limidae** RAFINESQUE, 1815

Limidae gen. et sp. indet

Material: 2 Fragmente.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-1); Profil Oficina Condor (Ko 060294/-16).
Beschreibung: Mittelgroß, subtrigonal, deutlich höher als lang. Die Flanken der Klappen werden von glatten und radialen Rippen bedeckt.
Bemerkungen: Die unvollständige Erhaltung der Exemplare ermöglicht keine nähere Bestimmung. Die charakteristische äußere Form, die Ausbildung der Rippen und das zeitliche Vorkommen erlauben aber eine Zuordnung zur Familie der Limidae.
Lebensweise: Die Limidae gehören zur filtrierenden Epifauna (ABERHAN 1992).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Ctenostreon sp.

Material: 1 linke Klappe mit teilweiser Schalenerhaltung.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-1).
Beschreibung: Großwüchsig, dickschalig, suborbicular und fast so hoch wie lang. Die Länge kann mit 72 mm, die rekonstruierte Höhe mit 70 mm angegeben werden, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,97. Der Schloßrand ist 30 mm lang. Der eigentliche Wirbel ist klein, zugespitzt, prosogyr und liegt etwas vor der Mitte der Klappe. Unterhalb des Wirbels ist die Klappe vor allem im hinteren Bereich stark aufgebläht. Vor und hinter dem Wirbel sind Ohren ausgebildet. Die Ohren wirken skulpturlos, Anwachslinien sind nicht zu erkennen. Das hintere Ohr ist etwas größer als das vordere. Die Flanke der Klappe wird von 12 kräftigen, gerundeten, bis zu 4 mm breiten radialen Rippen bedeckt. An Stellen, wo bei diesem Exemplar noch die vollständige Schale erhalten ist, wirkt die Schalenoberfläche schuppig.
Bemerkungen: Die Gattung *Ctenostreon* EICHWALD ist im Jura weltweit verbreitet (COX et al. 1969). Nach MÖRICKE (1894), TORNQUIST (1898) und RICCARDI et al. (1990) ist *Ctenostreon* eine im mittleren Jura von Südamerika häufig auftretende Gattung. Die Morphotypen aus dem Bajocium wurden von MÖRICKE (1894), TORNQUIST (1898) und RICCARDI et al. (1990) zu *Ctenostreon pectiniformis* (SCHLOTHEIM) gestellt, sind aber in den Arbeiten nicht abgebildet. Eine Artbestimmung erscheint mir daher zu unsicher.
Lebensweise: *Ctenostreon* gehört zur filtrierenden und freilebenden Epifauna (ABERHAN 1992).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Unterordnung: **Ostreina** FÉRUSSAC, 1822
Überfamilie: **Ostreacea** RAFINESQUE, 1815
Familie: **Gryphaeidae** VYALOV, 1936
Unterfamilie: **Gryphaeinae** VYALOV, 1936

Gryphaea (*Bilobissa*) sp.

Taf. 3, Fig. 2, 3

Material: Doppelklappige Exemplare mit Schalenerhaltung.
Fundorte und Probennummern: Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-2); Fundpunkt Salar Grande (Ko 051194/-1).
Beschreibung: Mittelgroß, subtrigonal, höher als lang. Die Längen liegen zwischen 21 mm und 41 mm, die Höhen zwischen 25 mm und 48 mm, das Verhältnis Höhe/Länge beträgt durchschnittlich 1,18. Der Wirbel der linken Klappe ist gerundet und leicht seitlich verdreht. Der Wirbelbereich ist häufig durch eine Anheftungsfläche abgeplattet. Bei dem Exemplar 280194/2 diente ein Gastropodengehäuse als Anwachsfläche, wobei der Wirbel der linken Klappe die Negativform des turmförmigen Gastropoden angenommen und auf der rechten Klappe als Positivabdruck wiedergegeben hat. Die Klappen zeigen die für Gryphaeinae typische ungleichklappige Ausbildung. Die linke Klappe ist stark konvex, im hinteren Bereich ist eine deutlich ausgeprägte, radiale Furche entwickelt, die den hinteren Bereich merklich vom vorderen absetzt. Die rechte Klappe ist kleiner als die linke Klappe, in der Form mehr rundlich, flach bis konkav. Die Schalenskulptur besteht aus groben Wachstumslamellen.
Bemerkungen: Die Untergattung *Bilobissa* STENZEL umfaßt jurassische (überwiegend mitteljurassische) Gryphaeinae, bei denen auf der linken Klappe eine besonders ausgeprägte hintere Radialfurche entwickelt ist, wodurch die Klappe ein bilobates Aussehen erhält (DUFF 1978; JOHNSON & LENNON 1990). Für *Bilobissa* ist eine kompakte und überwiegend kreuz-foliate Schalenstruktur ohne strukturelle Hohlräume charakteristisch, Radialelemente können auf der Schale auftreten (HALLAM 1982; MALCHUS 1990).
Nach HALLAM (1982) kann Südamerika als „source area" für ausgeprägt bilobate Gryphaeinae betrachtet werden, die ihren Ursprung in einem unbekannten Vorfahren aus dem oberen Sinemur haben. Bei diesem „Vorfahren" handelt es sich eventuell um *Gr. tricarinata* PHILIPPI (vgl. HILLEBRANDT & SCHMIDT-EFFING 1981).
Nach JOHNSON & LENNON (1990) hat sich der Morphotyp von *Gryphaea* (*Bilobissa*) wiederholt entwickelt und ist nach ihren zusammenfassenden Studien zumindest diphylletisch entstanden. Die beiden Autoren unterscheiden dabei eine frühere Gruppe von *Gryphaea* (*Bilobissa*) s.str., die aus Gryphaeinae des unteren Juras hervorgegangen und vor allem im unteren Mitteljura (Aalenium, Bajocium) von Europa verbreitet ist. Die sich im allgemeinen sehr ähnelnden europäischen und südamerikanischen Formen von *Bilobissa* aus dem Aalenium und Bajocium deuten dabei auf einen relativ freien Faunenaustausch zwischen diesen beiden Gebieten hin (HALLAM 1982). Die in Europa ab dem Callovium auftretende spätere Gruppe von *Gryphaea* („*Bilobissa*") soll sich dagegen von *Gryphaea* (*Catinula*) ableiten lassen, die sich wiederum aus *Gryphaea* (*Bilobissa*) s.str. entwickelt hat (JOHNSON & LENNON 1990). Beide Gruppen lassen sich z.Z. nur im stratigraphischen Zusammenhang voneinander unterscheiden. Das vorliegende chilenische Material läßt sich nach den stratigraphischen Vorkommen somit der frühen Gruppe von *Gryphaea* (*Bilobissa*) s.str. zuordnen.
Von PHILIPPI (1899) werden einige bilobate Gryphaeinae aus dem Mesozoikum von Chile beschrieben und abgebildet, den Artbeschreibungen sind jedoch keine stratigraphischen Angaben beigefügt. In HALLAM (1982) wird zwar erwähnt, daß die von PHILIPPI (1899) beschriebene bilobate *Gr. oxytropis* im Aalenium und Bajocium von Nordchile besonders häufig vorkommt, die Abbildung in PHILLIPPI (1899) entspricht jedoch nicht dem vorliegenden Material.
Lebensweise: Als bevorzugter Lebensraum wird für *Gryphaea* (*Bilobissa*) ein niedrigenergetisches Environment angegeben, wobei sie als Filtrierer im Jugendstadium noch festgeheftet vorliegen, um später im Adultstadium als Epifauna frei dem Substrat aufzuliegen (JOHNSON & LENNON 1990; ABERHAN 1992; DUFF 1994).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium - Bathonium?.

Gryphaea (*Catinula*?) sp.

Taf. 3, Fig. 4, 5

Material: Zahlreiche doppelklappige Exemplare in Schalenerhaltung.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Cerro Santa Rosa (Ko 050593/-2); Profil Cerro Carpas (Ko 190294/-7); Profil Cerro Huantajaya (Ko 050394/-3).

Beschreibung: Überwiegend kleinwüchsige Exemplare, länglich oval bis subtrigonal, höher als lang. Die meisten vollständigen und auch unvollständigen Exemplare weisen Höhen zwischen 18 mm und 25 mm und Längen zwischen 10 mm und 15 mm auf. Der Wirbel ist länglich, bei einigen leicht verdreht und häufig durch die Anheftung an Flächen abgeplattet. Die linke Klappe ist stark konvex gewölbt. Die rechte Klappe ist deutlich kleiner und rundlich. An Skulptur weisen die linke und rechte Klappe konzentrische Anwachslamellen auf. Auf der linken Klappe ist eine auffällige, feine und radiale Berippung vor allem im Wirbelbereich ausgebildet, die auf größeren Exemplaren zum Ventralrand hin kaum noch zu erkennen ist bzw. verschwindet. Größere Exemplare, die Höhen bis 61 mm und Längen bis 51 mm aufweisen und die eine hintere Radialfurche erkennen lassen, sind selten.
Bemerkungen: Kleinwüchsige, orthogyre bis opisthogyre Gryphaeinae mit einer radialen Berippung auf der linken Klappe sind nach STENZEL (1971) der Gattung *Catinula* ROLLIER zuzuordnen, die von JOHNSON & LENNON (1990) neuerdings als Untergattung von *Gryphaea* betrachtet wird. Nach den zusammenfassenden Studien von JOHNSON & LENNON (1990) soll *Catinula* aus *Gryphaea* (*Bilobissa*) hervorgegangen sein (siehe auch Bemerkungen zu *Gryphaea* (*Bilobissa*) sp.), eine enge verwandschaftliche Beziehungen zwischen diesen beiden Untergattungen wird durch einen Vergleich von biomorphometrischen Daten und des Schalenaufbaus aufgezeigt. Nach STENZEL (1971) und JOHNSON & LENNON (1990) ist *Catinula* jedoch vor allem aus dem mittleren Jura von Europa bekannt, während die mir vorliegenden berippten Formen häufig in den feinschichtigen Lutiten des Oxfordiums auftreten. Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. MALCHUS handelt es sich jedoch um echte Gryphaeinae, die sich mit der variablen *Catinula* vergleichen lassen. Interessanterweise wurden von mir neben den massenweise vorkommenden kleinwüchsigen, berippten Formen auch vereinzelt größere Exemplare gefunden, die sich in ihrer frühontogenetischen Entwicklung nicht von den kleinwüchsigen unterscheiden lassen. Im adulten Stadium zeigen sie dagegen eine morphologische Ausbildung wie sie für *Gryphaea* (*Bilobissa*) typisch ist, die radiale Berippung verschwindet dabei während der Ontogenie und ist daher nur im Wirbelbereich zu beobachten. Vereinzelt läßt sich eine hintere Radialfurche ansatzweise auch schon bei den kleinwüchsigen Exemplaren erkennen. Sowohl bei den kleinwüchsigen als auch bei den größeren Formen wurden im Dünnschliff dieselbe kompakte, kreuzfoliate Schalenstruktur ohne strukturelle Hohlräume festgestellt. Das gemeinsame Auftreten, die gleiche Schalenstruktur und übereinstimmende morphologische Merkmale könnten für die Schlußfolgerung von JOHNSON & LENNON (1990) sprechen, daß sich *Gryphaea* („*Bilobissa*") wiederholt aus *Catinula* entwickelt hat.
Die Morphologien von *Bilobissa* und *Catinula* entsprechen nach STANLEY (1970) und JOHNSON & LENNON (1990) verschiedenen Anpassungen an ein niedrigenergetisches Environment unter Einfluß einer entweder hohen oder niedrigen Schalenwachstumsrate. Die Änderung der Wachstumsrate wird von JOHNSON & LENNON (1990) als Folge von genetischen Veränderungen gedeutet, wobei eventuell ökophänotypische Variationen den Auslöser gebildet haben. So trägt die Berippung der kleinwüchsigen Exemplare zur Stabilität auf dem Sediment bei, wenn ein ansonsten stabilisierendes Größenwachstum nicht möglich ist. Als kontrollierende Faktoren werden Salinität und/oder Meerestemperaturen genannt. Ein Hinweis für eine erhöhte Salinität wird durch die geringe fossil überlieferte Biodiversität in den flachmarinen Kalken der Huantajaya-Formation gegeben, für die hauptsächlich das Vorkommen von Onkoiden und Kalkalgen charakteristisch ist. Da diese Gryphaeinae überwiegend als kleinwüchsige, berippte Exemplare vorliegen, stelle ich diese stratigraphisch jüngeren Formen unter Vorbehalt zu *Gryphaea* (*Catinula*?) sp.. Zur Diskussion gestellt werden muß jedoch auch die Betrachtung, daß es sich eventuell um reine Ökophänotypen von *Gryphaea* (*Bilobissa*) s.l. handeln könnte.
Vorkommen: Huantajaya-Formation: Oxfordium.

Unterfamilie: **Liostreinae** MALCHUS, 1990

Pernostrea? sp.

Material: Steinkerne und 1 linke Klappe mit Schalenerhaltung.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-1); Profil Oficina Aguada (Ko 011194/-1).

Beschreibung: Mittel- bis sehr große, suborbiculare Formen, von denen überwiegend nur die flachen, rundlichen Steinkerne überliefert sind. Eine stark abgerollte linke Klappe mit Schalenerhaltung erreicht die beachtliche Länge von 140 mm und eine rekonstruierte Höhe von 130 mm. Die rundlichen Steinkerne zeigen den Abdruck eines in der Nähe des Zentrums liegenden, hinteren Muskelabdruckes.
Bemerkungen: In den flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation sind die rundlichen Steinkerne mit dem charakteristischen Muskelabdruck besonders häufig vertreten. Nach den Gattungskriterien in STENZEL (1971) könnte es sich entweder um die Gattung *Pernostrea* MUNIER-CHALMAS oder nach den Beschreibungen und Abbildungen von JAITLY et al. (1995) auch um die ähnliche Gattung *Liostrea* DOUVILLE handeln. Eine Synonymie zwischen diesen beiden Gattungen ist jedoch nicht auszuschließen (STENZEL 1971; MALCHUS 1990). Da überwiegend nur Steinkerne und eine sehr mäßig erhaltene Klappe vorliegen, ist bei der Zuordnung zur Gattung *Pernostrea* eine gewisse Unsicherheit gegeben.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Familie: **Palaeolophidae** MALCHUS, 1990

Actinostreon sp.

Material: Nur Fragmente (Steinkerne, teils Schalenerhaltung).
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10, -11); Profil El Godo (Ko 010593/-5, Ko 020593/-5, -6); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10).
Beschreibung: Klein bis mittelgroß. Die nur in Bruchstücken überlieferten Klappen weisen die charakteristische, äußerst kräftige Skulptur in Form von unregelmäßigen und dichotomen Radialfalten auf. Der äußere Umriß ist leicht unregelmäßig. Die Kommissur ist zickzackförmig.
Bemerkungen: Häufig in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation vertreten. Eine Artbestimmung ist aufgrund der mäßigen Erhaltung nicht möglich.
Lebensweise: *Actinostreon* BAYLE gehört zur filtrierenden und zementierenden Epifauna (FÜRSICH 1976; ABERHAN 1992).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Unterklasse: **Palaeoheterodonta** NEWELL, 1965
Ordnung: **Trigonioida** DALL, 1889
Überfamilie: **Trigoniacea** LAMARCK, 1819
Familie: **Trigoniidae** LAMARCK, 1819
Unterfamilie: **Trigoniinae** KOBAYASHI, 1954

Trigonia stelzneri GOTTSCHE, 1878

Taf. 3, Fig. 6, 7, 8, 9

1878 *Trigonia Stelzneri* GOTTSCHE: 24, Taf. 6, Fig. 1a-d.
1894 *Trigonia stelzneri* GOTTSCHE ; MÖRICKE: 50.
1898 *Trigonia stelzneri* GOTTSCHE ; TORNQUIST: 165-167.
1944 *Trigonia stelzneri* GOTTSCHE ; LAMBERT: 364, Taf. 2, Fig. 6-7.
1956 *Trigonia stelzneri* GOTTSCHE ; COX: 1184, Taf. 128, Fig. 5-6.
1977 *Trigonia (Trigonia) stelzneri* GOTTSCHE ; PÉREZ & REYES: 9-11, Taf. 1, Fig. 1-3.

Material: Zahlreiche Fragmente und Abdrücke von isolierten Einzelklappen.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Salar Loco Feliz I (Ko 160593/-9); Profil El Godo (Ko 020593/-2).

Beschreibung: Die Klappen sind groß, trigonal ovat und inäquivalv. Der opisthogyre Wirbel ragt deutlich heraus. Jede Klappe läßt sich in Flanke, Area und Escutcheon gliedern, die durch Carinae voneinander separiert werden. Die Flanken tragen einfache, aber kräftige Costae, die zunächst von der marginalen Carina ausgehend schief nach oben gerichtet sind, um dann im vordersten Bereich der Klappe einen horizontalen Verlauf zu nehmen. Auf der linken Klappe ist zwischen der marginalen Carina und den Costae eine deutliche Furche (antecarinaler Sulcus) ausgebildet. Auf der rechten Klappe reichen die Costae direkt bis zur marginalen Carina. Die Anzahl der Costae konnte, da nur Fragmente vorliegen, nicht exakt bestimmt werden, liegt aber annähernd zwischen 25-30 Costae. Der Abstand zwischen den Costae-Kämmen ist in der Wirbelgegend noch recht eng (0,5 - 2 mm), im unterem Bereich der Flanke erweitert sich der Abstand auf 5 - 6 mm. Die kräftig ausgebildete marginale Carina zieht von der hinteren Wirbelspitze bis zum Schnittpunkt des ventralen und posterialen Randes und trennt deutlich Flanke und Area voneinander. Die marginale Carina weist eine ausgeprägte Skulptur in Form von querausgelängten Knoten auf. Die Area liegt zwischen der marginalen Carina und der Escutcheon-Carina. Die Skulptur der Area wird durch dichtgestellte, feine und radiale Costae gebildet, wobei jede einzelne Costa perlartig aufgereihte Knötchen trägt. Die Knötchen bilden sich im Kreuzungspunkt der radialen Costae mit den nur schwach ausgebildeten transversalen Wachstumslinien. Die Area wird durch eine etwas erhobene, knötchentragende mediane Carina zweigeteilt. Auf der rechten Klappe befindet sich zwischen der marginalen Carina und der Area eine Furche (postcarinaler sulcus), der auf der linken Klappe nicht entwickelt ist. Das länglich herzförmige Escutcheon, die dorsale Fläche beidseitig vom Ligament, ist deutlich durch die tuberculate Escutcheon-Carina von der Area abgesetzt. Diese Fläche ist nur an wenigen Fragmenten überliefert und zeigt eine feine Ornamentierung in Form von feingekörnelten Costellae, die von der Escutcheon-Carina schräg nach oben in Richtung des Wirbels ziehen. Die Schale ist ausgesprochen dick, im Bereich der hinteren marginalen Carina erreicht sie eine Dicke bis zu 13 mm. Auf der Innenseite eines Schalenfragmentes ist unterhalb der Area ein Abdruck eines großen Muskels (Adductor posterior) erhalten. Die Länge des ovalen Muskelabdruckes beträgt 18 mm, die Breite 13 mm.

Bemerkungen: Unter der Gattung *Trigonia* BRUGUIÈRE werden nach Cox et al. (1969) und LEANZA (1993) Formen mit folgenden morphologischen Kriterien zusammengefaßt: Die trigonal-ovaten und inäquivalven Klappen zeigen eine Dreiteilung in Flanke, Area und Escutcheon, die durch Carinae voneinander getrennt werden. Die Flanken tragen subkonzentrische Costae. Auf der linken Klappe befindet sich eine Furche (antecarinaler Sulcus) vor und auf der rechten eine Furche (postcarinaler Sulcus) hinter der marginalen Carina. Die marginale Carina ist hervorgehoben und üblicherweise tuberculat. Die Area ist breit und allgemein zweigeteilt. Die Ornamentierung der Area besteht aus radialen Costae. Das Escutcheon ist glatt oder mit transversalen bzw. schiefen Costellae versehen.

Obwohl nur Fragmente und unvollständige Abdrücke zur Verfügung standen, konnten diese charakteristischen Merkmale einer *Trigonia* s.str. bei den chilenischen Formen nachgewiesen werden. Das Material zeigt eine große Übereinstimmung mit den morphologischen Daten, die GOTTSCHE (1878) bei der Artbeschreibung von *Trigonia stelzneri* aufstellte. Affinitäten bestehen jedoch auch zu der von LAMBERT (1944) beschriebenen *Trigonia corderoi*, die im Unterschied zu *T. stelzneri* etwas enger beieinander liegende Costae aufweist. In LAMBERT (1944) und PÉREZ & REYES (1977) werden diese im gleichen stratigraphischen Niveau auftretenden Trigonien als nebeneinander gleichberechtigte Arten aufgeführt. Nach RICCARDI et al. (1990) und LEANZA (1993) könnte es sich bei diesem Merkmalsunterschied um intraspezifische Variationen handeln, so daß Synonomie vorliegt. Zur Klärung dieser Frage wäre die statistische Erfassung von umfangreichem und gut erhaltenem Material aus chilenischen und argentinischen Lokalitäten notwendig.

Lebensweise: Nach STAYNLEY (1977) gehören die Trigoniidae zur filtrierenden, flachgrabenden Infauna in flachmarinen Environments.

Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Trigonia losadai LEANZA, 1993

Taf. 3, Fig. 10 a, b

1993 *Trigonia losadai* LEANZA: 20-21, Taf. 5, Fig. 3-4

Material: 2 Prägesteinkerne von einer rechten und linken Klappe.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor (Ko 250194/-2).
Beschreibung: Große, trigonal-ovate und inäquivalve Trigoniidae. Die Länge der Klappen beträgt 81 mm, die Höhe 67 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,83. Der opisthogyre Wirbel befindet sich sehr weit vorne. Auf den Prägesteinkernen sind nur noch die Flanke, die marginale Carina und teilweise die Area zu erkennen. Die Flanken werden von 12 groben, weit auseinander liegenden Costae ornamentiert. Die Costae sind 2-2,5 mm breit, der Abstand zwischen den einzelnen Costae-Kämmen liegt bei 6-8 mm. Im Wirbelbereich ist der Abstand der Costae ebenfalls noch relativ weit, direkt am Wirbel ist die Aufprägung der Costae jedoch nicht mehr erhalten. Die Costae verlaufen subkonzentrisch und treffen, soweit man es bei der mäßigen Erhaltung der Exemplare erkennen kann, etwa rechtwinklig auf den Vorderrand. Auf der linken Klappe ist zwischen den Costae und der marginalen Carina eine Furche (antecarinaler Sulcus) ausgebildet. Die marginale Carina trägt wie *Trigonia stelzneri* Querleisten, die jedoch nur noch undeutlich erhalten sind. Die Area ist ebenfalls nur mäßig überliefert, man erkennt nur noch schemenhaft die dichtgestellten, feinen und radialen Costellae, die perlartig aufgereihte Knötchen tragen. Die Area wird durch eine mediane Carina asymmetrisch zweigeteilt. 41 mm hinter dem Wirbel befindet sich im Bereich der Area das Zentrum eines großen hinteren Muskelabdruckes (Adductor posterior) mit einem Durchmesser von 11 mm, der sich auf den Prägesteinkern durchgepaust hat. Der Prägesteinkern bildet somit eine Zwischenform aus innerem Abdruck und nicht vollständig überprägter äußerer Skulptur.
Bemerkungen: Das vorliegende Exemplar zeigt, soweit man es erkennen kann, die typischen Merkmale einer *Trigonia* s.str.. Die Unterschiede zu *Trigonia stelzneri* GOTTSCHE bestehen vor allem in der geringen Anzahl an groben Costae und deren weiten Abständen. Nach den ermittelten Maßen kann dieses Exemplar der von LEANZA (1993) neu aufgestellten Art *Trigonia losadai* zugerechnet werden.
Vorkommen: LEANZA (1993) gibt für das Vorkommen von *T. losadai* das untere Bajocium - untere Bathonium der Lajas-Formation aus dem Dept. Zapala, Neuquén, Argentinien an.
In der Küstenkordillere von Iquique wurde dieses Exemplar an der Basis der Caleta Ligate-Formation (Humphriesianum-Zone, Bajocium) gefunden.

Unterfamilie: **Vaugoniinae** KOBAYASHI, 1954

Vaugonia (*Vaugonia*) *gottschei* (MÖRICKE, 1894)

Taf. 3, Fig. 11

1894 *Trigonia gottschei* MÖRICKE: 49-50, Taf. 6, Fig. 7-8.
1977 *Vaugonia (Vaugonia) gottschei* (MÖRICKE); PÉREZ & REYES: 16-17, Taf. 3, Fig. 15.

Material: Zahlreiche Prägesteinkerne und Abdrücke von isolierten Einzelklappen.
Fundorte und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique, Abschnitt I (Ko 080493/-2); Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10); Profil El Godo (Ko 020593/-2, -5); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10).
Beschreibung: Mittelgroße Klappen, die stark nach hinten verlängert sind, dabei deutlich länger als hoch. Je nach Größe der jeweiligen Exemplare variieren die Längen zwischen 33-44 mm und die Höhen zwischen 15-23 mm, das durchschnittliche Verhältnis Höhe/Länge liegt bei 0,51. Der opisthogyre Wirbel liegt vom Vorderrand zurückgesetzt noch im vorderen Drittel. Der Dorsalrand ist konkav. Der nur angedeutet konvexe Vorderrand biegt mit einem Winkel von 110° in den konvexen Ventralrand um. Die Steinkerne tragen charakteristische feine und enge Costae. Bei den größten Exemplaren wurden bis zu 16 Costae gezählt. Auf den Flanken bilden die Costae einen deutlichen v-förmigen Winkel von 60-70°, der auch schon in der Wirbelgegend ausgeprägt ist. Die Costae verlaufen vom Vorderrand ausgehend zunächst annähernd horizontal, biegen im hinteren Bereich der Flanke stark um, um dann nach oben bis zur marginalen Carina zu ziehen. Die Costae sind im

vorderen Teil noch glatt, können sich im Bereich des Winkels in Tuberkeln auflösen und sind im hinteren Teil fein gekörnelt. Der Abstand zwischen den Costae-Kämmen liegt im vorderen Bereich der Klappen bei durchschnittlich 1,2 mm, während die gekörnelten Costae, vor allem in dem nach hinten verlängerten Bereich, einen Abstand bis zu 2,3 mm aufweisen können. Die marginale Carina ist nicht sehr deutlich ausgeprägt und zeigt wie die Area Anwachslamellen. Auf der Area ist eine tiefere Hauptfurche zu erkennen sowie zwei weitere feinere Furchen zwischen der Hauptfurche und der marginalen Carina, die sich aber nur bei den gut erhaltenen Exemplaren beobachten lassen.
Bemerkungen: *Vaugonia gottschei* (MÖRICKE) tritt in den Sedimenten des Bajociums von Nordchile besonders häufig auf. Die artliche Zuordnung erfolgte nach MÖRICKE (1894); von JAWORSKI (1915) werden in den Beschreibungen für den „Formenkreis der *Trigonia rectangularis*" ebenfalls Angaben zu *V. gottschei* gemacht. Die handgezeichnete Abbildung von MÖRICKE (1894), die in PÉREZ & REYES (1977) wiederverwendet wurde, war dabei die mir einzig zur Verfügung stehende optische Vergleichsmöglichkeit. Nach JAWORSKI (1915) unterscheidet sich *Vaugonia gottschei* (MÖRICKE) von weiteren südamerikanischen Vaugonien des Bajociums wie *Vaugonia praelonga* (GOTTSCHE) und *Vaugonia rectangularis* (GOTTSCHE) durch ihre wesentlich engere Berippung. Bei *Vaugonia rectangularis* ist zusätzlich der Winkel des Umbiegens stumpfer und die Costae sind auch im vorderen Bereich schwach gekörnelt. *Vaugonia chunumayensis* (JAWORSKI) ist *Vaugonia gottschei* (MÖRICKE) außerordentlich ähnlich, wird aber von PÉREZ & REYES (1977), LEANZA & GARATE (1987) und LEANZA (1993) als eigene Art dargestellt. Nach JAWORSKI (1915) und LEANZA (1993) besteht der Unterschied zu *Vaugonia gottschei* (MÖRICKE) durch die Ausbildung von nur einer Furche auf der Area. Die Furchen auf der Area von *V. gottschei* sind, wie in der Beschreibung erwähnt, nur bei den sehr gut erhaltenen Stücken zu beobachten, so daß dieses Merkmal zur Art-Unterscheidung mit Vorsicht angewendet werden muß.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Vaugonia (*V.*) ex gr. *lycetti* (GOTTSCHE, 1878)

Taf. 3, Fig. 12

ex gr. 1878 *Trigonia Lycetti* GOTTSCHE: 25-26, Taf. 6, Fig. 3-4.
ex gr. 1898 *Trigonia Lycetti* GOTTSCHE; TORNQUIST: 34.
ex gr. 1977 *Vaugonia (Vaugonia) lycetti* (GOTTSCHE); PÉREZ & REYES: Taf. 3, Fig. 14.

Material: 4 Fragmente von Einzelklappen.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-9).
Beschreibung: Mittelgroß, nach hinten verlängert, dabei beträchtlich länger als hoch. Bei einem Exemplar konnte die Länge mit ca. 36 mm und die Höhe mit ca. 22 mm rekonstruiert werden, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,61. Der Wirbel liegt im vorderen Drittel. Die Flanken tragen feine und enge Costae. Die Costae ziehen vom Vorderrand schräg nach unten, um dann im spitzen Winkel um die 30° - 40° in Richtung Wirbel zur marginalen Carina zu verlaufen. Die Costae im vorderen Bereich erscheinen in ihrem Verlauf leicht unregelmäßig und laufen zum Winkel hin dichter zusammen. Die Costae sind im Bereich hinter dem Winkel gekörnelt. Die Area ist nur bei einem Stück unvollständig überliefert und zeigt von der marginalen Carina rechtwinklig angeordnete feine, runzelige Costellae.
Bemerkungen: Die vorderen, schräg nach unten ziehenden und zusammenlaufenden Costae unterscheiden diesen Morphotyp von *V. gottschei* (MÖRICKE). Das Material zeigt Ähnlichkeiten zu der von GOTTSCHE (1878) beschriebenen *V. lycetti,* zu nennen ist vor allem das charakteristische, spitzwinkelige Umbiegen der Costae auf den Flanken. Die hinteren Costae auf MÖRICKES gezeichneter Abbildung zeigen aber Abweichungen (weitere Costae-Abstände) von meinem vorliegenden Material, auch erscheinen die Costae deutlicher beknotet. Aufgrund dieser Unterschiede und der mäßigen Erhaltung des vorliegenden Materials erscheint mir ein direkter Vergleich mit *V. lycetti* als zu gewagt.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Unterfamilie: **Myophorellinae** KOBAYASHI, 1954

Myophorella ex gr. *devexa* (EICHWALD, 1871)

Taf. 4, Fig. 1, 2

ex gr. 1979 *Myophorella devexa* POULTON: 30-31, Taf. 5, Fig. 6-15, Taf. 6, Fig. 1-7 (mit vollständiger Synonym-Liste)

Material: Zwei Steinkerne, rechte und linke Klappe.
Fundort und Probennummer: Profil Cerro Fidel (Ko 070493/-3).
Beschreibung: Sehr großwüchsig, länglich subtrigonal und inäquivalv. Die Länge beträgt 101 mm und die Höhe 57 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,56. Der leicht opisthogyre Wirbel liegt im Bereich des Vorderendes. Der dorsale, 67 mm lange Rand ist äußerst gerade. Die Klappen sind konvex ausgebildet, in der Wirbelgegend sind die Seiten deutlich steiler. Die Flanken werden von groben Costae ornamentiert, die von der marginalen Carina ausgehend auseinander laufen. Der Zwischenraum zwischen den Costae liegt bei der marginalen Carina noch bei 2 mm, zum Ventralrand hin verbreitert er sich vor allem im mittleren Bereich bis auf 8 mm. Die Breite der Costae liegt zwischen 2 - 3,5 mm, im Bereich der mittleren Flanke sind sie am breitesten. Die Costae sind in ihrer Ausbildung etwas unregelmäßig und wirken an einigen Stellen leicht knotig. Auf einer Klappe konnten 13 Costae gezählt werden, die Erhaltung in der Wirbelgegend läßt eine Erfassung der juvenilen Costae nicht zu. Die Klappen zeigen deutliche Unterschiede in ihrer Ornamentierung. Auf der rechten Klappe ziehen die Costae recht geradlinig von der marginalen Carina nach hinten. Bei den vorderen Costae ist im Ventralbereich ein Umbiegen zu beobachten. Der hintere ventrale Bereich ist nicht überliefert, wahrscheinlich biegen die hinteren Costae auch um. Auf der linken Klappe biegen die Costae zunächst mit einem leicht kurvigen Verlauf um, um dann im hinteren Bereich mit spitzer werdenden Winkeln (von 130° zu 110°) ein deutlich v-förmiges Umbiegen zu zeigen. Im Gegensatz zur rechten Klappe beginnt das Umbiegen der Costae schon relativ nah an der marginalen Carina. Die marginale Carina ist nur auf der rechten Klappe mit ihrem hinteren Ende überliefert und zeigt eine Skulptur in Form von querausgelängten Tuberkel (8,5 mm Länge). Der Abstand der Tuberkel zueinander beträgt jeweils 0,8 mm. Die Area ist breit und bildet mit der Flanke am hinteren Ende einen flachen Winkel von 150°. Zum vorderen Ende hin wird dieser Winkel fast rechtwinklig. An Skulptur lassen sich Costellae beobachten, die parallel zum Hinterrand verlaufen. 40 mm hinter dem Wirbel befindet sich das Zentrum eines Muskelabdruckes (Adductor posterior) mit einer Länge von 17 mm und einer Breite von 9 mm.
Bemerkungen: Anscheinend ist aus Südamerika bisher kein ähnlicher Morphotyp aus dem mittleren Jura beschrieben worden. Der vorliegende Einzelfund aus der Küstenkordillere von Iquique zeigt ähnliche morphologische Merkmale wie die u.a. aus Nordamerika beschriebene Art *Myophorella devexa* (POULTON 1979: Taf. 6, Fig. 2). Jedoch sind bei den nordamerikanischen Formen generell die Costae deutlicher beknotet. Nach POULTON (1979) ist aber für die Ausbildung der Costae eine große intraspezifische Variabilität charakteristisch.
Vorkommen: Die stratigraphische Reichweite von *Myophorella devexa* wird für das Bathonium bis in das untere Oxfordium angegeben (POULTON 1979).
Dieser Einzelfund stammt aus einem Horizont der Caleta Ligate-Formation (Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium).

Myophorella (*Myophorella*) cf. *argentinica* (JAWORSKI, 1926)

Taf. 3, Fig. 13

cf. 1926 *Trigonia argentinica* JAWORSKI: 180, Taf. 1, Fig. 6.
cf. 1987 *Myophorella argentinica* LEANZA & GARATE: 211, Taf. 3, Fig. 10.
cf. 1993 *Myophorella* (*Myophorella*) *argentinica* LEANZA: 30, Taf. 2, Fig. 14, 17.

Material: 1 verkieselte unvollständige rechte Klappe.

Fundort und Probennummer: Profil Oficina Aguada (Ko 021194/-2).
Beschreibung: Mittelgroß, von länglicher Gestalt. Die rekonstruierte Länge beträgt 31 mm, die Höhe 24 mm und die Breite der Klappe liegt bei 11,5 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge beträgt 0,77. Der sich deutlich abhebende opisthogyre Wirbel liegt sehr nah am Vorderrand. Vorder- und Ventralrand bilden eine konvexe Kurve. Der hintere dorsale Bereich ist nicht erhalten. Die Flanke nimmt den größten Teil der Klappe ein. Sie wird von 15 kräftigen, erhobenen und subkonzentrischen Costae ornamentiert. Auf den Costae sind dicht beieinander liegende, rundliche Tuberkel angeordnet. Von jedem Tuberkel ziehen Streifen schräg nach unten. Der Zwischenraum der Costae verbreitert sich deutlich in Richtung zum Vorder- und Ventralrand. Während der Zwischenraum im mittleren Flankenbereich an der marginalen Carina nur 1 mm beträgt, erreicht er am Ventralrand einen Abstand von 5 mm. Am Vorderrand sind in den Zwischenräumen jeweils zwei weitere, 2 mm lange und feinere Costellae ausgebildet, die mit dem Vorderrand einen rechten Winkel bilden. Die mit Tuberkel besetzte marginale Carina hebt sich deutlich ab. Die Area ist durch eine undeutliche Furche zweigeteilt und wird durch transversale, runzelige Costellae ornamentiert. Das längliche bis zu 1 mm breite Escutcheon ist nur unvollständig erhalten. Von der Area ist es durch eine Escutcheon-Carina getrennt, die vor allem im Wirbelbereich merklich hervortritt. An Skulptur trägt das Escutcheon grobe Costellae, die von der Escutcheon-Carina schräg nach oben in Richtung Wirbel ziehen. Auf der Innenseite der Klappe läßt sich das kräftige trigoniide Schloß beobachten.
Bemerkungen: Die morphologischen Merkmale lassen sich mit den Beschreibungen von *Myophorella* (*Myophorella*) *argentinica* in LEANZA & GARATE (1987) und LEANZA (1993) vergleichen. Die geringe Anzahl der Costae und die dicht stehenden Tuberkel auf den Costae sind nach LEANZA (1993) ein charakteristisches Merkmal für diese Art. Die Zeichnung des Holotypus (JAWORSKI 1926; Taf. 1, Fig. 6) weicht von dem vorliegenden Exemplar ab, zeigt jedoch auch die Tuberkel und die Streifung der Costae.
Vorkommen: LEANZA (1993) gibt für das stratigraphische Vorkommen das obere Unterbajocium (Giebeli- und Humphriesianum-Zone) an.
Im Arbeitsgebiet tritt diese Art im oberen Bereich der Caleta Ligate-Formation (oberes Bajocium oder Bathonium?) auf.

Myophorella (*Myophorella*) aff. *cubanensis* (PUGACZWESKA, 1978)

Taf. 4, Fig. 3, 4

aff. 1978 *Vaugonia* (*Vaugonia*) *cubanensis* Pugaczweska: 174-175, Taf. 10, Fig. 3a-b.

Material: 9 Bruchstücke von Einzelklappen, teils verkieselte Schalenerhaltung, teils Abdrücke.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Weg zum Cerro Carpas (Ko 060593/-3); Profil Cerro Carpas (Ko 060593/-6); Profil Mina Atahualpa (Ko 140194).
Beschreibung: Kleinwüchsig, subquadratisch, etwa gleich lang wie hoch. An einem Exemplar konnte die Länge mit 22 mm, die Höhe mit 21 mm und die Breite mit 9 mm gemessen werden. Das Verhältnis Höhe/Länge liegt bei 0,95. Der Wirbel liegt sehr nah am Vorderrand. Vorder- und Ventralrand sind konvex, der Dorsalrand ist gerade. Die Flanke wird von Costae skulptiert, insgesamt konnten bis zu 16 Costae gezählt werden. Die Costae verlaufen im Bereich der Wirbelgegend noch subkonzentrisch, um dann zum Ventralrand hin mit einem stumpfen Winkel von annähernd 125° ein v-förmiges Umbiegen zu zeigen. In der Nähe des Ventralrandes wird der Winkel mit ca. 90° etwas spitzer. Die Costae tragen feine Tuberkel, die sich vor allem im Bereich des Winkels besonders deutlich ausprägen. In der Nähe des Ventralrandes kann man sogar in der Flankenmitte eine Auflösung der Costae in Tuberkel beobachten. Die Breite der Costae liegt um die 0,8 mm. Der Abstand zwischen den Costae-Kämmen nimmt auf der Mittellinie der Flanke von der Wirbelgegend bis zum Ventralrand von ca. 1,5 mm bis auf 4 mm zu. An der marginalen Carina und am Vorderrand sind die Abstände wesentlich enger; soweit man diese Abstände messen kann, liegen sie zwischen 1-1,5 mm. Am Ventralrand sind konzentrische Anwachslinien zu beobachten. Die Flanke wird von der Area durch eine dünne, erhobene marginale Carina getrennt, die dort, wo die Costae auf sie treffen, kleine Tuberkel trägt. Die Area ist nur sehr unvollständig erhalten, trägt wenige, grobe Costellae, die als Fortsetzung der Flanken-Costae die Area queren.

Bemerkungen: Nach der Ausbildung der Costae und der allerdings nur unvollständig erhaltenen Area erscheint mir nach den Kriterien in LEANZA (1993) eine Zuordnung zur Gattung und Untergattung *Myophorella* (*Myphorella*) gerechtfertigt. Ein v-förmiges Umbiegen der Costae ist nicht nur auf die Gattung *Vaugonia* beschränkt, sondern tritt konvergent bei einigen Gattungen der Trigoniidae auf (LEANZA 1993). Das Material weist anscheinend enge verwandschaftliche Beziehungen zu der von PUGACZWESKA (1978) aus dem mittleren Oxfordium von Cuba (San Cayetano-Formation) neuaufgestellten „*Vaugonia* (*V.*)" *cubanensis* auf. So wie bei „*V.* (*V.*)" *cubanensis* sind die ersten Rippen noch konzentrisch angeordnet, um dann während der Ontogenie zusehends v-förmiger und tuberkular zu werden. Die größte und deutlichste Auflösung der Costae in Tuberkel wird dabei in Nähe zum Ventralrand im Winkelbereich der Costae erreicht. Im Unterschied zu meinem Material, sollen bei „*V.* (*V.*)" *cubanensis* die vorderen und hinteren Äste der Costae keine Tuberkeln tragen. Die Tuberkel sind jedoch auch nur bei meinen am besten erhaltenen Stücken zu erkennen. Die von PUGACZWESKA (1978) aus der gleichen Formation erwähnte und in KRÖMMELBEIN (1956) beschriebene und abgebildete *Vaugonia krömmelbeini* unterscheidet sich durch einen spitzeren Costae-Winkel auf den Flanken und durch wesentlich deutlichere Tuberkel auf den Costae. Da das vorliegende Material mäßig erhalten ist, erscheint mir ein direkter Vergleich mit der einzigen von PUGACZWESKA (1978) beschriebenen und auch in mäßiger Erhaltung vorliegenden rechten Klappe von „*V.* (*V.*)" *cubanensis* zu gewagt. Die charakteristische Ausbildung der Costae und das stratigraphische Vorkommen sprechen aber für eine enge verwandschaftliche Beziehung.
Vorkommen: Übergangsbereich der El Godo- zur Huantajaya-Formation und Huantajaya-Formation: obere Transversarium- (mittleres Oxfordium) bis Bifurcatus-Zone (unteres Oberoxfordium).

Myophorella (*Promyophorella*) cf. *hillebrandti* REYES & PÉREZ, 1985

Taf. 3, Fig. 14

cf. 1985 *Myophorella* (*Myophorella*) *hillebrandti* REYES & PÉREZ: 93-101, Taf. 1, Fig. 1-20.
cf. 1993 *Myophorella* (*Promyophorella*) *hillebrandti* REYES & PÉREZ; LEANZA: 32, Taf. 8, Fig. 6.

Material: 1 verkieseltes Schalenbruchstück der rechten Klappe, 1 Steinkernfragment.
Fundort und Probennummer: Profil Cerro Carpas (Ko 240194/-1).
Beschreibung: Kleinwüchsig, subquadratisch, länger als hoch. Die rekonstruierte Länge beträgt 24 mm, die Höhe 20 mm, die Breite liegt bei 6,5 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge beträgt 0,83. Der Wirbel liegt sehr nah am Vorderrand. Ventral- und Vorderrand sind leicht konvex, der dorsale Rand ist eher gerade. Die Klappe läßt sich in Flanke, Area und Escutcheon gliedern. Die Flanke nimmt den größten Teil der Klappe ein und wird von wenigen, groben und glatten Costae skulptiert. Auf der vorhandenen Flanke können 9 Costae gezählt werden. Der Verlauf der Costae ist im vorderen Bereich noch subkonzentrisch. Von der marginalen Carina ausgehend, verbreitert sich der Abstand der Costae zum Ventralrand hin. Auch die Breite der Costae nimmt dabei zu. Im mittleren Bereich der Flanke beträgt die Breite einer Costa an der marginalen Carina 1 mm und am Ventralrand 3 mm. Die relativ gerade marginale Carina hebt sich merklich ab. Es handelt sich dabei um einen dünnen, erhobenen Grat, auf dem im Kontaktbereich mit den Costae Tuberkel sitzen. Die schmale Area (am hinteren Ende ist sie 6 mm breit) wird durch eine schwache Furche zweigeteilt. Die Skulptur der Area sind transversale, relativ grobe Costellae, die in ihrer Anzahl und Lage den Costae auf der Flanke entsprechen. Die Escutcheon-Carina ist nicht ganz so stark ausgeprägt wie die marginale Carina, trägt aber deutliche Tuberkel. Das längliche und nur 2 mm breite Escutcheon zeigt an Skulptur die Fortsetzung der transversalen Costellae der Area.
Bemerkungen: Von REYES & PÉREZ (1985) wurde eine *Myophorella* mit geradem Dorsalrand und groben, glatten Costae auf den Flanken aus dem obersten Tithonium und der unteren Kreide von Nordchile beschrieben und als neue Art *Myophorella* (*Myophorella*) *hillebrandti* aufgestellt. Nach LEANZA (1993) wird diese neue Art der Untergattung *Promyophorella* KOBAYASHI & TAMURA zugeordnet, die durch kleine Tuberkel auf den Costae bzw. durch die Rückbildung der Tuberkel charakterisiert ist. Das vorliegende Material aus dem Oxfordium läßt sich mit den Beschreibungen und den Abbildungen in REYES & PÉREZ (1985) und LEANZA (1993) vergleichen. Die

morphologischen Merkmale stimmen gut mit den angegebenen Merkmalen von REYES & PÉREZ (1985) überein. Ein morphologischer Unterschied könnte in der Anzahl der Costellae auf der Area bestehen. REYES & PÉREZ (1985) geben 8-11 Costellae an, die nur im Anfangsstadium der Area ausgebildet sind. Bei dem mir vorliegenden Material scheint es sich um ein juveniles Exemplar zu handeln, bei dem 9 Costellae gezählt wurden. Da der Wirbelbereich und der hintere Bereich der Klappe weggebrochen sind, läßt sich die Gesamtanzahl der Costellae und die weitere Ausbildung der Area im hinteren Klappenbereich nicht mehr erfassen. Größere, adulte Exemplare wären daher notwendig, um die Ausbildung der Area vollständig zu beschreiben.
Vorkommen: Im Untersuchungsgebiet tritt *M.* (*P.*) cf. *hillebrandti* in den flachmarinen Sedimenten der Huantajaya-Formation auf. Mit diesem Fund kann somit das Vorkommen von *M.* (*P.*) cf. *hillebrandti* im Oxfordium (mittleres Oxfordium bis unteres Oberoxfordium?) nachgewiesen werden. Das von REYES & PÉREZ (1985) und COVACEVICH (1985) angegebene Vorkommen von *Myophorella* (*P.*) *hillebrandti* in der marinen Unterkreide von Nordchile ist meiner Meinung nach nicht stratigraphisch gesichert, da der biostratigraphische Nachweis mit Hilfe von Ammoniten fehlt. Die von COVACEVICH (1985) angegebenen Begleitfaunen wie z.B. *Pterotrigonia*(?) sp. und *Otostoma* sp. konnten von mir auch aus dem Oxfordium nachgewiesen werden.

Myophorella (*Promyophorella*) sp.

Material: 1 unvollständiger Abdruck.
Fundort und Probennummer: Profil AT 122 (ca. 2 km westl. vom Cerro Montechristo) (Ko 240294/-6).
Beschreibungen: Mittelgroßer Abdruck einer linken Klappe mit einer Höhe von ca. 24 mm und einer rekonstruierten Länge von 33 mm. Der Wirbel liegt nah am Vorderrand. Der Dorsalrand ist annähernd gerade. Die leicht konvexe Flanke nimmt zwei Drittel der Gesamtoberfläche ein. 7 grobe und subkonzentrische Costae sind zu erkennen. Die Costae wirken glatt, was auch eine Frage der Erhaltung sein könnte. Die Breite der Costae liegt zwischen 1,5 - 3 mm. Die Abstände der Costae sind an der marginalen Carina und am Vorder- bzw. Ventralrand etwas enger als in der Flankenmitte. Der Abstand zwischen den Costae-Kämmen liegt in der Flankenmitte bei durchschnittlich 4 mm. Die marginale Carina ist nicht deutlich entwickelt. Die breite, durch eine Furche zweigeteilte Area wird durch feine, runzelige Costellae quergestreift. Die Anzahl der Costellae liegt weit über der Anzahl der Costae. Auf 15 mm Area konnten 13 Costellae gezählt werden; im Gegensatz dazu sind auf der Flanke über eine Länge von 26 mm nur 7 Costae ausgebildet. Die Area bildet mit der Flanke im hinteren Bereich einen Winkel von 120°. Auf der Escutcheon-Carina sind kleine Tuberkel angeordnet.
Bemerkungen: Der vorliegende Abdruck kann nach seiner morphologischen Ausbildung mit einem kleinen Exemplar einer *Myophorella bicostata* (D' ORBIGNY) verglichen werden, das von PUGACZWESKA (1977) aus dem oberen Oxfordium - Kimmeridgium von Polen beschrieben wurde. Wie der Abdruck zeigt dieses Exemplar eine dichte Verteilung der Costellae auf der zweigeteilten Area und eine grobe, glatte Berippung auf den Flanken. Darüber hinaus ist jedoch für *M. bicostata* die Ausbildung eines antecarinalen Sulcus auf der rechten Klappe sowie die Entwicklung von Tuberkeln auf den Rippen im Bereich des Ventralrandes charakteristisch. Da mir nur der unvollständige Abdruck einer linken Klappe zur Verfügung steht, ist eine Zuordnung zu *M. bicostata* mit zuviel Unsicherheit behaftet. Nach den morphologischen Kriterien (vgl. LEANZA 1993) gehört die vorliegende Form zur Untergattung *Promyophorella.*
Vorkommen: Huantajaya-Formation: Oxfordium.

Myophorella (*Haidaia*) cf. *yellowstonensis* IMLAY, 1964

Taf. 3, Fig. 15

cf. 1964b *Myophorella* (*Haidaia*) *yellowstonensis* IMLAY: 33, Taf. 3, Fig. 27-32.
cf. 1979 *Myophorella yellowstonensis* IMLAY; POULTON: 36-37, Taf. 2, Fig. 17-22.

Material: Abdrücke und Steinkerne.

Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Los Verdes (Ko 210493/-10); Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10); Profil El Godo (Ko 020593/-5); Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-2); Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-1).
Beschreibung: Kleinwüchsig, länger als hoch. An drei Exemplaren konnten Längen von 14 mm, 20 mm und 24 mm und die dazu entsprechenden Höhen von 11 mm, 15 mm und 19 mm gemessen werden. Das Verhältnis Höhe/Länge liegt durchschnittlich bei 0,77. Der nur leicht opisthogyre Wirbel liegt sehr weit vorne im ersten Viertel bis Fünftel der Klappen. Der Vorderrand ist ausgeprägt konvex, der Hinterrand kurz und gestutzt und der Dorsalrand konkav. Bei den Klappen lassen sich die Flanke und die Area beobachten, das Escutcheon kann nur ansatzweise an einem Abdruckfragment vermutet werden. Die Flanke nimmt den größten Teil der Klappe ein. Die Flanke wird von scharfen, engen und leicht krenulierten Costae skulptiert, pro Flanke können bis zu 15 Costae gezählt werden. Die ersten 6 Costae divergieren, von der marginalen Carina ausgehend, schnell auseinander und erreichen in einem kurvigen Verlauf den Vorderrand. Der Abstand zwischen den Costae-Kämmen liegt zwischen 0,8 - 1,2 mm an der marginalen Carina und verbreitert sich zusehends in Richtung zum Vorder- und Ventralrand. Der breiteste Costae-Abstand wird im Übergangsbereich vom Vorder- zum Ventralrand erreicht, beim größten Exemplar konnte ein Abstand von 3 mm gemessen werden. Die verbleibenden hinteren Costae haben einem geraderen Verlauf und liegend annähernd parallel zueinander. An der marginalen Carina beträgt die Breite der Costae um die 0,2 mm. Am Vorder- und Ventralrand verbreitern sie sich bis auf 1,3 mm, wobei sich bei den hinteren Costae im Bereich des Ventralrandes regelrechte Verdickungen in Form kleiner Knoten ausbilden. Eine feine radiale Streifung überlagert vor allem im vorderem Bereich der Flanke die Costae. Die marginale Carina ist ein feiner, dünn erhobener glatter Rücken. Die Area wird durch feine Costellae quergestreift. Die Anzahl der Costellae auf der Area (ca. zwischen 40-50) ist wesentlich höher als die Anzahl der Costae auf der Flanke. Die Area wird durch eine mediane Furche, die im hinterem Bereich besonders ausgeprägt ist, zweigeteilt.
Bemerkungen: Die Untergattung *Haidaia* CRICKMAY umfaßt Myophorellen, die subkonzentrische und nicht unterbrochene Costae aufweisen, die durch enge Rinnen und Grate skulptiert sind (LEANZA 1993). Unter den kleinwüchsigen Myophorellen ist aus Südamerika aus Schichten des Bajociums vor allem *Myophorella signata* (AGASSIZ) bekannt (z.B. GOTTSCHE 1878; WEAVER 1931; PÉREZ & REYES 1977). Die Beschreibungen und Abbildungen dieser Art stimmen mit dem vorliegenden Material jedoch nicht zufriedenstellend überein. Das Material entspricht nach seinen morphologischen Merkmalen eher der von IMLAY (1964b) und POULTON (1979) beschriebenen Art *Myophorella* (*Haidai*) *yellowstonensis* aus dem mittleren Jura von Nordamerika, ein Vergleich mit dieser Art erscheint mir daher gerechtfertigt.
Vorkommen: IMLAY (1964b) gibt für das Vorkommen und die geographische Verbreitung das Bajocium von Montana, Wyoming, Idaho und Utah an. POULTON (1979) beschreibt die Art aus dem Bajocium (Britisch Kolumbien, Kalifornien) und aus dem Callovium (Britisch Kolumbien, Hazelton group, Smithers area).
In der Küstenkordillere von Iquique tritt diese Art häufig in den Sedimenten der Calata Ligate-Formation (Bajocium) auf.

Unterfamilie: **Anditrigoniinae** LEANZA, 1993

Anditrigonia (*Eoanditrigonia*) cf. *keideli* (WEAVER, 1931)

Taf .4 , Fig. 7

cf. 1931 *Trigonia literata* YOUNG & BIRD var. *keideli* WEAVER: 239, Taf. 20, Fig. 102.
cf. 1993 *Anditrigonia* (*Eoanditrigonia*) *keideli* (WEAVER); LEANZA: 47, Taf. 2, Fig. 16, 18 (mit Synonym-Liste).

Material: 1 unvollständiger Steinkern der rechten Klappe.
Fundort und Probennummer: Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-9).
Beschreibung: Mittelgroß, von pyriformer Gestalt. Der Wirbel liegt im vorderen Bereich. Die rekonstruierte Länge liegt bei 44 mm, die rekonstruierte Höhe bei 27 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis von Höhe/Länge von 0,61. Der Vorderrand ist ausgeprägt konvex, der Ventralrand

dagegen nur leicht konvex ausgebildet. Die Flanke nimmt den größten Teil der Klappe ein und wird durch zwei Einheiten von Costae ornamentiert, die nahezu rechtwinklig aufeinandertreffen. Die vorderen Costae weisen einen parallel horizontal-subkonzentrischen Verlauf auf und bedecken ungefähr 2/3 der Flanke. Die gesamte Anzahl der vorderen Costae kann wegen der Unvollständigkeit des Steinkernes nicht ermittelt werden, muß aber deutlich über den 14 gezählten Costae liegen. Die vorderen Costae sind 0,5 mm breit, der Abstand zwischen den Costae-Kämmen beträgt nahezu gleichmäßig 1 mm. Die 12 hinteren Costae ziehen von der marginalen Carina annähernd senkrecht in Richtung Ventralrand. Im Bereich der marginalen Carina zeigen sie einen leicht nach vorne gerichteten Verlauf. Die hinteren Costae sind dagegen 1 mm breit und weniger zahlreich als die vorderen. Im mittleren Bereich der Flanke sind kleine Tuberkel an den Costae zu beobachten. Die marginale Carina ist nur als leichte Erhöhung angedeutet. Die Area wird durch eine Furche zweigeteilt. Ornamente sind auf der Area nicht erkennbar, aufgrund der schlechten Erhaltung sind sie jedoch auch nicht auszuschließen.

Bemerkungen: Obwohl wegen der unvollständigen Erhaltung nicht alle Merkmale klar erfaßt werden konnten, stimmen die vorhandenen morphologischen Merkmale des vorliegenden Steinkernes mit den Beschreibungen von *Anditrigonia* LEVY in WEAVER (1931) und LEANZA (1993) gut überein. Die Untergattung *Eotrigonia* LEANZA umfaßt dabei die frühen Vertreter dieser Gattung mit annähernd glatter Area und einer nur in der Wirbelgegend ausgeprägten marginalen Carina.

Vorkommen: *Anditrigonia* (*Eoanditrigonia*) *keideli* ist nach LEANZA (1993) die älteste bekannte Art der Gattung *Anditrigonia* aus dem mittleren Jura. LEANZA & GARATE (1987) geben eine stratigraphische Reichweite vom mittleren Bajocium bis zum unteren Callovium an.

Im Arbeitsgebiet kommt das vorliegende Material in der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) vor.

Unterfamilie: **Pterotrigoniinae**

Pterotrigonia (*Pterotrigonia*) sp.

Taf. 4, Fig. 5, 6

Material: 4 Steinkernfragmente mit teilweiser Schalenerhaltung.

Fundort und Probennummer: Profil Aeropuerto Viejo (Ko 290194/-5).

Beschreibung: Klein bis mittelgroß, deutlich länger als hoch. Die Länge konnte an zwei Exemplaren annähernd mit 18 mm und 30 mm, die entsprechenden Höhen mit 11,5 und 19 mm gemessen werden. Das durchschnittliche Verhältnis Höhe/Länge liegt bei 0,63. Die stark hervorgehobenen, opisthogyren Wirbel liegen im ersten Klappenviertel. Der vordere Bereich der Klappe wirkt aufgebläht, der hintere Bereich ist merklich flacher. Der Dorsalrand ist ausgeprägt konkav, der Vorderrand stark und der Ventralrand leicht konvex. Insgesamt wirken die Klappen halbmondförmig. Die Flanke nimmt den größten Teil der Klappe ein und wird von hohen, engen und steilen Costae bedeckt. Die Costae sind asymmetrisch ausgebildet, die nach vorn gerichtete Seite ist sehr steil, die hintere fällt flach ab. Die Costae werden auf der hinteren Seite von engen Furchen und Graten bedeckt, die schräg nach unten in Richtung Ventralrand ziehen. Die Grate bilden auf den Costae-Kämmen kleine Tuberkel. Die Costae und deren Zwischenräume verbreitern sich zum Vorder- und Ventralrand hin bis auf das 4-fache. Die marginale Carina ist an den Exemplaren nicht mehr gut zu erkennen, an einigen Stücken läßt sich ein schmaler Grat erahnen. Die Area ist zum größten Teil nicht überliefert, an einigen Stellen lassen sich transversale Costellae beobachten.

Bemerkungen: Das vorliegende Material weist alle Merkmale einer echten *Pterotrigonia* VAN HOEPEN auf. Nach den in LEANZA (1993) beschriebenen Kriterien kann es sogar der Untergattung *Pterotrigonia* VAN HOEPEN zugeordnet werden; somit handelt es sich bei diesem Morphotyp um eine *Pterotrigonia* s. str..

Vorkommen: Die Pterotrigonien treten im Übergangsbereich der El Godo- zur Huantajaya-Formation direkt über einem Horizont mit *Euaspidoceras* sp. und *Perisphinctes* (*Subdiscophinctes*) ex gr. *acandai-kreutzi* auf. Mit diesem Fund kann somit erstmalig das Vorkommen von *Pterotrigonia* im Oxfordium nachgewiesen werden. Das hat zur Konsequenz, daß bei *Pterotrigonia* mit einer wesentlich größeren stratigraphischen Reichweite gerechnet werden muß.

Incertae sedis

Trigoniidae gen. et sp. indet

Taf. 4, Fig. 8

Material: 1 rechte Klappe mit Schalenerhaltung.
Fundort und Probennummer: Profil „1170er" (2,5 km südlich von Negreiros) (Ko 060995/-1).
Beschreibung: Mittelgroß, von pyriformer Gestalt. Die Länge beträgt 46 mm, die Höhe 34 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,74. Der opisthogyre Wirbel liegt 14 mm hinter dem Vorderrand. Der 23 mm lange Dorsalrand ist konkav. Mit dem Hinterrand bildet er einen stumpfen Winkel von 122°. Der hintere Rand ist mit 9 mm sehr kurz. Der ventroposteriore Winkel ist nahezu rechtwinklig. Der stark konvexe Vorderrand geht in den leicht konvexen Ventralrand über. Der größte Teil der Klappe wird von der Flanke eingenommen. Auf der gesamten Flanke sind deutlich die Anwachslinien zu erkennen. Abgesehen vom Wirbelbereich sind Costae nur im vorderen und hinteren Bereich der Flanke ausgebildet, wodurch die Skulptur eine auffällige Dreiteilung zeigt. Im vorderen Bereich der Flanke lassen sich ca. 20 horizontal verlaufende Costae zählen, wobei der Rippenverlauf im Bereich des Ventralrandes etwas unregelmäßiger wird. Die ersten fünf vorderen Costae sind dabei noch mit den hinteren Costae verbunden. Die restlichen 15 vorderen Costae sind dagegen auf den vorderen Bereich beschränkt und deutlich „wie durch eine unsichtbare Linie" vom mittleren Bereich getrennt. Die Breite der Costae beträgt 0,8 mm, der Abstand zwischen den Costae-Kämmen liegt im Bereich des Wirbels bei 1 mm und im Bereich des Ventralrandes bei 1,8 mm. Von der marginalen Carina gehen ca. 15 hintere, gerade verlaufende Costae aus. Im juvenilen Stadium sind die hinteren Costae zunächst nach vorne zum Vorderrand gerichtet, um dann im Laufe der Ontogenie zusehends rückwärts gerichtet zum Ventralrand hin zu verlaufen. Durch diese Richtungsänderung erscheinen die ersten fünf miteinander verbundenen Costae zunehmend v-förmiger. Die nächsten 5 nicht mehr verbundenen hinteren Costae erreichen noch nicht den Ventralrand, werden aber staffelartig immer länger. Wie die vorderen Costae erscheinen dadurch auch die hinteren Costae „wie durch eine unsichtbare Linie" scharf vom mittleren Bereich getrennt. Der mittlere Bereich zeigt an Skulptur nur die konzentrischen Anwachslinien. Die marginale Carina ist als enger, scharfer Grat im Wirbelbereich entwickelt, im adulten Stadium ist sie breiter und undeutlicher ausgebildet. Die Area bildet mit der Flanke im hinteren Bereich einen stumpfen Winkel von 140°. Auf der Area sind konzentrische Anwachslinien und radiale Costellae, die parallel zur marginalen Carina verlaufen, zu erkennen. Im hinteren Bereich der Area ist die Schale nicht mehr erhalten, auf dem darunterliegenden Steinkern haben sich die radialen Costellae nur äußerst schwach aufgeprägt. Durch eine mediane Furche wird die Area zweigeteilt. Die Schale ist sehr dünn, am Ventralrand weist sie eine Dicke von nur 0,8 mm auf.
Bemerkungen: Der vorliegende Morphotyp mit seiner charakteristischen, dreigeteilten Flankenornamentierung läßt sich meiner Meinung nach nicht zufriedenstellend in die bestehende Systematik der Trigoniidae eingliedern. Enge verwandschaftliche Beziehungen scheinen zu der von LEBKÜCHNER (1932) aufgestellten Art *„Clavotrigonia" fragilis* zu bestehen, die nach der Beschreibung und den Abbildungen sehr große Übereinstimmungen mit der morphologischen Ausbildung des mir zur Verfügung stehenden Materials aufweist. Nach LEBKÜCHNER (1932) ist das im allgemeinen seltene Vorkommen von *„Clavotrigonia" fragilis* auf das Aalenium im Fränkischen Jura beschränkt. In der im NATURKUNDEMUSEUM STUTTGART befindlichen LEBKÜCHNER-Sammlung war das beschriebene Exemplar leider nicht mehr vorhanden. Ein weiterer ähnlicher Morphotyp wurde von PUGACZEWSKA (1978, Taf. 10, Fig. 4a-d) aus dem Oxfordium von Cuba beschrieben. Auch dieses cubanische Exemplar, in der Arbeit als *Vaugonia* (*V.*) *postutahensis* PUGACZEWSKA bestimmt, weist die charakteristische Dreiteilung der Flankenskulptur auf. Das cubanische Exemplar unterscheidet sich von dem hier beschriebenen durch die Ausbildung von Tuberkeln auf den Costae, durch Striae auf dem mittleren Flankenfeld und durch die triangulare, in Länge und Höhe fast gleiche Klappe. Bei dem letzten Merkmal ist auf der Abbildung in PUGACZEWSKA (1978) nicht klar zu erkennen, ob der hintere Teil des dargestellten Exemplares weggebrochen ist oder nicht. Auch in diesem Fall handelt es sich lediglich um ein nicht vollständig erhaltenes Einzelexemplar.

PUGACZEWSKA (1978) leitet *Vaugonia postutahensis* von *Vaugonia utahensis* IMLAY ab. Die in IMLAY (1964b) beschriebene und abgegebildete *V. utahensis* zeichnet sich jedoch durch glatte und durchgehende Costae auf den Flanken aus. Diese Ableitung erscheint mir daher nicht schlüssig, vor allem wenn man bedenkt, daß ein derartiger Morphotyp schon bei LEBKÜCHNER (1932) beschrieben wurde. Die morphologischen Merkmale, die Anordnung der zwei verschiedenen Costae-Einheiten und die Ausbildung der Area zeigen eher verwandschaftliche Beziehungen zur Gattung *Anditrigonia* LEVY auf. Wahrscheinlich liegt hier eine eher seltene Trigoniidae vor, die einer eigenen Gattung angehört. Um eine neue Gattung aufzustellen, wäre jedoch mehr Vergleichsmaterial notwendig.
Vorkommen: El Godo-Formation: Oberes Callovium bzw. Callovium/Oxfordium-Grenzbereich.

Unterklasse: **Heterodonta** NEUMAYR, 1884
Ordnung: **Veneroida** ADAMS & ADAMS, 1856
Überfamilie: **Lucinacea** FLEMING, 1828
Familie: **Lucinidae** FLEMING, 1828

Steinkernfragmente der Lucinidae, die die charakteristische weitständige konzentrische Berippung zeigen, finden sich in den marinen Sedimenten der Caleta Ligate-, der El Godo- und der Huantajaya-Formation. Aufgrund der mäßig erhaltenen Fragmente ist eine Bestimmung in den meisten Fällen nicht möglich.

Unterfamilie: **Lucininae** FLEMING, 1828

Codakia cf. *leufuensis* (WEAVER, 1931)

cf. 1931 *Lucina leufuensis* WEAVER: 352, Taf. 38, Fig. 234-235; Taf. 39, Fig. 242-244.

Material: 1 doppelklappiger Steinkern, mehrere Fragmente.
Fundorte und Probennummern: Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-15); Profil „1170er" (Ko 060995).
Beschreibung: Groß- bis sehr großwüchsig, subcircular mit sehr flachen, komprimierten Klappen. An zwei Exemplaren kann die Länge mit 87 mm bzw. 102 mm und die entsprechende Höhe mit 73 mm bzw. 86 mm angegeben werden. Das Verhältnis Höhe/Länge beträgt 0,84. Die Breite der Klappen liegt zwischen 13 mm und 18 mm. Vorder-, Hinter- und Ventralrand sind konvex. Der vordere Dorsalrand ist leicht konkav. Auf der rechten Klappe ist vor dem Wirbel eine tiefe Lunula zu erkennen. Der hintere Dorsalrand ist leicht konvex abfallend. Der prosogyre Wirbel liegt etwas hinter der Mitte. Die Skulptur der Klappen besteht aus konzentrischen Rippen.
Bemerkungen: Nach COX et al. (1969) ist die Gattung *Codakia* SKOPOLI seit dem Jura im pazifischen Raum weit verbreitet. WEAVER (1931: Taf. 38, Fig. 234-235; Taf. 39, Fig. 242-244) beschreibt eine neue, großwüchsige Art aus der unteren Kreide vom Picun Leufu in Zentral Neuquen (Argentinien) als *Lucina leufuensis*. Das vorliegende Material aus dem chilenischen Jura entspricht dieser Beschreibung, weicht jedoch in der etwas stärker komprimierten Breite von der argentinischen Form ab. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, daß das mir zur Verfügung stehende Material nur in Steinkernerhaltung vorliegt.
Lebensweise: Nach FÜRSICH (1977) und ABERHAN (1992) gehören die Lucinidae zur substratfressenden, tiefgrabenden Infauna.
Vorkommen: In der Küstenkordillere von Iquique tritt *Codakia* cf. *leufuensis* sowohl in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) als auch in Schichten der El Godo-Formation (oberes Callovium) auf. Diese Art hat anscheinend eine große stratigraphische Reichweite.

Überfamilie: **Carditacea** FLEMING, 1820
Familie: **Permophoridae** VAN DE POEL, 1959
Unterfamilie: **Myoconchinae** NEWELL, 1957

Myoconcha sp.

Taf. 5, Fig. 1, 2, 3, 4

Material: Doppelklappige Exemplare mit verkieselter Schalenerhaltung.
Fundort und Probennummer: Profil Cerro Carpas (Ko 190294/-3).
Beschreibung: Sehr großwüchsig, modioliform, nach vorne zugespitzt, extrem länger als hoch. Bei vier Exemplaren variiert die Länge zwischen 105 mm und 137 mm, die Höhe liegt zwischen 39 mm und 58 mm. Das durchschnittliche Verhältnis Höhe/Länge beträgt 0,41. Die Klappen sind sehr dickschalig, je nach Größe der doppelklappigen Exemplare werden Breiten von 60 mm bis 79 mm erreicht. Der Dorsalrand ist vor allem im vorderen Bereich ausgeprägt konvex, der Ventralrand ist eher gerade ausgebildet. Der Hinterrand ist gut gerundet konvex, der Vorderrand extrem kurz und leicht konkav. Der terminale Wirbel ist prosogyr und läuft spitz zu. Vom hinteren Bereich des Wirbels zieht ein Umbonalrücken sinusförmig zum unteren Hinterende. Im mittleren Bereich der Klappe erhebt sich dieser Umbonalrücken buckelig. Die Oberfläche der Klappen wird von groben, unregelmäßigen und konzentrischen Rippen sowie Anwachslamellen bedeckt. Der Schloßtyp ist gekrümmt lucinoid.
Bemerkungen: Die Gattung *Myoconcha* SOWERBY wurde mit unterschiedlichen Arten mehrfach aus dem Jura und der unteren Kreide von Südamerika erwähnt (MÖRICKE 1894; PHILIPPI 1899; BURCKHARDT 1900; JAWORSKI 1915; WEAVER 1931; LEANZA 1942; ABERHAN 1992). Die vorliegende Form aus dem Oxfordium wirkt jedoch schmaler und buckeliger als die bei einigen der genannten Autoren abgebildeten Arten. Die Klappen zeigen auch keine radiale Berippung auf, was möglicherweise eine Frage der Erhaltung ist. Eine Zuordnung zu einer der bekannten südamerikanischen Arten ohne direkten Vergleich mit den Holotypen erscheint mir daher zu unsicher.
Lebensweise: Nach WEAVER (1931) tritt *Myoconcha* häufig in Flachwassersedimenten auf, lebt dort in großen Kolonien und zeigt große Variationsbreiten in der Ausbildung ihrer äußeren Morphologie. Alle diese Kriterien konnten auch an der Fundstelle am Cerro Carpas beobachtet werden. Nach ABERHAN (1992) gehört *Myoconcha* zur filtrierenden Infauna.
Vorkommen: Huantajaya-Formation: Mittleres Oxfordium.

Überfamilie: **Crassatellacea** FÉRUSSAC, 1822
Familie: **Astartidae** D'ORBIGNY, 1844
Unterfamilie: **Astartinae** D'ORBIGNY, 1844

„Astarte" gracilis MÖRICKE, 1894

Taf. 4, Fig. 9, 10

1894 *Astarte gracilis* MÖRICKE: 51-52, Taf. 2, Fig. 7.
1898 *Astarte gracilis* MÖRICKE; TORNQUIST: 38, Taf. 7, Fig. 7.

Material: Zahlreiche einklappige Prägesteinkerne.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-9, -11); Profil El Godo (Ko 020593/-5); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10); Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-17); Profil Oficina Condor (Ko 060294/-16).
Beschreibung: Kleinwüchsig, trigonal-suboval und inäquilateral. Bei 11 Exemplaren liegen die Längen zwischen 19 mm und 26 mm und die Höhen zwischen 16 mm und 23 mm. Das durchschnittliche Verhältnis Höhe/Länge beträgt 0,87. Die Breite der einzelnen Klappen liegt um 6 mm. Vorder-, Hinter- und Ventralrand sind konvex ausgebildet. Der hintere Dorsalrand ist gerade bis

leicht konvex abfallend, der vordere leicht konkav. Der kleine, gerundete und leicht prosogyre Wirbel tritt merklich hervor. Vor dem Wirbel ist die kurze, etwa 6 mm lange Lunula tief eingedrückt, hinter dem Wirbel bildet das ca. 9 mm lange Escutcheon eine nicht ganz so deutliche Depression. Die Klappen werden von feinen konzentrischen Rippen bedeckt, bei den größten Exemplaren können annähernd 40 Rippen gezählt werden. Die Innenseiten von Vorder-, Ventral- und Hinterrand zeigen eine charakteristische Kerbung, die sich den Steinkernen aufgeprägt hat. Im Bereich des Schnittpunktes Dorsal-/Vorderrand bzw. Dorsal-/Hinterrand sind die rundlichen Abdrücke vom vorderen bzw. hinteren Schließmuskel zu erkennen.
Bemerkungen: Die Beschreibung und Abbildung von MÖRICKE (1894) stimmt gut mit meinem Material überein, so daß mir eine Zuordnung zu dieser Art gerechtfertigt erscheint. Nach RICCARDI et al. (1990) ist die Gattungszugehörigkeit der meisten südamerikanischen Dogger-Astartinae unsicher und bedarf dringend einer Revision.
Lebensweise: Nach ABERHAN (1992) gehört *„Astarte"* zur filtrierenden, flachgrabenden Infauna.
Vorkommen: Das Vorkommen dieser Art gibt MÖRICKE (1894) aus den Humphriesianum-Schichten der Quebrada de la Iglesia bei Manflas und aus dem Porphyrittuff östlich von Iquique an. Von TORNQUIST (1898) wird ein weiteres Vorkommen von *„Astarte" gracilis* aus Schichten des Bajociums vom Espinazito-Paß beschrieben.
Im Arbeitsgebiet ist diese Art häufig in den Schichten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) vertreten.

„Astarte" puelmae STEINMANN, 1894

1881 *Astarte Puelmae* STEINMANN: 262, Taf. 13, Fig. 4.
1894 *Astarte Puelmae* STEINMANN; MÖRICKE: 52.
1898 *Astarte Puelmae* STEINMANN; TORNQUIST: 37, Taf. 7, Fig. 6.
1931 *Astarte puelmae* STEINMANN; WEAVER: 330-331, Taf. 40, Fig. 248.

Material: 2 einklappige Prägesteinkerne, 1 Steinkern in Schmetterlingshaltung.
Fundort und Probennummer: Profil El Godo (Ko 020593/-5); Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-1).
Beschreibung: Kleinwüchsig, trigonal-suboval und inäquilateral. Bei den drei Exemplaren liegen die Längen zwischen 19 mm und 24 mm und die Höhen zwischen 16 mm und 21 mm. Die Breite der einzelnen Klappen liegt bei 5 mm. Die Klappen zeigen an Skulptur konzentrische Rippen; an einer Klappe konnten ca. 25 Rippen gezählt werden. Im Bereich des Ventralrandes erreichen die Rippen eine Breite von 1 mm. Die Innenseiten von Vorder-, Ventral- und Hinterrand zeigen eine charakteristische Kerbung, die sich den Steinkernen aufgeprägt hat.
Bemerkungen: Die beiden Arten *„Astarte" gracilis* und *„Astarte" puelmae* treten nebeneinander im gleichen stratigraphischen Niveau auf (MÖRICKE 1894; TORNQUIST 1898; WEAVER 1931; eigene Beobachtungen). Nach MÖRICKE (1894) unterscheidet sich *„Astarte" puelmae* von *„Astarte" gracilis* durch geringere und gröbere Berippung und durch einen etwas runderen Umriß. WEAVER (1931) gibt zu bedenken, daß *„A." gracilis* eine Variation von *„A." puelmae* sein könnte. Ob es sich bei diesen beiden Arten um intraspezifische Variationen handelt, läßt sich nur mit der statistischen Auswertung umfangreicheren Materials erfassen.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Familie: **Cardiidae** LAMARCK, 1809
Unterfamilie: **Protocardiinae** KEEN, 1951

Protocardia (*Protocardia*) sp.

Material: 1 mäßig erhaltener Steinkern (doppelklappig).
Fundort und Probennummer: Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-1).

Beschreibung: Der subquadratische, mittelgroße Steinkern zeigt auf der hinteren Flanke die gattungstypische Skulptur in Form von 16 stacheligen, eng beieinanderliegenden, radialen Rippen. Der Wirbel und Teile der vorderen Flanke sind weggebrochen. Auf der vorderen Flanke ist keine Ornamentation zu erkennen. Der hintere Bereich der Flanke bildet mit dem vorderen einen Winkel von 125°.
Bemerkungen: Die Gattung *Protocardia* VON BEYRICH ist aus dem mittleren Jura von Südamerika seit längerem bekannt; so beschreibt TORNQUIST (1898: S. 38, Taf. 10, Fig. 2) aus Schichten des Bajociums vom Espinazito-Paß (Argentinien) als neue Art *Protocardia substricklandi*. Die Steinkernerhaltung des vorliegenden Exemplares erlaubt zwar nach den Gattungskriterien von COX et al. (1969) eine Zuordnung dieser Form zu *Protocardia* (*Protocardia*), für eine Artbestimmung ist die Erhaltung insgesamt gesehen doch zu mäßig.
Lebensweise: *Protocardia* gehört zur filtrierenden, flachgrabenden Infauna (ABERHAN 1992).
Vorkommen: Die stratigraphische Reichweite von *Protocardia substricklandi* wird von RICCARDI et al. (1990) mit Aalenium-Bajocium angegeben. Weitere Vorkommen von *Protocardia* aus Schichten des Bajociums erwähnt IMLAY (1967) auch aus dem westlichen Nordamerika.
Das vorliegende Stück stammt aus dem Bajocium (Caleta Ligate-Formation).

Unterklasse: **Anomalodesmata** DALL, 1889
Ordnung: **Pholadomyoida** NEWELL, 1965
Überfamilie: **Pholadomyacea** GRAY, 1847
Familie: **Pholadomyidae** GRAY, 1847

Pholadomya cf. *plagemanni* MÖRICKE, 1894

Taf. 4, Fig. 15

cf. 1894 *Pholadomya Plagemanni* MÖRICKE: 55, Taf. 6, Fig.2.
1915 *Pholadomya* cf. ? *Plagemanni* MÖRICKE ; JAWORSKI: 448.
cf. 1931 *Pholadomya plagemanni* MÖRICKE; WEAVER: 311-313, Taf. 36, Fig. 207, 208.

Material: 3 doppelklappige Steinkerne.
Fundort und Probennummer: Profil El Godo (Ko 020593/-6); Profil Oficina Condor (Ko 060294/-16); Profil Oficina Aguada (Ko 011194/-1).
Beschreibung: Mittelgroß bis groß, länglich oval, äquivalv und inäquilateral. Die Steinkerne weisen Längen von 55 mm, 64 mm und 77 mm auf, die entsprechenden Höhen betragen 30 mm, 36 mm und 49 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge liegt durchschnittlich bei 0,58. Vorder- und Hinterrand sind ausgeprägt konvex, der langezogene Ventralrand ist dagegen nur leicht konvex. Der Dorsalrand ist schwach konkav. Der breite Wirbel liegt weit vorne im ersten Viertel bis ersten Fünftel. Die Klappen sind vor allem im vorderen Bereich stark aufgewölbt. Bei dem 64 mm langen Exemplar (Ko 060294/16) kann die Breite der beiden Klappen mit 30 mm, bei dem 77 mm langen Exemplar (Ko 011194/1) mit 39 mm angegeben werden. Die Flanken werden von divaricaten, radialen Rippen bedeckt. Die Rippen ziehen dabei vom Wirbelbereich zum Ventralrand. Auf einem Steinkern (Ko 060294/16) konnten bis zu 13 Rippen gezählt werden. Im vordersten Bereich der Klappen und im Bereich unterhalb des Dorsalrandes sind nur konzentrische Anwachslamellen zu erkennen.
Bemerkungen: Nach den äußeren morhologischen Merkmalen (geringe Anzahl an radialen Rippen) entspricht dieser Morphotyp der von MÖRICKE (1894) aufgestellten Art *Pholadomya plagemanni*, die dieser häufig in den Schichten des Bajociums östlich von Iquique fand. *Pholadomya plagemanni* weist jedoch eine lange stratigraphische Reichweite auf, von HILLEBRANDT & SCHMIDT-EFFING (1982) wird diese Art schon aus dem Toarcium/Aalenium-Grenzbereich erwähnt. Enge verwandschaftliche Beziehungen bestehen anscheinend auch zu der u.a. von IMLAY (1964b) beschriebenen Art *Pholadomya kingi* MEEK aus dem Bajocium bis unteren Callovium von Utah (USA), die sich ähnlich wie *Pholadomya plagemanni* durch eine geringe Anzahl von radialen Rippen auszeichnet.

Lebensweise: Die Gattung *Pholadomya* SOWERBY gehört zur filtrierenden, tiefgrabenden Infauna (FÜRSICH 1976; ABERHAN 1992).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Homomya sp.

Taf. 5, Fig. 5 a, b

Material: 1 doppelklappiger Steinkern, sowie Fragmente.
Fundort und Probennummer: Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-7).
Beschreibung: Mittelgroß bis groß, länglich oval, äquivalv und inäquilateral. Bei dem doppelklappigen Steinkern beträgt die Länge 68 mm und die Höhe 32 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,47. Der annähernd gerade Dorsalrand hat eine Länge von 49 mm. Der 18 mm lange Hinterrand wirkt gestutzt, der Vorderrand ist ausgeprägt konvex. Der lange Ventralrand ist leicht konvex. Die prosogyren Wirbel liegen weit vorne im ersten Drittel. Die Klappen sind im mittleren Bereich stärker gewölbt und verflachen in Richtung zum Vorder- und Hinterrand. Die maximale Breite des doppelklappigen Steinkerns beträgt 26 mm. Am Hinterende klaffen die Klappen etwas auf. Der Steinkern zeigt eine Skulptur in Form von schwach aufgeprägten konzentrischen Rippen.
Bemerkungen: Nach COX et al. (1969) unterscheidet sich die im Jura weltweit verbreitete Gattung *Homomya* AGASSIZ von der ähnlichen Gattung *Pholadomya* durch das Fehlen von radialen Rippen.
Lebensweise: *Homomya* gehört wie *Pholadomya* zur filtrierenden, tiefgrabenden Infauna (ABERHAN 1992).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Familie: **Ceratomyidae** ARKELL, 1934

Ceratomya sp.

Taf. 4, Fig. 12, 13, 14 a, b

Material: Ein- und doppelklappige Steinkerne.
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-8); Profil El Godo (Ko 020593/-5, Ko 080593).
Beschreibung: Klein, trigonal, länger als hoch. Die Länge liegt nahezu einheitlich bei 28 mm, die Höhe bei 24 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge beträgt durchschnittlich 0,86. Die Breite eines doppelklappigen Exemplares kann mit 25 mm angegeben werden. Der äußerst prosogyre, leicht entrollte Wirbel ist stark erhaben und liegt noch in der vorderen Klappenhälfte. Die Klappen sind im vorderen Bereich stark aufgebläht. Doppelklappige Exemplare haben von vorne betrachtet einen herzförmigen Umriß. Die Steinkerne zeigen eine glatte Oberfläche. Vom Wirbelbereich ausgehend zieht ein deutlicher Umbonalgrat entlang des Hinterrandes zum Ventralrand. Der Abstand zwischen Umbonalgrat und Hinterrand verbreitert sich dabei allmählich, am Ventralrand beträgt er 5 mm. Zwischen dem Umbonalgrat und dem Hinterrand ist eine leichte Furche ausgebildet.
Bemerkungen: Unter dem Gattungssynonym *Ceromya* AGASSIZ wurde aus dem untersten Dogger von Peñon (Chile) eine *Ceratomya steimanni*, die in Schalenerhaltung vorlag, von MÖRICKE (1894: Taf. 3, Fig.4) beschrieben und als neue Art aufgestellt. Da mir nur glatte Steinkerne ohne aufgeprägte Schalenskulptur vorliegen, ist mir eine Zuordnung zu dieser Art mit zuviel Unsicherheit behaftet.
Lebensweise: Die Ceratomyidae werden zur filtrierenden, tiefgrabenden Infauna gerechnet (ABERHAN 1992).
Vorkommen: Nach COX et al. (1969) handelt es sich bei *Ceratomya* SANDBERGER um eine auf den Jura beschränkte Gattung, die zu dieser Zeit jedoch weltweit verbreitet vorkam.
Im Arbeitsgebiet ist diese Gattung in Schichten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) zu finden.

Gresslya aff. *gregaria*? (ZIETEN, 1833)

Taf. 4, Fig. 11 a, b

aff. 1894 *Gresslya gregaria* ZIETEN; MÖRICKE: 57.
aff. 1898 *Gresslya gregaria* RÖMER; TORNQUIST: 40, Taf. 7, Fig.5.

Material: Zahlreiche doppelklappige Steinkerne.
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10), Profil El Godo (Ko 020593/-5, Ko 080593); Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-4); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-9b); Fundpunkt LF 16 (SILVA, 1977) (Ko 260294/-7).
Beschreibung: Mittelgroß, oval-cuneiform und länger als hoch. Die Längen liegen zwischen 31-45 mm, die Höhen zwischen 25-36 mm, das durchschnittliche Verhältnis Höhe/Länge beträgt 0,8. Der Ventral-, Hinter- und Vorderrand ist konvex. Der Dorsalrand vor dem Wirbel ist kurz und konkav, hinter dem Wirbel fällt er in eher gerader Ausbildung zum Hinterrand ab. Die prosogyren Wirbel liegen im ersten Drittel der Klappen. Die Steinkerne sind flach bis leicht gewölbt mit keilförmig zugeschärften Rändern, die Breite der einzelnen Klappen schwankt bei den größeren Exemplaren zwischen 9 und 12 mm. Die rechte Klappe ist ein wenig höher. An Skulptur sind auf den Klappen konzentrische Anwachslamellen zu erkennen.
Bemerkungen: Eine in den „Humphriesianum"-Schichten von Nordchile (Iquique, Manflas) häufig vorkommende Ceratomyidae wird von MÖRICKE (1894) zu *Gresslya gregaria* gerechnet. Obwohl in MÖRICKE (1894) keine Beschreibungen und Abbildungen vorhanden sind, handelt es sich wahrscheinlich bei dem vorliegenden Morphotyp um die gleiche Art. Die in TORNQUIST (1898) beschriebene und abgebildete *Gresslya gregaria*, die dieser mit Stücken von Manflas (MÖRICKE-Sammlung) verglichen hat, zeigt jedenfalls große Affinitäten zu meinem Material. Nach TORNQUIST (1898) unterscheiden sich die südamerikanischen Morphotypen von der europäischen *Gresslya gregaria* durch den steileren, abwärts gebogenen Verlauf des hinteren Dorsalrandes, wahrscheinlich muß man hier eher mit einer eigenständigen, in der pazifischen Region vorkommenden Art rechnen.
Lebensweise: Die Gattung *Gresslya* AGASSIZ gehört zur filtrierenden, tiefgrabenden Infauna (ABERHAN 1992).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Familie: **Pleuromyidae** DALL, 1900

Pleuromya sp.

Taf. 4, Fig. 16

Material: Zahlreiche doppelklappige Steinkerne.
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10); Profil El Godo (Ko 020593/-2); Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-1); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-9, -11); Profil Oficina Aguada (Ko 041194/-9).
Beschreibung: Mittelgroß bis groß, äquivalv, länglich-oval und inäquilateral. Die Längen variieren zwischen 42 mm und 80 mm, die Höhen zwischen 29 mm und 46 mm. Das Verhältnis Höhe/Länge ist breit gefächert und liegt zwischen 0,54 und 0,72, der durchschnittliche Wert beträgt 0,65. Der vordere Dorsalrand ist kurz und nahezu gerade, der längere, hintere Dorsalrand fällt schräg nach unten ab. Vorder- und Hinterrand sind ausgeprägt konvex, der lange Ventralrand ist leicht konvex bis gerade. Die prosogyren Wirbel liegen in der Regel im vorderen Bereich der Klappen, bei einigen Exemplaren sogar sehr nah zum Vorderrand hin. Die Skulptur der Klappen besteht aus konzentrischen Rippen und Anwachslamellen.
Lebensweise: *Pleuromya* AGASSIZ gehört zur filtrierenden, tiefgrabenden Infauna (COX et al. 1969; ABERHAN 1992); die vorliegenden Exemplare liegen daher besonders häufig doppelklappig erhalten vor.
Vorkommen: *Pleuromya* ist eine im Jura weltweit verbreitete Gattung (COX et al. 1969).

Im Arbeitsgebiet tritt sie häufig in Schichten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) auf.

Überfamilie: **Pandoracea** RAFINESQUE, 1815
Familie: **Laternulidae** HEDLEY, 1918

Cercomya (Capillimya) sp.

Taf. 5, Fig. 6 a, b

Material: 1 doppelklappiger Steinkern.
Fundort und Probennummer: Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-2).
Beschreibung: Mittelgroß, äquivalv, von länglicher Gestalt. Die rekonstruierte Länge beträgt 47 mm, die Höhe 21 mm, daraus ergibt sich ein Verhältnis Höhe/Länge von 0,45. Der doppelklappige Steinkern hat eine maximale Breite von 18 mm. Der Dorsalrand vor dem Wirbel ist kurz, relativ gerade und keilförmig zugeschärft. Der Dorsalrand hinter dem Wirbel erscheint leicht konkav, ist jedoch nicht vollständig erhalten. Der Ventralrand ist konvex, Vorder- und Hinterrand sind nicht überliefert. Die leicht opisthogyren Wirbel liegen noch im vorderen Bereich und erheben sich nur etwas über den Dorsalrand. Die Klappen sind im mittleren Bereich sehr bauchig, verflachen jedoch merklich zu den Rändern hin. Zum hinteren Dorsalrand biegen die Klappen mit fast rechtem Winkel um. Von der Mitte der Wirbel zieht jeweils eine deutliche Furche annähernd vertikal zum Ventralrand und teilt die Klappe in eine vordere und hintere Flanke. Die vordere Flanke wird von kräftigen, konzentrischen Rippen bedeckt. Vom Wirbel ausgehend sind entlang des vorderen Dorsalrandes auf einer Distanz von 17 mm 21 konzentrische Rippen ausgebildet. Diese konzentrischen Rippen setzen sich auf der hinteren Flanke in sehr abgeschwächter Form nur noch in der unmittelbaren Wirbelgegend fort. Die hintere Flanke zeigt eine charakteristische Dreiteilung in ein vorderes, mittleres und hinteres Feld. Das vordere Feld wird von sehr feinen, punktaten, kaum zu erkennenden radialen Striae bedeckt, die mit den konzentrischen Anwachslamellen ein sehr feines Netzmuster bilden. Das mittlere Feld wird von elf dünnen, radialen und divaricaten Rippen bedeckt. Das hintere Feld erstreckt sich zwischen dem hinteren Dorsalrand und den radialen Rippen des mittleren Feldes und erscheint auf dem Steinkern als nicht skulpturierte Fläche.
Bemerkungen: Die vorliegende Form zeigt zwar große Ähnlichkeiten zu der von IMLAY (1964b: Taf. 4, Fig. 31; 1967: Taf. 5, Fig. 39-41) beschriebenen und abgebildeten *Cercomya punctata* (STANTON) aus dem Bajocium bis unteren Callovium von Nordamerika, im Unterschied zu der nordamerikanischen Art sind die radialen Rippen auf dem mittleren Feld der hinteren Flanke jedoch nicht punktat, sondern erscheinen auf dem Steinkern als glatte Rippen. Wahrscheinlich bestehen enge verwandschaftliche Beziehungen zwischen den Formen. Nach COX et al. (1969) werden zur Untergattung *Capillimya* CRICKMAY Morphotypen gerechnet, die auf der posteroventralen Flanke radiale und punktate Striae sowie konzentrische Rippen auf dem Rest der Flanke ausbilden.
Bei *Cercomya* (*C.*) *iglesiae* MÖRICKE, die von MÖRICKE (1894) aus dem obersten Lias bis untersten Dogger von Manflas (Quebrada de la Iglesia, Nordchile) beschriebenen wurde, handelt es sich um eine *Cercomya* s.str.. Diese weist im Unterschied zur Untergattung *Capillimya* nur eine konzentrische Berippung auf den Flanken auf.
Lebensweise: *Cercomya* AGASSIZ gehört zur filtrierenden, tiefgrabenden Infauna (COX et al. 1969; ABERHAN 1992).
Vorkommen: *Cercomya* ist eine im Jura weltweit verbreitete Gattung (COX et al. 1969).
In der Küstenkordillere von Iquique wurde von mir nur ein Exemplar in einem Horizont der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) gefunden. Weitere Exemplare dieser Art liegen jedoch sowohl aus dem Bajocium der Küstenkordillere nördlich von Santiago de Chile (HILLEBRANDT, mündl. Mittl.) als auch aus dem Bajocium der Küstenkordillere zwischen Chañaral und Taltal (BEBIOLKA, in Vorb.) vor.

Unterklasse: **Isofilibranchia** IREDALE, 1939
Ordnung: **Mytiloidea** FÉRUSSAC, 1822
Überfamilie: **Mytilacea** RAFINESQUE, 1815
Familie: **Mytilidae** RAFINESQUE, 1815
Unterfamilie: **Mytilinae** RAFINESQUE, 1815

Mytilus? sp.

Material: 2 doppelklappige Steinkerne sowie Fragmente.
Fundorte und Probennummern: Profil El Godo (Ko 010593/-5); Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-1); Profil Cerro Carpas (Ko 190294/-5).
Beschreibung: Mittelgroß, mytiliform, äquivalv und inäquilateral. Die Länge kann bei einem Exemplar (Ko 0190294/5) mit 47 mm und die Höhe mit 41 mm angegeben werden, der gerade Dorsalrand ist 29 mm lang. Der Ventralrand ist leicht konkav, der Hinterrand konvex. Der zugespitzte prosogyre Wirbel liegt terminal. An Skulptur sind reliktisch konzentrische Anwachslamellen zu erkennen.
Bemerkungen: Anhand der morphologischen Ausbildung ist eine Zuordnung zur Unterfamilie der Mytilinae und zur Gattung *Mytilus* LINNÉ wahrscheinlich. Die mäßige Erhaltung der Steinkerne und das Fehlen von Schalensubstanz spricht für eine ursprüngliche perlmutterne Schalenstruktur, wie sie für die Mytilinae charakteristisch ist. Aragonitische Perlmuttschalen sind metastabil und unterliegen während der Diagenese Lösungs- und Umwandlungsprozessen.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium; Huntajaya-Formation: Oxfordium.

Unterfamilie: **Lithophaginae** ADAMS & ADAMS, 1857

Inoperna sp.

Taf. 5, Fig. 7 a, b

Material: 1 doppelklappiger Steinkern.
Fundort und Probennummer: Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-13).
Beschreibung: Längliche, schmale Form, deren Ventral- und Dorsalrand annähernd parallel zueinander liegen. Vom Wirbel bis zum Hinterende haben die Klappen eine Erstreckung von 39 mm. Der Abstand vom Ventral- bis zum Dorsalrand beträgt 12 mm. Der kleine, prosogyre Wirbel liegt nah am vorderen Ende. Die Klappen werden durch einen diagonalen Umbonalrücken zweigeteilt, der am Wirbel beginnt und zum Hinterende des Ventralrandes verläuft. Auf dem Steinkern sind die Abdrücke konzentrischer Anwachslamellen zu erkennen.
Bemerkungen: Der Steinkern ist ohne die artspezifische Schalenskulptur überliefert, daher ist eine Artbestimmung nicht möglich (FÜRSICH & WERNER 1987; JAITLY et al. 1995).
Lebensweise: Nach SEILACHER et al. (1985) gehört diese Gattung zur filtrierenden, byssaten Semi-Infauna.
Vorkommen: Nach COX et al. (1969) ist die Gattung *Inoperna* CONRAD im Jura weltweit verbreitet. Vom NATURAL HISTORY MUSEUM (1993) wird ein Vorkommen von *Inoperna* in Großbritannien aus dem „Inferior Oolite" des Aaleniums und Bajociums angegeben. Von FÜRSICH & WERNER (1987) werden aus flachmarinen Sedimenten des Kimmeridgiums von Portugal und von JAITLY et al. (1995) aus dem Callovium von Kachchh (Indien) weitere Vorkommen von *Inoperna* beschrieben.
In der Küstenkordillere von Iquique tritt *Inoperna* in flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) auf.

Unterfamilie: **Modiolinae** KEEN, 1958

Modiolus (*Modiolus*) *bipartitus* SOWERBY, 1818

Taf. 5, Fig. 8

1978 *Modiolus bipartitus* SOWERY; DUFF: 41, Taf. 2, Fig. 28-33 (mit Synonym-Liste).
1990 *Modiolus bipartitus* SOWERBY; KÄSTLE: 85: Taf. 11, Fig. 4.
1994 *Modiolus (Modiolus) bipartitus* SOWERBY; DUFF: 93, Taf. 1, Fig. 19.

Material: 1 doppelklappiger Steinkern.
Fundort und Probennummer: Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-3).
Beschreibung: Längliche, subtrapezoide Form, deren Klappen im vorderen Bereich leicht aufgebläht sind. Die Längserstreckung vom Vorder- bis zum Hinterrand beträgt 36 mm. Der Schloßrand hat eine Länge von 25 mm. Der fast gerade Vorderrand ist mit 9 mm sehr kurz. Der Hinterrand ist ausgeprägt konvex, der Ventralrand deutlich konkav. Die Höhe der Klappen zwischen Dorsal- und Ventralrand nimmt allmählich nach hinten zu, im vorderen Bereich beträgt sie 14 mm und im hinteren Bereich 18 mm. Der terminale Wirbel ist klein und zugespitzt. Vom Wirbelbereich fällt die Schale zum Dorsalrand zunächst steil ab und bildet dann am Dorsalrand einen flachen, schmalen Saum. Ein diagonaler Umbonalrücken zieht vom Wirbel bis zur Mitte des konkaven Ventralrandes. Unterhalb dieses Rückens verflacht die Schale zum Ventralrand hin in einem Winkel von 122°. Die Klappen zeigen konzentrische Anwachslamellen, die stellenweise bei Phasen von Wachstumsunterbrechungen Verdickungen zeigen.
Lebensweise: Nach STANLEY (1970) und FÜRSICH (1976) gehört *Modiolus* (*M.*) *bipartitus* zur filtrierenden Semi-Infauna.
Vorkommen: Weltweit verbreitete, stratigraphisch langlebige Form, die u.a. aus dem Oberbajocium des Frankenjuras (KÄSTLE 1990) und aus dem mittleren und oberen Jura von Großbritannien bekannt ist (FÜRSICH 1976; DUFF 1994).
Im Arbeitsgebiet kommt *Modiolus* (*M.*) *bipartitus* in den Schichten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) vor.

Modiolus (*Modiolus*) cf. *imbricatus* SOWERBY, 1818

cf. 1991 *Modiolus* (*Modiolus*) *imbricatus* SOWERBY; YIN JIARUN & FÜRSICH: 136-137, Taf. 2, Fig. 1-6, Text-Fig. 6 (mit Synonym-Liste).
cf. 1995 *Modiolus* (*Modiolus*) *imbricatus* SOWERBY; JAITLY et al.: 203-204, Taf. 22, Fig. 4-11.

Material: 4 doppelklappige Steinkerne.
Fundorte und Probennummern: Profil Oficina Condor (Ko 060294/-3); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-13).
Beschreibung: Modioliform, mit stark gewölbten Klappen. Die Längserstreckung vom Vorder- bis zum Hinterrand liegt bei den annähernd gleich großen Steinkernen bei 55 mm. Die Höhe zwischen Dorsal- und Ventralrand liegt in der Mitte der Klappen bei 27 mm. Die Breite der doppelklappigen Steinkerne beträgt um die 24 mm. Der Schloßrand hat eine Länge von 35 mm. Der Dorsalrand ist nur leicht, der Hinterrand dagegen ausgeprägt konvex. Der Ventralrand ist leicht konkav, der Vorderrand kurz und konvex. Der terminale Wirbel ist breit und stumpf. Ein diagonaler, wulstiger Umbonalrücken verläuft vom Wirbel bis zum Hinterende des Ventralrandes. Unterhalb des Umbonalrückens ist eine schwache Furche ausgebildet. Auf der Oberfläche der Steinkerne sind die Abdrücke von konzentrischen Anwachslamellen zu erkennen.
Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare lassen sich mit den von YIN JIARUN & FÜRSICH (1991), DUFF (1994) und JAITLY et al. (1995) gegebenen Beschreibungen und Abbildungen von *Modiolus* (*M.*) *imbricatus* vergleichen. Große Ähnlichkeit besteht auch zu der von IMLAY (1964b) erwähnten Art *Modiolus subimbricatus* (MEEK) aus dem Bajocium bis unteren Callovium des westlichen Nordamerikas; möglicherweise handelt es sich bei diesen beiden Arten um Synonyme.

Nach FÜRSICH & WERNER (1987) ist bei dieser Art mit einer großen intraspezifischen Variabilität zu rechnen.
Vorkommen: *Modiolus* (*M.*) *imbricatus* weist eine lange stratigraphische Reichweite (Bajocium - Kimmeridgium) und eine weite geographische Verbreitung (u.a. Europa, Ostafrika, Indien) auf. Das Vorkommen von *M.* (*M.*) *imbricatus* wird für Großbritannien aus dem Bajocium bis unteren Callovium angegeben (DUFF 1994). YIN JIARUN & FÜRSICH (1991) erwähnen diese Art aus dem Bathonium von W-China und JAITLY et al. (1995) aus dem Bajocium-Callovium von Indien.
In der Küstenkordillere von Iquique kommt *Modiolus* (*M.*) cf. *imbricatus* in der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) vor.

Klasse: **Cephalopoda** CUVIER, 1795
Unterklasse: **Ammonoidea** ZITTEL, 1884
Ordnung: **Ammonitida** HYATT, 1889
Unterordnung: **Ammonitina** HYATT, 1889

Die Größenangaben der Gehäusemaße wie Durchmesser (Dm), Windungshöhe (Wh), Windungsbreite (Wb) und Nabelweite (Nw) erfolgen in Millimeter. Das Verhältnis der Windungshöhe, der Windungsbreite und der Nabelweite zum Durchmesser wird in Prozent (Wh%, Wb%, Nw%) angegeben. Sofern es möglich ist, wird das Verhältnis Windungshöhe zur Windungsbreite (Wh/Wb) ermittelt. Die Anzahl der Rippen und Knoten (Kn) wird pro Umgang angegeben; wenn dieses nur für einen halben bzw. viertel Umgang möglich ist, wird es in den Tabellen mit X/2 oder X/4 vermerkt. Bei den Rippen wird zwischen Primär- (Pr) und Sekundärrippen (Sr) unterschieden. Nach SCHLAMPP (1991) wird die Nabelweite wie folgt unterteilt:

55% bis 50%:	sehr weitnabelig
50% bis 40%:	weitnabelig
40% bis 30%:	mäßig weitnabelig
30% bis 20%:	mäßig engnabelig
20% bis 10%:	engnabelig
10% bis 0%:	sehr engnabelig

Überfamilie: **Stephanocerataceae** NEUMAYER, 1875, sensu SCHINDEWOLF, 1965
Familie: **Stephanoceratidae** NEUMAYER, 1875
Unterfamilie: **Stephanoceratinae** NEUMAYER, 1975

Im oberen Bereich der Caleta Ligate-Formation bzw. im unteren Bereich der El Godo-Formation (oberes Bajocium) sind in einigen Horizonten Stephanoceratinae häufig vertreten, die für die stratigraphische Einstufung von großer Bedeutung sind. Häufig liegen jedoch nur Gehäusefragmente vor, so daß eine nähere Bestimmung nur möglich ist, wenn sehr charakteristische Merkmale wie z.B. bei den im folgenden beschriebenen *Duashnoceras* und *Lupherites* ausgebildet sind. Ein Vergleich der chilenischen Formen mit europäischem Material aus dem NATURKUNDE MUSEUM STUTTGART und dem NATURAL HISTORY MUSEUM LONDON brachte kein zufriedenstellendes Ergebnis, da das chilenische Material aus dem oberen Bajocium sich von den europäischen Formen des entsprechenden Zeitabschnitts morphologisch unterscheidet (Primärrippen sind stärker konkav geschwungen, Berippung ist meist gröber, abweichende Windungsquerschnitte, u.a.). Für die systematische Erfassung der chilenischen Stephanoceratinae des oberen Bajociums wäre somit eine umfassende monographische Bearbeitung notwendig, die jedoch ein umfangreicheres und besser erhaltenes Material erfordert. Fragmente, die sich nicht eindeutig einer Gattung zuordnen lassen, werden daher als „Stephanoceratinae gen. et sp. indet" bezeichnet (siehe Profile 1- 11).

Duashnoceras chilense (HILLEBRANDT, 1977)

Taf. 6, Fig. 1, 2

1881 *Stephanoceras Humphriesianum* aut. STEINMANN: 268-269, Taf.12, Fig. 7.
1894 *Coeloceras cosmopoliticum* MÖRICKE: 20-21.
1977 *Stephanoceras chilense* HILLEBRANDT: 45-51, Text-Fig. 4, 5, 6 a-c, 7c; Taf. 2, Fig. 1-3, Taf. 3, Fig. 1-3.
1979 *Stephanoceras (Stephanoceras) chilense* HILLEBRANDT; WESTERMANN & RICCARDI: 161-162, Taf. 22, Fig. 3-5, Taf. 23, Fig. 1, Taf. 25, Fig. 1.
1992 *Duashnoceras paucicostatum chilense* (HILLEBRANDT); HILLEBRANDT et al.: Taf. 58.

Material: 2 unvollständige Exemplare, 1 Abdruck..
Fundorte und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 280393/-3); Profil Cerro Fidel (Ko 070493/-2); Profil Oficina Condor (Ko 060294/-19).
Beschreibung: Das große Steinkernexemplar (Ko 070493/-2) mit einem Durchmesser von 216 mm ist bis zum Gehäuseende durchgehend gekammert. Bei dieser Größe handelt es sich wahrscheinlich um einen unvollständig erhaltenen Phragmokon eines Makrokonches. Das Exemplar ist sehr mäßig doppelseitig erhalten, es sind nur die beiden letzten, leicht verdrückten Windungen fragmentarisch überliefert. Der letzte Umgang umfaßt etwa 40% der vorletzten Windung. Der Windungsquerschnitt des letzten Umganges ist rundlich, der des vorletzten eher ellipsoid. Folgende Meßwerte wurden ermittelt:

Exemplar Ko 070493/-2:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
216	18/2	34/4	18	80	68	74	37	31,5	34,3	1,09
108	12/4		12	36	~30	41	33,3	~27,7	38	~1,36

An einem flachgedrückten, einseitig erhaltenen und unvollständigen Exemplar (Ko 280393/-3) aus dem Profil in der Caleta Pizarra konnten folgende, zum Teil rekonstruierte Meßwerte gewonnen werden:

Exemplar Ko 280393/-3:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wh	Nw%	Wh%
~125	26/2	81/2	26	46	~49	~36,8	~39,2
~63	19/2		19	18	~27,4	~28,6	~43,4

Bei allen Exemplaren sind die schmalen Primärrippen konkav bis prokonkav gebogen und spalten bei durchschnittlich 2/5 der Flankenhöhe in drei bis vier proverse Sekundärrippen auf. Auf den Spaltpunkten sitzen jeweils kleine, rundliche und etwas seitlich versetzte Knoten. In den Zwischenräumen der Primärrippen ist eine charakteristische Anwachsstreifung parallel zu den Rippen ausgebildet, die besonders gut auf dem Abdruckexemplar (Ko 060294/-19) sowie auf dem großen Steinkernexemplar (Ko 070493/-2; Taf. 6, Fig. 1) zu erkennen ist. Die Zahl der Rippen ist sehr variabel, das flachgedrückte Exemplar (Ko 280393/-3) zeigt eine etwas dichtere Berippung. Bei den äußeren Windungen mit großen Windungshöhen (60-80 mm) läßt sich eine Abnahme der Rippenzahl beobachten.
Bemerkungen: Die Gattung *Duashnoceras* WESTERMANN und die entsprechenden Synonyme sind vor allem aus den mexikanischen Pazifik-Provinzen Oaxaca und Guerrero beschrieben worden (u.a. BURCKHARDT 1927; WESTERMANN 1983; WESTERMANN 1984; SANDOVAL & WESTERMANN 1986). Aus Nordchile und Argentinien ist diese Gattung zunächst unter dem Gattungsnamen „*Stephanoceras*" mit verschiedenen Arten bekannt geworden (HILLEBRANDT 1977; WESTERMANN & RICCARDI 1979; WESTERMANN 1981). In SANDOVAL & WESTERMANN (1986) und HILLEBRANDT et al. (1992) wird „*Stephanoceras*" *chilense* als Unterart von *Duashnoceras paucicostatum* (FELIX) dargestellt. Die chilenischen Morphotypen unterscheiden sich nach SANDOVAL & WESTERMANN (1986) von *D. paucicostatum* durch ihre wesentlich größeren Gehäuse und ihre etwas stärker zusammengedrückt erscheinenden Windungsquerschnitte. Die morphologischen Unterschiede und die

geographische Trennung der chilenischen von den mexikanischen Formen erlauben meiner Meinung nach *D. chilense* als eigene Art aufrechtzuerhalten.
Vorkommen: Nach HILLEBRANDT (1977) und WESTERMANN (1981) ist *„Stephanoceras" chilense* in Nordchile im Grenzbereich vom unteren zum oberen Bajocium eine häufige und weit verbreitete Art.
In der Küstenkordillere von Iquique kommt *D. chilense* im oberen Bereich der Caleta Ligate-Formation zusammen mit *Megasphaeroceras*, *Lupherites* und *Teloceras* vor, was für die Rotundum-Zone (oberes Unterbajocium) spricht (HILLEBRANDT 1977; WESTERMANN 1981; KOSSLER 1996).

Duashnoceras cf. *undulatum* (BURCKHARDT, 1927)

Taf. 6, Fig. 3 a, b

cf. 1927 *Stephanoceras undulatum* BURCKHARDT: 22, Taf. 12, Fig. 1-4.
cf. 1983 *Stephanoceras (Stephanoceras) „undulatum"* BURCKHARDT; WESTERMANN: 25-26, Taf. 4, Fig. 1 a-b.
cf. 1986 *Duashnoceras undulatum* (BURCKHARDT); SANDOVAL & WESTERMANN: 1247-1250, Taf. 23, Fig. 3-10; Taf. 25, Fig. 1-3; Taf. 26, Fig. 1-4.
1986 *Duashnoceras* cf. *undulatum* (BURCKHARDT); SANDOVAL & WESTERMANN: 1250-1251, Taf. 26, Fig. 5-9, 14, 15.

Material: 1 Windungsfragment.
Fundort und Probennummer: Profil 4 km nördl. Cerro Liebre (Ko 200294/-13).
Beschreibung: Das verdrückte Windungsfragment, bei dem es sich höchstwahrscheinlich um ein Wohnkammerfragment handelt (Lobenlinien sind nicht zu erkennen), gehört zu einem eher evoluten Gehäuse mit einem rekonstruierten Durchmesser von ca. 58 mm. Der Windungsquerschnitt ist rundlich, dabei breiter als hoch. Das rekonstruierte Verhältnis Höhe/Breite (Q) liegt bei 0,85 bis 0,91. Die Berippung ist sehr grob ausgebildet. Die Primärrippen sind nicht vollständig erhalten. Am Spaltpunkt enden die Primärrippen in Parabelknoten. Die genaue Lage der Spaltpunkte auf der Flanke kann aufgrund der Erhaltung nicht eindeutig ermittelt werden, liegt aber unterhalb der Flankenmitte. Auf dem Fragment sind auf einem Viertel Umgang 6 Primärrippen ausgebildet, die in zwei oder drei grobe Sekundärrippen aufspalten (auf 5 Primärrippen kommen 14 Sekundärrippen), die ohne Unterbrechung den Venter queren. Die Sekundärrippen schwingen sinusförmig nach vorne. Vereinzelt treten Schaltrippen auf.
Bemerkungen: Das vorliegende Windungsfragment läßt sich mit den Beschreibungen und Abbildungen von *D. undulatum* in BURCKHARDT (1927) und SANDOVAL & WESTERMANN (1986) vergleichen, zeigt aber anscheinend etwas tiefer liegende Spaltpunkte. Nach BURCKHARDT (1927) ist ein leichtes, wellenförmiges Biegen der Sekundärrippen auf dem letzten Abschnitt der Wohnkammer für *D. undulatum* charakteristisch, dieses kann auch an dem mir zur Verfügung stehenden Fragment beobachtet werden.
Vorkommen: In SANDOVAL & WESTERMANN (1986) wird das stratigraphische Vorkommen für die Humphriesianum-Zone (oberes Unterbajocium) angegeben, von FERNANDEZ-LOPEZ et al. (1994) wird aus der Cordillera Domeyko das Vorkommen eines *D.* aff. *undulatum* aus Schichten des oberen Bajociums erwähnt.
In der Küstenkordillere von Iquique wurde das vorliegende Fragment im Profil 4 km nördl. Cerro Liebre, unterhalb eines Horizontes mit Ammoniten der Rotundum-Zone (unteres Oberbajocium) gefunden.

Lupherites dehmi (HILLEBRANDT, 1977)

Taf. 6, Fig. 4

1977 *Domeykoceras dehmi* HILLEBRANDT: 56-63, Text-Fig. 6e-f, 7a, 8-13; Taf. 4, Fig. 1-3; Taf. 5, Fig. 5; Taf. 6, Fig. 1-3.
1992 *Lupherites dehmi* (HILLEBRANDT); HILLEBRANDT et al.: Taf. 58.

Material: Steinkernfragmente.

Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-9, -10); Profil Oficina Condor (Ko 070294/-1); Profil nördl. Cerro Montechristo (Ko 311094/-4).
Beschreibung: Es liegen zahlreiche Windungsfragmente unterschiedlicher Größe vor. Die Windungsquerschnitte sind hochrechteckig bis hochoval. Die Nabelwand ist steil, bei den Fragmenten mit größeren Windungshöhen läßt sich eine allmähliche Verflachung der Nabelwand beobachten. Bis zu einer Windungshöhe von ca. 60 mm lassen sich auf den Fragmenten reliktisch erhaltene Lobenlinien erkennen. Anhand eines fragmentarischen Steinkernes (Ko 280493/-9; Taf. 6, Fig. 4) wird deutlich, daß es sich um mäßig eng- und tiefnabelige, platycone Gehäuse handelt. Da dieses Exemplar bis zum letzten Umgang vollständig gekammert ist, wird es sich bei dieser Größe um einen Phragmokon eines Makrokonches handeln. An diesem Steinkern wurden an zwei Windungen folgende, teilweise rekonstruierte Meßwerte ermittelt:

Exemplar Ko 280493/-9:

Dm	Pr	Sr	Nw	Nb	Nh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
~110	12/4	36/4	33	34	44	30	30,9	40	1,29
57	23/2		17	22	25	29,8	38,6	43,9	1,14

Die kräftigen, konkaven Primärrippen spalten bei etwa 1/3 der Flankenhöhe in zahlreiche proverse Sekundärrippen auf. Soweit man bei der mäßigen Erhaltung erkennen kann, dominieren trifurkate Rippen. Die Sekundärrippen lagern sich spitzwinklig an die Primärrippen an. Schaltrippen sind häufig vertreten. Auf den Innenwindungen sind bei den Spaltpunkten keine Knoten ausgebildet, an einigen größeren Windungsfragmenten der Wohnkammer (55-65 mm Windungshöhe) lassen sich schwache Knotenbildungen beobachten. Im Gegensatz zu den Sekundärrippen sind die Primärrippen merklich kräftiger entwickelt.
Bemerkungen: Die Gattung *Lupherites* IMLAY wird durch mäßig evolute Gehäuse mit ovalen Windungsquerschnitten, die eine feine unbeknotete Berippung auf den Phragmokon sowie eine beknotete Berippung auf der Wohnkammer aufweisen, charakterisiert (IMLAY, 1973). Diese morphologischen Merkmale konnten bei den vorliegenden Fragmenten nachgewiesen werden. Aus Nordchile wurde *Lupherites dehmi* unter dem Gattungssynonym „*Domeykoceras*" erstmals von HILLEBRANDT (1977) beschrieben.
Vorkommen: Die Gattung *Lupherites* ist sowohl in Nord- als auch in Südamerika in Sedimenten des unteren Oberbajociums vertreten (IMLAY 1973; HILLEBRANDT 1977; WESTERMANN 1981). Ein weiteres Vorkommen von *Lupherites*? wird aus Mittelamerika (Oaxaca, Mexiko) von WESTERMANN (1983) und SANDOVAL & WESTERMANN (1986) erwähnt.
Im Arbeitsgebiet kommt *Lupherites* im oberen Bereich der Caleta Ligate-Formation (Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium) vor.

Teloceras ex gr. *crickmayi chacayi* WESTERMANN & RICCARDI, 1979

ex gr. 1979 *Teloceras crickmayi chacayi* WESTERMANN & RICCARDI: 172-175, Taf. 27, Fig. 1 a, b.

Taf. 7, Fig. 1

Material: 6 Steinkernfragmente.
Fundorte und Probennummern: Profil Cerro Fidel (Ko 070493/-2); Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10, -11); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-9).
Beschreibung: Coronate, großwüchsige Formen, evolut mit tiefem Nabel. Das größte Fragment gehörte zu einem Gehäuse mit einem rekonstruierten Durchmesser von ca. 180 mm. Bis zu diesem Durchmesser sind noch Lobenlinien zu erkennen, es handelt sich somit um Fragmente des Phragmokons. Die rekonstruierte Nabelweite beträgt ca. 50% vom Durchmesser. Die Windungsquerschnitte sind breittrapezoid, das Verhältnis Höhe/Breite liegt bei den inneren Windungen bei 0,48 und erhöht sich bei den äußeren Windungen auf durchschnittlich 0,57. Auf der Mitte der Flanke ist eine deutliche Flankenkante ausgebildet. Die innere Flanke fällt steil zum Nabel ab, die äußere Flanke und der Venter sind flach konvex gewölbt. Auf der inneren Flanke sind breite, radiale bis retroradiate Primärrippen enwickelt, die sich nicht scharf von der Flanke absetzen. Die

innere Flanke und die Rippen werden zusätzlich von charakteristischen Anwachstreifen überlagert. Auf der Flankenkante gehen die Primärrippen in große, kräftige Dornen über, die, da die Spitzen meist abgebrochen sind, als rundliche Knoten überliefert sind. Pro ¼ Umgang sind etwa 6 Primärrippen mit den entsprechenden Knoten ausgebildet. Von diesen Knoten ausgehend, spalten die Rippen überwiegend in drei grobe, nach vorn geschwungene Sekundärrrippen auf, die ohne Unterbrechung den Venter queren. Zusätzlich können noch Schaltrippen auftreten. Ein Fragment (Ko 200294/9) zeigt eine etwas feinere und dichtere Ausbildung der Sekundärrippen.

Bemerkungen: Das Material zeigt große Ähnlichkeiten mit der von WESTERMANN & RICCARDI (1979) aus Argentinien aufgestellten Unterart *Teloceras crickmayi chacayi*. Verwandschaftliche Beziehungen scheinen nach Vergleichen mit Material aus dem NATURAL HISTORY MUSEUM (London) und den Beschreibungen und Abbildungen von IMLAY (1964a; 1973) auch zu dem in Nordamerika verbreiteten *Teloceras itinsae* MCLEARN zu bestehen. Nach DIETL (mündl. Mitteilung) zeigen Teloceraten anscheinend eine große intraspezifische Variabilität. So konnte bei einer größeren Aufsammlung einer *Teloceras*-Art aus einem Horizont der Blagdeni-Subzone, die beim Bau der Autobahn A8 (Stuttgart-München, Eichelberg) vom NATURKUNDE MUSEUM STUTTGART geborgen wurde, ein sehr breites Spektrum von Morphotypen innerhalb dieser Art beobachtet werden. Anhand dieses Kriteriums erscheint mir eine eindeutige Zuordnung zu *T. crickmayi chacayi* oder zu *T. itinsae* zu unsicher. Das chilenische Material steht jedoch sicherlich in verwandschaftlicher Nähe zu diesen beiden Arten. Ein weiterführender Vergleich mit umfangreicherem Material von südamerikanischen und nordamerikanischen Teloceraten wäre daher notwendig, um die Variationsbreiten statistisch erfassen zu können. Die vorliegenden Morphotypen lassen sich nicht mit den Teloceraten des oberen Bajociums aus dem süddeutschen Raum vergleichen; die süddeutschen Formen (aus der Sammlung des NATURKUNDE MUSEUM STUTTGART) weisen wesentlich breitere und flachere Windungsquerschnitte auf.

Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium.

Teloceras sp.

Taf. 7, Fig. 2 a, b

Material: 2 Fragmente.

Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-15).

Beschreibung: Es liegen zwei extrem niedrigmündige Fragmente eines coronaten Gehäuses vor. Bei dem leicht verdrückten Fragment (Ko 200294/15) einer halben Windung kann der flache Windungsquerschnitt erfaßt werden, das Verhältnis Höhe/Breite liegt bei 0,35 (h 21 mm/b 60 mm). Die innere Flanke fällt fast senkrecht zum Nabel ein. Bei etwa 2/5 der Flankenhöhe befindet sich die coronate Flankenkante, von der aus die flach konvex gewölbte Außenflanke in den breiten Venter übergeht. Der rekonstruierte Durchmesser beträgt ca. 70 mm, die Nabelweite nimmt ca. 40% des Durchmessers ein. Lobenlinien sind nicht zu erkennen, es handelt sich wahrscheinlich um ein Wohnkammerfragment. Auf der inneren Flanke befinden sich radiale Primärrippen, die sich undeutlich von der Flanke abheben und bei der Flankenkante in kräftige, bis 10 mm lange Dornen übergehen. Pro ½ Umgang sind 7-8 Primärrippen ausgebildet. Oberhalb der Dornen spalten sich die Rippen in 5-6 Sekundärrippen auf. Die rundlichen Sekundärrippen heben sich deutlich ab und queren ohne Unterbrechung den Venter. Aufgrund der Erhaltung sind Schaltrippen nicht eindeutig auszumachen.

Bemerkungen: Die beiden Fragmente lassen sich nicht dem vorhergehend beschriebenen *Teloceras* ex gr. *crickmayi chacayi* zuordnen, da im Unterschied zu diesem der Windungsquerschnitt wesentlich niedrigmündiger ist, eine geringere Anzahl von Primärrippen und eine größere Anzahl von feineren und dichteren Sekundärrippen ausgebildet ist. Im Gegensatz zu den niedrigmündigen süddeutschen Teloceraten aus dem oberen Bajocium zeigen die vorliegenden Fragmente deutlich flachere Windungsquerschnitte. Möglicherweise liegt hiermit eine noch nicht beschriebene Art vor.

Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium.

Unterfamilie: **Cadomitinae** WESTERMANN, 1956

Cadomites ex gr. *psilacanthus* (WERMBTER, 1891)

Taf. 8, Fig. 1, 2

ex gr. 1979 *Cadomites*? cf. *psilacanthus* (WERMBTER); WESTERMANN & RICCARDI: 177-178, Taf. 27, Fig. 5a-b.

Material: 5 Bruchstücke.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Salar Grande (Ko 051194/-1).
Beschreibung: Steinkernfragmente von mäßig evoluten Gehäusen. Überwiegend handelt es sich bei den Fragmenten um Wohnkammmerabschnitte. Teilweise liegen noch Reste des Phragmokons vor, diese sind meist vollständig mit Kalzit verfüllt, Lobenlinien sind daher nicht mehr erhalten. Bei einem fragmentarisch überlieferten Gehäuse mit einem Durchmesser von ca. 90 mm ist bis zu einem Durchmesser von 62 mm der Phragmokon ausgebildet. Die Windungsquerschnitte sind breitoval. An zwei Wohnkammerfragmenten konnten folgende Windungshöhen und -breiten gemessen werden: Wh 25 mm und Wb 39 mm (Wh/Wb = 0,64); Wh 26 mm und Wb 39 mm (Wh/Wb = 0,66). Der Windungsquerschnitt zeigt eine steile Nabelwand, die in eine gut gerundete Nabelkante übergeht. Die Flanken und der Venter sind leicht konvex gewölbt. Die Nabelweite wurde anhand von rekonstruierten Durchmessern erfaßt, generell nimmt die Nabelweite im Laufe der Ontogenie zu. Bei einem Durchmesser von ca. 31 mm liegt die Nabelweite bei 32%, bei einem Durchmesser von ca. 63 mm bei 36% und bei einem Durchmesser von 90 mm bei 38%. Die Berippung der Flanken ist durch weitständige Primärrippen und dichte Sekundärrippen charakterisiert. Pro ¼ Umgang sind in der Regel 6-8 kräftige, konkave und nach vorn gerichtete Primärrippen ausgebildet, die auf der Flankenmitte in deutlich hervorstehende Dornen übergehen, die jedoch bei den meisten Stücken nur noch als runde Tuberkel erhalten sind. Durch die Anordnung der kräftigen Dornen bzw. Tuberkel auf den Flanken liegen coronate Windungen vor. Oberhalb der Dornen spalten die Rippen in fünf feine, dichte und proverse Sekundärrippen auf, die ohne Unterbrechung den breiten Venter queren. Schaltrippen lassen sich aufgrund der Erhaltung nicht eindeutig nachweisen.
Bemerkungen und Vorkommen: Anhand der morphologischen Kriterien wie Windungsquerschnitt, Rippenform und -anzahl läßt sich das vorliegende Material sowohl mit dem in WESTERMANN & RIOULT (1975) beschriebenen *C. psilacanthus* als auch mit dem in WESTERMANN & RICCARDI (1979) beschriebenen *Cadomites*? cf. *psilacanthus* vergleichen. Im Unterschied zu dem aus der Normandie stammenden Material in WESTERMANN & RIOULT (1975) spalten die südamerikanischen Formen jedoch statt in vier in fünf bis sechs Sekundärrippen auf und zeigen somit eine etwas dichtere Externberippung.
Nach WESTERMANN & RIOULT (1975) und WESTERMANN & RICCARDI (1979) kommt *C. psilacanthus* im unteren Oberbajocium vor. Das stratigraphische Vorkommen des vorliegenden Materials weicht von dieser Vorgabe ab. Der Fundort ist eine isolierte, tektonisch emporgehobene und begrenzte Sedimentscholle am Westrand des Salar Grande. Dort treten in den gleichen Schichten weitere Ammoniten auf, u.a wurde ein *Iniskinites* cf. *crassus* RICCARDI & WESTERMANN gefunden, dessen stratigraphisches Vorkommen von RICCARDI & WESTERMANN (1991) für das obere Bathonium angegeben wird. Die von GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1994) erwähnten und abgebildeten Cadomiten aus dem unteren Bathonium von Nordchile lassen sich jedoch nicht mit dem Material vom Salar Grande vergleichen. Bei *C.* ex gr. *extinctus* (QU.) - *rectelobatus* (HAUER) ist die Anzahl der Primärrippen pro Windung höher und die Rippen spalten in zwei bis drei Sekundärrippen auf. *Cadomites*? n. sp. A ist dagegen von der Gehäuseform zu involut mit einer zu geringen Anzahl von Sekundärrippen pro Windung.
Der von SCHAIRER (1990) aus dem Oberbathon von Deutschland (Sengenthal, Orbis-Zone) beschriebene *C. oppitzi* SCHAIRER bildet zu grobe Sekundärrippen aus. Der von der gleichen Lokalität und aus der gleichen Zone stammende *Cadomites* (*C.*) sp. bildet bei der Endwindung einen trapezförmigen Querschnitt aus (PÜSCHEL & SCHAIRER 1995).
Die von DIETL & HEROLD (1986) und von MÖNNIG & BEGINSKI (1993) beschriebenen Cadomiten aus dem unteren Callovium von Deutschland entsprechen ebenfalls nicht den Formen vom Salar Grande und zeigen zu *C. psilacanthus* deutliche Unterschiede. Der von DIETL & HEROLD (1986) beschriebene

Cadomites (C.) altispinosus DIETL & HEROLD zeigt zwar eine ähnliche Berippung, die Primärrippen sind jedoch, vor allem auf den inneren Windungen, wesentlich weitständiger. *Cadomites (C.) altispinosus* zeigt außerdem noch eine etwas abweichende Gehäusemorphologie. Der von MÖNNIG & BEGINSKI (1993) beschriebene *Cadomites (C.) westfalicus* MÖNNIG & BEGINSKI weist eine wesentlich gröbere Berippung auf.
Die verwandschaftliche Nähe zu *C. psilacanthus* erscheint mir aufgrund der morphologischen Übereinstimmung am wahrscheinlichsten. Die stratigraphische Reichweite dieser Art (unteres Oberbajocium) als auch eventuell die von *Iniskinites* cf. *crassus* (oberes Bathonium) ist somit möglicherweise nicht auf die angegebenen Stufen bzw. Unterstufen beschränkt.

Cadomites sp.

Taf. 8, Fig. 3, 4

Material: 3 flachgedrückte Fragmente.
Fundort und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 170493/-4, Ko 270393/-2).
Beschreibung und Bemerkungen: Die Berippung der flachgedrückten, sehr mäßig erhaltenen Windungsfragmente zeigt die für *C. rectelobatus* (HAUER) charakteristischen hohen, schmalen und scharfen Primärrippen, die mit einem spitzen Dorn in 2-4 Sekundärrippen aufspalten (RICCARDI et al. 1989). Die Fragmente sind aber so schlecht erhalten, daß mir eine Zuordnung zu *C. rectelobatus* als zu gewagt erscheint. Die vorliegenden Cadomiten-Fragmente stammen aus dem gleichen Horizont wie *H.* (*Prohecticoceras*) cf. *blanazense* ELMI und Perisphinctaceae (*Choffatia* ex gr. *jupiter*), was stratigraphisch dem oberen Bathonium entspricht. GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1994) erwähnen das Vorkommen eines *C.* ex gr. *extinctus* (QU.) - *rectelobatus* aus dem unteren Bathonium von Nordchile, RICCARDI et al. (1989) geben von Chacay Melehue (Argentinien) ein Vorkommen von *C. rectelobatus* aus dem mittleren Bathonium an.

Familie: **Sphaeroceratidae** BUCKMAN, 1920

Sphaeroceras? sp.

Taf. 7, Fig. 3, 4

Material: 15 Steinkernfragmente.
Fundort und Probennummer: Profil nördlich vom Cerro Montechristo (Ko 280194/-1a-o).
Beschreibung: Überwiegend handelt es sich um verdrückte Fragmente von sehr kleinen, sphäroconen und sehr involuten Gehäusen, deren Durchmesser zwischen 10 und 20 mm liegen. Es liegt nur ein Fragment (Ko 280194/1a) eines etwas größeren Gehäuses mit einem rekonstruierten Durchmesser von ca. 35 mm vor, das eventuell einem Makrokonch zuzuordnen ist. Ein unvollständiges Gehäuse (Ko 280194/1b: Taf. 7, Fig. 3; Innenwindungen sind nur noch als Abdruck erhalten, von der Wohnkammmer ist nur das letzte Viertel als Steinkern überliefert), zeigt am Gehäuseende eine deutliche Einschnürung und repräsentiert somit bei einem Durchmesser von 20 mm ein ausgewachsenes Exemplar eines Mikrokonches. Der Windungsquerschnitt ist halbkreisförmig bis breitelliptisch. Die Nabelweite konnte an zwei kleineren Exemplaren ermittelt werden und ist mit ca. 8% sehr engnabelig. Auf den Innenwindungen ist eine feine und dichte, auf der äußeren Windung eine etwas gröbere Berippung entwickelt. Pro Umgang sind ca. 20 Primärrrippen ausgebildet, die auf der steilen Nabelwand noch rückwärtig ausgerichtet sind, auf der gerundeten Nabelkante umbiegen und dann auf der Flanke proradiat werden. Auf der Flankenmitte spalten die Primärrippen knotenlos in 2-3 Sekundärrippen auf, die ohne Unterbrechung den Venter queren. Die ursprüngliche Primärrippe bleibt dabei am deutlichsten ausgebildet, an ihr lagern sich die weiteren Sekundärrippen mit undeutlichem Kontakt an.
Bemerkungen und Vorkommen: Diese kleinen Ammonitenfragmete wurden in KOSSLER (1996) zunächst zu *Emileia* ex gr. *giebeli* (STEINMANN) gestellt; diese Zuordnung läßt sich jedoch bei

näherer Betrachtung nicht mehr halten. Nach den Gattungsdiagnosen in WESTERMANN (1956) weist das Material sowohl Merkmale der Gattung *Chondroceras* MASCKE als auch der Gattung *Sphaeroceras* BAYLE auf. Die kugelige Gestalt, die Art der Berippung, die Ausbildung der Wohnkammer und der Mündung ist bei beiden Gattungen vertreten, charakteristisch für *Sphaeroceras* ist jedoch ein sehr kleiner Durchmesser, die sehr enge Nabelweite bei adulten Exemplaren (2%-7%) und die stets kugelige Gehäuseform. Da es sich bei dem vorhandenen Material um sehr kleine, kugelige Morphotypen mit sehr engen Nabelweiten handelt und diese sich auch am ehesten mit den Abbildungen von *Sphaeroceras brongniarti* (SOWERBY) in WESTERMANN (1956) vergleichen lassen, erscheint mir eine Zuordnung zur Gattung *Sphaeroceras* wahrscheinlich. Bei der mäßigen Erhaltung und auch durch die geringe Größe der Fragmente ist eine gewisse Unsicherheit bei der Bestimmung gegeben, so daß sich die Gattung *Chondroceras* nicht vollständig ausschließen läßt.
Für die stratigraphische Reichweite der Gattung *Chondroceras* wird das untere Bajocium (Sauzei- bis Humphriesianum-Zone), für die Gattung *Sphaeroceras* wird das Unterbajocium (Humphriesianum-Zone) bis höhere Oberbajocium (Subfurcatum-, Garantiana-Zone) angegeben (WESTERMANN 1956; STURANI 1971; FERNANDEZ-LOPEZ 1985; SEYED-EMAMI et al. 1994). Sphärocone Morphotypen von *Chondroceras* und *Sphaeroceras* sind ein typisches Ammoniten-Faunenelement der Humphriesianum-Zone (WESTERMANN 1956; HALL & WESTERMANN 1980; PAVIA 1983; HALL et al. 1991). Im Untersuchungsgebiet fand ich diese Ammoniten an der Basis der Caleta Ligate-Formation (Profil nördlich Cerro Montechristo), es handelt sich somit um die stratigraphisch ältesten Ammoniten, die bisher in den jurassischen marinen Schichten der Küstenkordillere von Iquique gefunden wurden. In den Basisschichten tritt neben diesen Ammoniten die charakteristische Gastropoden- und Bivalven-Fauna des Bajociums auf. In den Profilen gehört der nächste Leithorizont nach seiner Ammonitenfauna der Rotundum-Zone des oberen Bajociums an. Ältere Leitformen, wie z.B. Stephanoceraten, Sonninien oder Dorsetensien, die für die untere Humphriesianum-Zone charakteristisch sind (z.B. WESTERMANN 1981; FERNANDEZ-LOPEZ 1985; HALL et al. 1991) wurden in der Küstenkordillere von Iquique bisher nicht gefunden. Dementsprechend sind die Basisschichten der Caleta Ligate-Formation stratigraphisch zwischen der unteren Humphriesianum- und Rotundum-Zone einzuordnen, gehören somit höchstwahrscheinlich in die obere Humphriesianum-Zone. Aus Nordchile wurden weitere sphärocone Morphotypen aus Schichten der Humphriesianum-Zone des oberen Unterbajociums erwähnt, die bisher nach STEINMANN (1881), HILLEBRANDT (1977) und GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1985) zu *Chondroceras zirkeli* (STEINMANN) gestellt wurden. In RICCARDI & WESTERMANN (1991) wird „*Stephanoceras*" *zirkeli* als „nomen dubium" bezeichnet, da der Holotyp nicht mehr zugänglich und die stratigraphische Stellung ungeklärt ist und es sich nach den beiden Autoren auch um die Innenwindung eines *Iniskinites* oder *Xenocephalites* handeln könnte. Nach neuen Erkenntnissen hat Herr Prof. Dr. A. v. HILLEBRANDT seine Meinung über die stratigraphische Stellung von „*Chondroceras*" *zirkeli* revidiert. In Zukunft sollen guterhaltene Exemplare weitergehenden Studien unterzogen werden, um die systematische Stellung (*Chondroceras* oder *Sphaeroceras*) klarer definieren zu können.

Unterfamilie: **Eurycephalitinae** THIERRY, 1978

Die Eurycephalitinae sind ab dem oberen Bajocium bis zum Callovium in den marinen Sedimenten der Küstenkordillere von Iquique sehr häufig vertreten. In der Lutitfazies der El Godo-Formation liegen sie meistens flachgedrückt und als unvollständige Fragmente vor. Ohne körperliche Erhaltung der Wohnkammer und des Windungsquerschnittes, die zur Differenzierung der verschiedenen Gattungen außerordentlich wichtig sind, ist eine nähere Bestimmung in den meisten Fällen nicht möglich. Der Vollständigkeit wegen werden hier vorab noch zwei Gattungen erwähnt, die aufgrund ihrer sehr mäßigen Erhaltung bzw. ihrer unklaren stratigraphischen Stellung nicht näher beschrieben werden.
Zum einen handelt es sich um einen mäßig erhaltenen Abdruck eines *Xenocephalites* SPATH. Dieser Fund stammt aus einer für sich isolierten Lokalität (östl. der Caleta Buena), die sich nicht genauer in eine stratigraphische Profilsäule eingliedern läßt. Die stratigraphische Reichweite dieser Gattung wird für das Bathonium bis zum unteren Callovium angegeben (RICCARDI & WESTERMANN 1991).

Zum anderen können flachgedrückte Fragmente aus Schichten des oberen Bathoniums (Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II) aufgrund der stratigraphischen Stellung höchstwahrscheinlich der Art *Lilloettia steinmanni* (SPATH) zugeordnet werden (siehe Beschreibung *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) cf. *blanazense*). Durch die schlechte Erhaltung der flachgedrückten Exemplare und ohne körperlich erhaltene Wohnkammer bleibt diese Zuordnung jedoch mit großer Unsicherheit behaftet.

Megasphaeroceras magnum RICCARDI & WESTERMANN, 1991

Taf. 8, Fig. 7

1991 *Megasphaeroceras magnum* RICCARDI & WESTERMANN: 91-96, Taf. 27, Fig. 1-8; Taf. 28, Fig. 1-4; Taf. 29, Fig. 1-2 (mit Synonym-Liste).
1992 *Megasphaeroceras magnum* RICCARDI & WESTERMANN; HILLEBRANDT et al.: Taf. 59; Fig. 1a,b.
1994 *Megasphaeroceras magnum* RICCARDI & WESTERMANN; FERNANDEZ-LOPEZ et al.: Taf. 1, Fig. 9, 10.

Material: 8 flachgedrückte Exemplare, 1 Steinkern.
Fundorte und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 260393/-2, Ko 280393/-3); Profil Oficina Aguada (Ko 011194/-1).
Beschreibung: Sphärocone, involute Gehäuse. Bei dem größten Gehäuse mit einem Durchmesser von 112 mm handelt es sich um den schlecht erhaltenen Steinkern (Ko 011194/-1) eines Wohnkammerexemplares. Bei diesem Exemplar beträgt die Höhe der letzten Windung 60 mm und die Breite 58 mm (Wh/Wb = 1,03). Der Windungsquerschnitt ist gerundet. Der Nabel nimmt ca. 10% des Durchmessers ein. Aufgrund der Erhaltung ist die feine und dichte Berippung nur noch schemenhaft auf der ersten Hälfte der letzten Windung zu sehen, auf der zweiten Hälfte scheint die Berippung sogar zu verschwinden. Bei den flachgedrückten Exemplaren (Ko 260393/-2: Taf. 8, Fig. 7; Ko 280393/-3) der Lutitfazies aus der Caleta Santiago liegen kleinere Gehäuse mit einem Durchmesser zwischen 20 mm bis 77 mm vor. Die Windungsquerschnitte können nicht erfaßt werden. Die Höhe der letzten Windung nimmt bei diesen Exemplaren ca. 50% des Durchmessers ein. Die Nabelweite variiert zwischen 5,4% und 9,4%. Die Anzahl der Primärrippen pro ½ Umgang liegt zwischen 15 und 19 Rippen. Auf der Nabelwand sind die Rippen noch deutlich zurückgebogen, oberhalb der gerundeten Nabelkante sind sie dann nach vorne gerichtet. Unterhalb der Flankenmitte spalten die Rippen überwiegend in zwei Sekundärrippen auf, Schaltrippen sind zusätzlich vorhanden. Die Anzahl der Sekundärrippen variiert stark.
Bemerkungen und Vorkommen: Die Eurycephalitinae des oberen Bajociums im ostpazifischen Raum werden vor allem durch die Gattung *Megasphaeroceras* IMLAY repräsentiert (WESTERMANN 1981), die in diesem Zeitraum in Nordchile einen großen Anteil der Ammoniten-Fauna bildet. RICCARDI & WESTERMANN (1991) und HILLEBRANDT et al. (1992) unterscheiden im Bereich der argentinischen und chilenischen Anden eine Art und eine Unterart: *Megasphaeroceras magnum* und *Megasphaeroceras magnum spissum*. Diese zwei Morphotypen treten zeitlich und räumlich nebeneinander auf, was meiner Meinung nach das Aufrechterhalten von Unterarten unmöglich macht. Entweder handelt es sich um eine weitgestreute intraspezifische Variationsbreite oder um zwei eigenständige Arten. Da der Morphotyp von *M. magnum spissum* sich durch seine kugelige Form deutlich von der wesentlich komprimierteren Form von *M. magnum* unterscheidet, tendiere ich dazu, diese beiden Formen als jeweils eigenständige Arten zu betrachten. Bei der Zuordnung der flachgedrückten Exemplare (Ko 260393/-2, Ko 280393/-3) zu *M. magnum* ist eine gewisse Unsicherheit gegeben, da die Gehäuseform und das Verhältnis Wh/Wb nicht erfaßt werden können, die wichtige Kriterien für die Artunterscheidung sind. Die stratigraphische Aussage bleibt jedoch davon unbehelligt, da beide Arten zusammen mit *Duashnoceras chilense*, *Lupherites dehmi*, *Leptosphinctes* sp. und *Spiroceras* sp. vergesellschaftet sind, was stratigraphisch der Rotundum-Zone (unteres Oberbajocium) entspricht (WESTERMANN & RICCARDI 1979; WESTERMANN, 1981; HILLEBRANDT et al. 1992; FERNANDEZ-LOPEZ et al. 1994).

Megasphaeroceras spissum RICCARDI & WESTERMANN, 1991

Taf. 8, Fig. 5 a, b; 6 a, b

1991 *Megasphaeroceras magnum spissum* RICCARDI & WESTERMANN: 96-97, Taf. 29, Fig. 3-4; Taf. 30, Fig. 1.
1992 *Megasphaeroceras magnum spissum* RICCARDI & WESTERMANN; HILLEBRANDT et al.: Taf. 59, Fig. 2.
1994 *Megasphaeroceras magnum spissum* RICCARDI & WESTERMANN; FERNANDEZ-LOPEZ et al.: Taf. 1, Fig. 14 a,b.

Material: 1 Wohnkammerexemplar, 1 verdrückter, unvollständiger Phragmokon.
Fundorte und Probennummern: Profil 4 km nördl. Cerro Liebre (Ko 300194/-1); Profil Oficina Aguada (Ko 011194/-1).
Beschreibung: Sphärocone Gehäuse mit sehr engem Nabel. Das mäßig erhaltene Wohnkammerexemplar (Ko 011194/-1: Taf. 8, Fig. 5a, b) weist einen Durchmesser von 94 mm auf. Die Höhe der letzten Windung beträgt 47 mm, die Breite 64 mm (Wh/Wb = 0,73). Der Nabel ist sehr eng und nimmt max. 5% des Durchmessers ein. Die Berippung läßt sich aufgrund der schlechten Erhaltung nicht genau ermitteln. Beim letzten Umgang zeigen die Sekundärrippen am Venter eine feine und dichte Ausbildung, auf dem letzten Viertel wirkt das Gehäuse jedoch glattschalig, die Berippung scheint auf diesem Abschnitt zu verschwinden. Das Einsetzen der Wohnkammer läßt sich nicht bestimmen, Lobenlinien sind nicht zu beobachten.
Das verdrückte Phragmokonexemplar (Ko 300194/-1: Taf. 8, Fig. 6a,b) mit einem Durchmesser von 48 mm ist nur zur Hälfte erhalten, die ermittelten Meßwerte sind daher unter Vorbehalt zu betrachten. Die Windungshöhe beträgt 23 mm, die -breite 45 mm (Wh/Wb 0,51). Die Nabelweite ist mit ca. 10% des Durchmessers etwas weiter als bei dem Wohnkammerexemplar. Auf der halben Windung lassen sich 12 Primärrippen zählen, auf die 33 Sekundärrippen kommen. Die Primärrippen spalten etwas unterhalb der Flankenmitte meistens in zwei Sekundärrippen auf. Schaltrippen sind häufig vertreten. Die Erhaltung läßt ein Auswerten der Lobenlinie nicht zu.
Bemerkungen: Siehe Diskussion bei *M. magnum.*
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Rotundum-Zone (unteres Oberbajocium).

Iniskinites cf. *crassus* RICCARDI & WESTERMANN, 1991

Taf. 9, Fig. 1 a, b, c

cf. 1991 *Iniskinites crassus* RICCARDI & WESTERMANN: 63-66, Abb. 23-26, Taf. 12, Fig. 2-4; Taf. 13, Fig. 1-4; Taf. 14, Fig. 1,3 (mit Synonym-Liste).

Material: 3 Fragmente.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Salar Grande (Ko 050493-a, -b; Ko 051194/-1).
Beschreibung: Sphaerocone Gehäuse mit engem Nabel. Die Phragmokonfragmente mit einem Durchmesser von 45 mm (Ko 050493-a: Taf. 9, Fig. 1a-c) und 51 mm (Ko 050493-b) zeigen noch einen subquadratischen Windungsquerschnitt mit steilen Nabelwänden. Der Querschnitt ist dabei etwas breiter als hoch, die größte Windungsbreite wird an den inneren Flanken erreicht. Die flachen Flanken liegen annähernd parallel zueinander und gehen in eine breite, leicht konvexe Externseite über. Bei dem Exemplar Ko 050493-a ist zusätzlich noch ein Teil der Wohnkammer erhalten (die Lobenlinien enden bei einem Durchmesser von 45 mm). Ein weiteres, sehr mäßig erhaltenes Wohnkammerfragment (Ko 051194/-1) von einem Gehäuse mit einem rekonstruierten Durchmesser von ca. 87 mm liegt außerdem vor. Der Windungsquerschnitt der Wohnkammer wirkt im Gegensatz zum Phragmokon stärker komprimiert, das Verhältnis Wh/Wb liegt bei 0,95, die Windungshöhe hat sich der -breite angenähert. Die Flanken liegen schräg zueinander, die Externseite ist weniger breit, der Querschnitt wird somit oval-triangular. Meßwerte können nur von einem Exemplar (Ko 050493-a, Phragmokon mit Wohnkammerrest) angegeben werden:

Exemplar Ko 050493-a:

D	PR	SR	n	b	h	N%	B%	H%	Q
53	9/2	23/2	7,5	32	23	14,2	60,4	43,4	0,72

Auf dem Phragmokon sind die kräftigen, groben und gerundeten Primärrippen auf der gerundeten Nabelkante nach hinten gebogen, oberhalb der Nabelkante sind sie dann leicht nach vorn gerichtet. Bei ca. 2/5 Flankenhöhe werden die Rippen überwiegend bifurkat. Einzelne Schaltrippen sind den Sekundärrippen häufig zwischengeschaltet. Auf dem Wohnkammerfragment (Ko 051194/-1) werden die Primärrippen sehr undeutlich und sind aufgrund des Erhaltungszustandes nicht mehr klar zu erkennen. Die groben Sekundärrippen werden stumpfer und genauso breit wie die Rippenzwischenräume.

Bemerkungen: Als *Iniskinites crassus* werden involute und grob berippte Eurycephalitinae von RICCARDI & WESTERMANN (1991) aus der Steinmanni-Zone des oberen Bathoniums der Neuquén-Provinz (Argentinien) beschrieben. Ein sehr ähnlicher Morphotyp aus Caracoles und der Quebrada El Profeta (beide Lokalitäten in Nordchile), der morphologisch abweichend eine etwas stärker komprimierte Wohnkammer aufweist, wird von den beiden Autoren auch zu dieser Art gerechnet. Das mir vorliegende Material läßt sich mit dem chilenischen Material, welches in RICCARDI & WESTERMANN (1991) abgebildet ist, vergleichen. Stratigraphisch kommt es zusammen mit *Cadomites* cf. *psilacanthus* (WERMBTER) und nicht näher bestimmbaren Perisphinctidae vor.

Vorkommen: Oberes Bathonium?, siehe Bemerkungen zu *Cadomites* cf. *psilacanthus*.

„Iniskinites" sp. A

Taf. 9, Fig. 2 a, b

Material: 2 Gehäuse in Steinkernerhaltung.

Fundort und Probennummer: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10, Ko 280493/-10a).

Beschreibung: Sphärocone Gehäuse mit engem Nabel. Das eine Wohnkammerexemplar (Ko 280493/-10a) weist einem rekonstruierten Durchmesser von ca. 110 mm auf. Gehäuseform und Berippung sind bei diesem Exemplar trotz der mäßigen Erhaltung deutlich überliefert. Die letzte Windung ist auf der letzten Hälfte etwas höher als breit, der Windungsquerschnitt scheint sich zum Gehäuseende hin allmählich zu komprimieren. Ein weiteres Wohnkammerexemplar (Ko 280493/-10: Taf. 9, Fig. 2a,b) mit einem Durchmesser von 74 mm ist beidseitig erhalten. Der Windungsquerschnitt ist bei diesem Durchmesser noch etwas breiter als hoch. Die Flanken sind eher flach, der breite Venter gut gerundet. Während der Phragmokon noch eng genabelt ist, zeigt die Wohnkammer im letzten Abschnitt des letzten Umganges eine deutliche Egression. So beträgt die Nabelweite bei einem Durchmesser von 70 mm nur 7 mm, bei einem Durchmesser von 74 mm jedoch schon 12 mm. Bis zu einem Durchmesser von 70 mm ist die Nabelwand steil ausgebildet, danach verflacht sie etwas. Das Einsetzen der Wohnkammer läßt sich nicht bestimmen, Lobenlinien sind nicht zu beobachten. Folgende Meßwerte wurden ermittelt:

Exemplar Ko 280493/-10:

Dm	Pr	Sr	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
74	19	67	12	36	33	16,2	48,6	44,6	0,92

Bei beiden Steinkernen sind die kräftigen Primärrippen auf der Nabelwand leicht nach hinten gebogen und zeigen dann von der Nabelkante ab einen radialen bis leicht proradiaten Verlauf auf den Flanken. Bei etwa 1/3 der Flankenhöhe spalten die Rippen meist in zwei deutlich ausgeprägte, nach vorn gerichtete Sekundärrippen auf. Ein bis zwei Schaltrippen sind den bifurkaten Rippen zwischengeschaltet. Die Skulptur ist somit durch weitständige Primärrippen und eine dichtere Ausbildung der Sekundärrippen charakterisiert.

Bemerkungen: Dieser Morphotyp aus dem unteren Oberbajocium von Nordchile entspricht nicht der für das obere Bajocium der ostpazifischen Faunenprovinz typischen Gattung *Megasphaeroceras* IMLAY. Nach den morphologischen Kriterien zeigt er eher verwandschaftliche Beziehungen zur

Gattung *Iniskinites* IMLAY auf. Nach RICCARDI & WESTERMANN (1991) sind die inneren Windungen von *Megasphaeroceras* IMLAY, *Lilloettia* CRICKMAY und *Iniskinites* zwar äußerst ähnlich, die Wohnkammer von *Iniskinites* unterscheidet sich jedoch durch gröbere Berippung und weist im Gegensatz zu *Lilloettia* eine stärkere Egression auf. Gewisse Affinitäten zeigen sich auch zu *Arctocephalites* (*Cranocephalites*) *costidensus* IMLAY (IMLAY 1962: Taf. 2, Fig. 19), der nach ARKELL et al. (1957) zur Familie der Cardioceratidae gehört. In CALLOMON (1984) wird der von IMLAY (1962) beschriebene *Arctocephalites* (*Cranocephalites*) *costidensus* als „*Cranocephalites*" (*Iniskinites*?) *costidensus* bezeichnet Seiner Meinung nach paßt dieser Morphotyp eher in die pazifische Abfolge von *Megasphaeroceras* zu *Iniskinites* als zu den borealen Arctocephalitinae, so daß es sich bei „*Cranocephalites*" (*Iniskinites*?) *costidensus* eventuell um vorübergehend in die boreale Provinz eingewanderte Eurycephalitinae handelt.

Vorkommen: Für das stratigraphische Vorkommen von *Iniskinites* wird für Nordamerika das mittlere und obere Bathonium angegeben (FREBOLD 1978; IMLAY 1980; POULTON 1987; HALL 1988). Aus Südamerika wurde von RICCARDI & WESTERMANN (1991) ein sicheres Vorkommen von *Iniskinites* nur aus dem Oberbathonium und neuerdings von GRÖSCHKE (1996) auch aus dem Unterbathonium beschrieben.

Für das Vorkommen in der Küstenkordillere von Iquique (Caleta Ligate-Formation) kann für das vorliegende Material eindeutig das untere Oberbajocium genannt werden, da es zusammen mit Stephanoceratidae (u.a. *Lupherites dehmi*) auftritt. Die beiden Exemplare wären somit die ältesten bekannten Vertreter der Gattung *Iniskinites* bzw. eine in die unmittelbar nähere Verwandschaft zu dieser Gattung zu stellende Vorläuferform.

Familie: **Parkinsoniidae** BUCKMAN, 1920
Unterfamilie: **Parkinsoniinae** BUCKMAN, 1920

Caumontisphinctes? sp.

Taf. 13, Fig. 1

Material: 4 Abdrücke, 2 Fragmente.

Fundort und Probennummer: Profil Cerro Fidel (Ko 040493/-2, Ko 200593/-17).

Beschreibung: Abdrücke von sehr kleinwüchsigen, serpenticonen Gehäusen. Acht Umgänge lassen sich bei dem größten Abdruck mit einem Durchmesser von 49 mm beobachten, die Windungshöhen der Umgänge nehmen im Laufe der Ontogenie nur allmählich zu. Die Ausbildung der Externseite und der Windungsquerschnitt lassen sich an den Abdrücken und bei den verdrückten, verkieselten Fragmenten nicht mehr eindeutig erfassen, die Windungen hatten wahrscheinlich rundliche Querschnitte. Die Nabelweite nimmt ca. 55% des Durchmessers ein. Erhaltungsbedingt ist auf den Abdrücken (Ko 040493/-2, Ko 200593/-17: Taf. 13, Fig. 1) die Berippung des letzten Umganges nicht mehr klar zu erkennen. Auf den Innenwindungen sind nur die Primärrippen zu sehen, die mit jeweils einem sehr feinen Knötchen direkt unterhalb der darüber folgenden Windungsnaht versehen sind. Auf den innersten Umgängen sind die Primärrippen noch stark proradiat ausgerichtet, im späteren Verlauf werden sie dann leicht proradiat bis radiat. Auf den letzten Windungen sind pro Umgang ca. 38 Rippen ausgebildet.

Bemerkungen: Die morphologische Ausbildung der chilenischen Formen zeigt große Übereinstimmungen mit der Diagnose von *Caumontisphinctes* BUCKMAN in DIETL (1980a) und SCHLEGELMILCH (1985). Bei der Zuordnung zu dieser Gattung ist jedoch eine gewisse Unsicherheit gegeben, da wichtige Merkmale wie Windungsquerschnitt, Ausbildung der Externseite, Sekundärrippen und Lobenlinien nicht überliefert sind. Die ähnlichen Gattungen *Planisphinctes* BUCKMAN und *Leptosphinctes* BUCKMAN der Perisphinctidae lassen sich beim vorliegenden Material ausschließen, da keine Einschnürungen zu beobachten sind und die Primärrippen in feinen Knötchen enden.

Vorkommen: Für das stratigraphische Vorkommen von *Caumontisphinctes* wird für den europäischen Raum das untere Oberbajocium (Niortense-Zone = Rotundum-Zone) angegeben (u.a.

PAVIA 1971; STURANI 1971; DIETL 1980a; SCHLEGELMILCH 1985; SANDOVAL 1994). Nach WESTERMANN (1993) ist *Caumontisphinctes* im unteren Oberbajocium weltweit verbreitet.
In meinem Arbeitsgebiet fand ich diese Ammoniten nur an einer Lokalität (Profil Cerro Fidel) im Übergangsbereich der Caleta Ligate- zur El Godo-Formation. In diesem Profil befindet sich der Fundhorizont (siehe Profil Cerro Fidel) 90 m oberhalb eines Horizontes mit Ammoniten der Rotundum-Zone (unteres Oberbajocium).

Unterfamilie: **Spiroceratinae** HYATT, 1900

Spiroceras sp.

Material: 1 Abdruck.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 130194).
Beschreibung: Abdruck eines 32 mm langen, 5 mm hohen, cyrtocon entrollten Gehäuseabschnittes, der an Skulptur einfache und gerade Rippen zeigt. Reliktisch ist ein kleiner Abschnitt des Steinkernes am einen Ende des Abdruckes erhalten. Auf diesem kleinen Rest sind noch drei Rippen vorhanden, die im Bereich des Venters eine Knötchenbildung zeigen. Die am besten erhaltene mittlere Rippe scheint zwei Knötchen zu tragen.
Vorkommen: Die Gattung *Spiroceras* QUENSTEDT ist während des oberen Bajociums (Subfurcatum- bis untere Parkinsoni-Zone) weltweit verbreitet (z.B. STURANI 1971; DIETL 1978; SEYED-EMAMI et al. 1996). Aus Nordchile ist sie aus etlichen Lokalitäten bekannt (u.a. THOMAS 1970; HILLEBRANDT 1977; FERNANDEZ-LOPEZ et al. 1994). Im nördlichen Anschlußgebiet (WITTMANN, mündl. Mitteilung) kommt sie in den Schichten der Caleta Camarones vor, wo die Spiroceraten sehr beachtliche Größen aufweisen. In Nordchile sind Spiroceraten in der Rotundum-Zone des oberen Bajociums ein charakteristisches Faunenelement (WESTERMANN 1981; HILLEBRANDT et al. 1992; FERNANDEZ-LOPEZ et al. 1994). In meinem Arbeitsgebiet (Caleta Ligate-Formation) sind diese Ammoniten sehr selten.

Unterfamilie: **Parapatoceratinae** BUCKMAN, 1926

Taf. 9, Fig. 3, 4

Parapatoceras cf. *tuberculatum* (BAUGIER & SAUZÉ, 1843)

cf. 1978 *Parapatoceras tuberculatum* (BAUGIER & SAUZÉ); DIETL: 44-45, Abb. 7g; Abb. 13c-d; Taf. 7, Fig. 11,12; Taf. 8, Fig. 1-4 (mit Synonym-Liste).
cf. 1994 *Parapatoceras tuberculatum* (BAUGIER & SAUZÉ); PANDEY et al.: 63-69, Abb. 2-7.

Material: 5 Bruchstücke.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor, Abschnitt II (Ko 070294/-11).
Beschreibung: Sehr mäßig erhaltene rhabdoceratide Gehäuseabschnitte. Das Material ist stark verdrückt, der ursprüngliche Windungsquerschnitt läßt sich daher nicht mehr erfassen. Die einzelnen Fragmente weisen Längen zwischen 20 mm - 40 mm und Höhen zwischen 8 mm - 10 mm auf. An Skulptur sind einfache, kräftige und radiale Rippen ausgebildet, die einen geraden bis schrägen Verlauf zeigen. Der Abstand zwischen den Rippen beträgt 2 mm - 3 mm. Am Venter enden die Rippen in kleinen Knötchen, die wegen der schlechten Erhaltung nur noch undeutlich zu erkennen sind. An den deformierten Fragmenten läßt sich die für diese Gattung charakteristische Rippenunterbrechung an der Externseite nur schemenhaft erkennen.
Bemerkungen: Nach DIETL (1978) sind bei *Parapatoceras* SPATH im Adultstadium rhabdoceratide Gehäuseabschnitte nur bei zwei Arten zu beobachten, nämlich bei *P. tenue* (BAUGIER & SAUZÉ) und bei *P. tuberculatum* (BAUGIER & SAUZÉ). Diese beiden Arten sind sich äußerst ähnlich. Im Unterschied zu *P. tuberculatum* sind die Rippen bei *P. tenue* jedoch unbeknotet.

Vorkommen: Das stratigraphische Vorkommen von *P. tenue* ist auf das obere Bathonium beschränkt, während das Vorkommen von *P. tuberculatum* weltweit verbreitet aus dem unteren und mittleren Callovium bekannt ist (DIETL 1978; PANDEY et al. 1994). Nach DIETL (1978) ist *P. tuberculatum* in Südamerika bisher nur aus Argentinien bekannt.
Im Untersuchungsgebiet tritt *P.* cf. *tuberculatum* in Horizonten zusammen mit *Neuqueniceras* sp., Eurycephalitinae und Oppeliinae auf, was stratigraphisch dem unteren Callovium entspricht. Ein weiteres, jedoch fragwürdiges Vorkommen von *Parapatoceras* sp. liegt noch aus dem Profil Playa Blanca (310194/-3) vor. Hierbei handelt es sich um ein isoliert vorkommendes, nicht näher bestimmbares Steinkernfragment aus einer Abfolge von rötlichen, flachmarinen vulkaniklastischen Sedimenten. Stratigraphisch werden diese rötlichen Sedimente zunächst von einer mächtigen Abfolge von Vulkaniten und dann von einer Serie von Sedimenten des oberen Calloviums überlagert (siehe Profil Playa Blanca).

Überfamilie: **Haploceratacea**e ZITTEL, 1884
Familie: **Oppeliidae** BONARELLI, 1894
Unterfamilie: **Hecticoceratinae** SPATH, 1925

Hecticoceras (*Prohecticoceras*) cf. *blanazense* ELMI, 1967

Taf. 9, Fig. 5, 6

cf. 1967 *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *ochraceum blanazense* ELMI: 588-593, Taf. 5, Fig. 4-6.
cf. 1989 *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *blanazense* ELMI; RICCARDI et al.: 563, Taf. 4, Fig. 1-6.
cf. 1990 *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *blanazense* ELMI; SANDOVAL et al.: 119, Taf. 10, Fig. 5a-6.

Material: Zahlreiche flachgedrückte Exemplare.
Fundort und Probennummern: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 270393/-1b, Ko 270393/-5; Ko 790327/-5, -6).
Beschreibung: Kleine, platycone und involute Gehäuse, deren Durchmesser zwischen 15 mm und 45 mm liegen. Der Windungsquerschnitt, die Breite und der Venter sind bei der flachgedrückten Erhaltung nicht zu erfassen. Die ausgemessenen Windungshöhen liegen um 49%, die Nabelweiten nehmen durchschnittlich 16% des Gesamtdurchmessers ein. Die Flanken werden von sichelförmigen Rippen bedeckt. Die sehr proradiaten Sichelstiele (Primärrippen) prägen sich dabei schwächer als die Sekundärrippen aus. Pro ½ Umgang sind 12-13 Sichelstiele entwickelt. In der Regel spalten diese bei einer Flankenhöhe von etwa 2/5 in zwei konkave, rückwärtig ausgerichtete Sekundärrippen auf, die im Bereich des Venters leichte Verdickungen zeigen. Bei den größeren Exemplaren ist ein allmähliches Verblassen der Skulptur auf dem letzten Abschnitt der Gehäusespirale zu beobachten.
Bemerkungen und Vorkommen: Nach den erfaßten morphologischen Kriterien läßt sich das Material mit dem in ELMI (1967) und RICCARDI et al. (1989) beschriebenen und abgebildeten *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *blanazense* vergleichen. Die Bestimmung ist jedoch mit Unsicherheit behaftet, da sich *H.* (*Prohecticoceras*) *blanazense* vom ähnlichen *H.* (*Prohecticoceras*) *retrocostatum* (DE GROUSSOUVRE) durch den tectiformen Windungsquerschnitt unterscheidet (RICCARDI et al. 1989), der sich bei dem flachgedrückten Material nicht erfassen läßt. Der enge Nabel und die konkav geschwungenen Sekundärrippen sprechen jedoch für *H.* (*P.*) *blanazense*, das nach Angaben von RICCARDI et al. (1989), SANDOVAL et al. (1990), HILLEBRANDT et al. (1992), FERNANDEZ-LOPEZ et al. (1994) und GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1994) im oberen Bathonium der argentinischen und chilenischen Anden weit verbreitet ist.
Im Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Caleta Santiago, El Godo-Formation) sind zusammen mit diesen Hecticoceraten weitere Ammoniten vergesellschaftet, u.a. sind noch Eurycephalitinae (*Lilloettia*? *steinmanni* (SPATH)), Perisphinctidae, *Oxycerites* sp. und *Cadomites* ex gr. *rectelobatus* (Hauer) vertreten. Die Oxyceriten, die Eurycephalitinae (s. S. 106) und die Perisphincten aus diesen Horizonten werden aufgrund ihrer mäßigen Erhaltung in dieser Arbeit nicht näher beschrieben. Bei den Perisphincten handelt es sich um großwüchsige Formen (konnten nicht geborgen werden, wurden aber im Gelände fotografiert) und den dazugehörigen Innenwindungen. Bei

diesen Perisphincten handelt es sich um die Gattung *Choffatia* SIEMIRADZKI; nach Art ihrer Berippung können diese Formen zur *jupiter*-Gruppe gerechnet werden (GRÖSCHKE, mündl. Mittl.). Diese Ammoniten-Vergesellschaftung ist charakteristisch für die Steinmanni-Zone, oberes Bathonium (SANDOVAL et al. 1990; HILLEBRANDT et al. 1992).
Die Stücke mit der Probennummer Hi 790327/-5, -6 stammen von früheren Aufsammlungen und sind Material zu GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1994).

Familie: **Glochiceratidae** HYATT, 1900
Unterfamilie: **Ochetoceratinae** SPATH, 1928

Campylites (*Neoprionoceras*) sp.

Taf. 9, Fig. 7, 8, 9

Material: Zahlreiche Fragmente.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt „1037er" (Ko 260194/-4); Profil AT 9 (THOMAS 1970) (Ko 290194/-8).
Beschreibung: Fragmente von oxyconen, engnabeligen Gehäusen mit hochovalem und komprimiertem Windungsquerschnitt. Die Nabelweite kann aufgrund der unvollständigen Stücke nicht exakt angegeben werden, die rekonstruierte Nabelweite liegt bei ca. 20%. Der schmale Venter trägt drei glatte und scharfe Kiele, wobei der am deutlichsten ausgeprägte mittlere Kiel die Nebenkiele überragt. Die flachen Flanken zeigen Skulptur in Form von Sichelrippen. Die Sichelstiele sind auf den Steinkernen nicht überliefert bzw. vielleicht auch schon primär nur sehr schwach ausgebildet, die konkaven Bögen sind dagegen deutlich zu erkennen. Bei einem rekonstruierten Durchmesser von ca. 35 mm lassen sich pro Umgang 40 Sichelbögen zählen. An einigen Fragmenten kann man auf der Flankenmitte eine Unterbrechung der Sichelrippen durch eine Spiralfurche beobachten.
Bemerkungen: Nach CHRIST (1961) wird die Gattung *Campylites* ROLLIER in die Untergattungen *Campylites* s.str. und *Neoprionoceras* SPATH unterteilt, wobei die Diagnose für *Neoprionoceras* das Vorhandensein eines engeren Nabels, eines hochmündigen Windungsquerschnitts und einer Spiralfurche umfaßt. Nach diesen Kriterien läßt sich das vorliegende Material der Untergattung *Neoprionoceras* zuordnen.
Vorkommen: Die Untergattung *Neoprionoceras* ist im obersten Callovium bis in das untere Oxfordium weltweit verbreitet (CHRIST 1961; SCHLEGELMILCH 1994).
Im Untersuchungsgebiet fand ich diese Gattung in Horizonten der El Godo-Formation vergesellschaftet mit „*Perisphinctes*" *dunkeri* (STEINMANN), was stratigraphisch dem unteren Oxfordium entspricht.

Überfamilie: **Perisphinctaceae** STEINMANN, 1890
Familie: **Reineckeiidae** HYATT, 1900

Im Callovium setzt sich die Ammonitenfauna in Nordchile hauptsächlich aus Vertretern der Reineckeiidae zusammen.

Unterfamilie: **Neuqueniceratinae** CARIOU, 1984

Neuqueniceras sp.

Material: Sehr mäßig erhaltene Wohnkammerfragmente.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor, Abschnitt II (Ko 070294/-11a).

Beschreibung: Es liegen Steinkernfragmente von Wohnkammern großwüchsiger Gehäuse vor. Die Wohnkammern erreichen Windungshöhen bis zu 89 mm und -breiten bis zu 84 mm, der Querschnitt ist gerundet. Auf den Flanken sind bifurkate Rippen ausgebildet, die Spaltpunkte befinden sich etwas oberhalb des unteren Drittels der Flankenhöhe. Die Spaltpunkte tragen kräftige Knoten. Die Rippen werden zum Venter hin flacher, undeutlicher und queren diesen nicht. Auf den größten Fragmenten heben sich die Rippen von der Flanke nur noch sehr unscharf ab, die kräftigen Knoten treten nach wie vor deutlich hervor.
Bemerkungen: Aufgrund der mäßigen Erhaltung und des Fehlens der Innenwindungen ist eine Bestimmung auf der Artebene nicht möglich. Nach GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1993) dominieren im Untercallovium von Nordchile diverse großwüchsige Arten von *Neuqueniceras*, die z.T. endemisch sind. Nach CARIOU (1984), RICCARDI & WESTERMANN (1991) und GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1993) ist *Neuqueniceras* auf den andinen Raum, Mexiko und Japan? beschränkt. In einer neueren Arbeit wird von YIN JIARUN (1996) ein weiteres Vorkommen aus Südtibet (unteres Callovium) beschrieben.
Vorkommen: El Godo-Formation: unteres Callovium.

Unterfamilie: **Reineckeiinae** HYATT, 1900

Rehmannia (*Loczyceras*) ex gr. *reissi* (STEINMANN, 1881)

Taf. 10, Fig. 2

ex gr. 1984 *Rehmannia* (*Loczyceras*) *reissi* (STEINMANN); CARIOU: 86-98, Taf. 10, Fig. 1, 3, 4a-c; Taf. 11, Fig. 1a-b, 3, 4 a-c.
ex gr. 1988 *Rehmannia* (*Loczyceras*) *reissi* (STEINMANN); CARIOU & KRISHNA: 156-157, Taf. 1, Fig. 1.

Material: 1 Exemplar (Steinkern mit Schalenerhaltung).
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor (Ko 250194/-1).
Beschreibung: Evolutes Gehäuse mit relativ flachem Nabel und trapezoiden Windungsquerschnitten. An dem nicht vollständig überlieferten Exemplar lassen sich 5 Windungen zurückverfolgen, die innersten Windungen und Teile der letzten und vorletzten Windungen sind nicht erhalten. Aufgrund der Schalenerhaltung sind Lobenlinien nicht zu erkennen. Auf den letzten drei Windungen wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wh%	Wb%	Wh/Wb
143	16/2	39/2	13/2	65,9	27,8	33	46,1	23,1	19,4	1,18
74	35	81	28	35	~16	23	47,2	31,1	21,6	1,44
~39	23	55	10/2	18	8	13,5	~46,1	34,6	20,5	1,68

Die proradiaten Primärrippen gehen direkt oberhalb des ersten Drittels der Flanke in kleine Knoten über, aus denen 2-3 proverse Sekundärrippen entspringen. Vereinzelt sind konkav geschwungene Einzelrippen ausgebildet, die ohne Knoten zum Venter verlaufen. Schaltrippen treten sporadisch auf. Proverse Einschnürungen sind mehr auf den innersten Windungen verteilt. Die Berippung ist am Venter durch eine Furche unterbrochen.
Bemerkungen: Nach Vergleichen mit den angegebenen Meßwerten in CARIOU (1984) und entsprechendem Material von GRÖSCHKE (in Vorb.) zeigen sich zu der ähnlichen *Rehmannia* (*L.*) *reissi* (STEINMANN) deutliche Unterschiede, die sich vor allem durch höher gelegene Spaltpunkte und durch weniger hochmündige Windungen darstellen. Nach Untersuchungen von GRÖSCHKE (in Vorb.) hat sich dieser Morphotyp höchstwahrscheinlich aus *Rehmannia* (*L.*) *reissi* entwickelt, für deren stratigraphisches Vorkommen die Jason-Zone (unteres Mittelcallovium) angegeben wird (CARIOU 1984). In Callovium-Profilen aus der Präkordillere von Nordchile kommt dieser Morphotyp in einem Horizont nur wenige Meter über den Horizonten mit *Rehmannia* (*L.*) *reissi* in einem eng begrenzten stratigraphischen Rahmen vor (GRÖSCHKE, in Vorb.).

Aus dem gleichen Horizont (Profil Oficina Condor, El Godo-Formation) wurde neben dem vorliegenden Morphotyp noch eine *Reineckeia* der *anceps*-Gruppe gefunden, was ein weiteres Indiz für das mittlere Callovium ist.

Rehmannia (*Loczyceras*) sp. A

Taf. 10, Fig. 3

Material: 1 Steinkern mit teilweiser Schalenerhaltung.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor (Ko 070294/-12).
Beschreibung: Evolutes Gehäuse mit flachem Nabel und trapezoidem-hochrechteckigem Windungsquerschnitt. 6 Windungen lassen sich zurückverfolgen. Bis zu einem Durchmesser von 39 mm besteht das Gehäuse aus dem Phragmokon, bei der letzten Windung handelt es sich fast ausschließlich um die Wohnkammer. Lobenlinien sind reliktisch nur im Übergangsbereich Phragmokon/Wohnkammer zu erkennen. An den letzten drei Windungen wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Dm	Pr	Sr	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wh%	Wb%	Wh/Wb
68	~28	~55	30	~18	22	44	32	26	1,22
34	22	53	14	9	11,5	41	34	26	1,28
16	21		6,5		5,7	41	37		

Die Rippen sind breit angelegt und spitzen sich zu einem scharfen Grat zu und wirken daher in ihrer Form dreieckig. Die leicht proradiaten Primärrippen bilden bei etwa 2/5 der Flankenhöhe kleine spitze Knötchen, die auf der letzten Windung nicht sehr ausgeprägt sind. Auf der letzten Windung fächern die Primärrippen in zwei Sekundärrippen auf, die am Venter durch eine deutliche Furche unterbrochen sind und dort spitz zulaufend enden. Auf den innersten Windungen sind die Rippen, soweit man es erkennen kann, bi- und trifurkat. Die Rippen sind bis in die innersten Windungen tuberkular.
Bemerkungen: Dieser Einzelfund stammt aus einem weiteren Geoden-Horizont im Profil Oficina Condor, 18 m über dem Horizont mit *Rehmannia* (*L.*) ex gr. *reissi*. Dieser Morphotyp läßt sich mit ähnlichem Material (850417/16-) aus dem mittleren Callovium der nordchilenischen Präkordillere vergleichen (GRÖSCHKE, in Vorb).
Vorkommen: El Godo-Formation: Mittleres Callovium.

Rehmannia (*Loczyceras*) sp. B

Taf. 10, Fig. 4

Material: 1 einseitig erhaltener Steinkern mit teilweiser Schalenerhaltung.
Fundort und Probennummer: Profil „1170er" (Ko 060995/-1).
Beschreibung: Bei dem flachen, weitnabeligen Gehäuse handelt es sich überwiegend um einen Phragmokon, ein Wohnkammerrest sitzt der äußeren Windung auf. Soweit man es an dem unvollständigen Exemplar erkennen kann, ist der Windungsquerschnitt anscheinend ellipsoid. Die Flanken sind leicht gewölbt, der Nabelabfall ist gerundet. Beim Phragmokon lassen sich drei Windungen zurückverfolgen, die innersten Windungen sind nicht beobachtbar. Auf dem mit Kalzit verfüllten Phragmokon sind Lobenlinien nur ansatzweise zu erkennen. An den beiden letzten Windungen wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
86	31	~75	~28	40	~20	28	46,5	~23,3	32,5	1,4
46	25		~23	18	~14	19	39,1	~30,4	41,3	1,1

Die proradiaten Primärrippen spalten bei etwa 2/5 der Flankenhöhe in bi- oder trifurkate Sekundärrippen auf. Jeder Spaltpunkt ist mit kleinen Knötchen besetzt. Einzelrippen, die vor allem nach Einschnürungen auftreten, sind knotenlos. Vereinzelt sind Schaltrippen vorhanden. Die Rippendichte nimmt auf der äußeren Windung zu.

Bemerkungen und Vorkommen: Nach dem morphologischen Erscheinungsbild läßt sich der vorliegende Morphotyp der Gattung und Untergattung *Rehmannia* (*Loczyceras*) zuordnen. Diese *Rehmannia* ist mit weiteren Reineckeiinae (Reineckeiinae gen. et sp. nov. A-D) vergesellschaftet. In Profilen der Präkordillere findet man eine gleichartige Vergesellschaftung auch zusammen in oder über Horizonten mit der Gattung *Horioceras* MUNIER-CHALMAS, was stratigraphisch dem oberen Callovium bzw. dem Callovium/Oxfordium-Grenzbereich entspricht (GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1994; GRÖSCHKE, in Vorb.). Nach CARIOU (1984) und RICCARDI & WESTERMANN (1991) ist *Rehmannia* auf das Unter-, Mittel- und unterste Obercallovium beschränkt, mit dem vorliegenden Fund kann die stratigraphische Reichweite dieser Gattung zumindest bis in das obere Obercallovium angegeben werden.

Reineckeia (*Reineckeia*) aff. *anceps* (REINECKE, 1818)

Taf. 10, Fig. 1

aff.1984 *Reineckeia* (*Reineckeia*) *anceps* (REINECKE); CARIOU: 220-244, Taf. 33, Fig. 4-5; Taf. 34, Fig. 1,2,5; Taf. 35, Fig. 1,4,5 (mit Synonym-Liste).
aff. 1985 *Reineckeia* (*Reineckeia*) *anceps* (REINECKE); SCHLEGELMILCH: 141, Taf. 56, Fig. 3,4.
aff. 1988 *Reineckeia* (*Reineckeia*) *anceps* (REINECKE); CARIOU & KRISHNA: 160-163, Taf. 2, Fig. 2a, b; Taf. 3, Fig. 1 a, b.

Material: 1 Exemplar.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor (Ko 250194/-1).
Beschreibung: Kleines coronates Exemplar mit Schalenerhaltung. Vier Windungen sind zu erkennen. Folgende Meßwerte wurden auf der letzten und vorletzten Windung ermittelt:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wh%	Wb%	Wh/Wb
35,5	21	~ 70	20	15,8	15,5	10,8	44,5	30,4	43,66	0,7
~ 20	20		18	8	10	6	~40	~30	~50	0,6

Die leicht proradiaten Primärrippen gehen etwas unterhalb der Flankenmitte in spitze Dornen über, aus denen fächerartig 3-4 proverse Sekundärrippen entspringen. Selten treten Primärrippen auf, die sich als Einzelrippen über den Knotenpunkt hinaus fortsetzen und nicht in mehrere Sekundärrippen auffächern. Die Sekundärrippen sind am Venter unterbrochen. Proverse Einschnürungen sind untergeordnet zwischengeschaltet. Die letzte Hälfte der letzten Windung ist mit Sediment verfüllt und kann als Wohnkammer interpretiert werden. Der Rest des Gehäuses, der Phragmokon, ist dagegen mit Kalzit verfüllt. Lobenlinien sind nicht erhalten.

Bemerkungen: Nach den Gattungskriterien (u.a. coronate Windungen, tiefer Nabel) in ARKELL et al. (1957) und CARIOU (1984) handelt es sich bei diesem Ammoniten um eine echte *Reineckeia* BAYLE, die Affinitäten zur sehr variablen *anceps*-Gruppe aufweist (CARIOU 1984; SCHLEGELMILCH 1985). Die Art *Reineckeia* (*R.*) *anceps* weist eine weite geographische Verbreitung auf (CARIOU & KRISHNA 1988). Nach CARIOU (1984) und RICCARDI & WESTERMANN (1991) sollen im andinen Südamerika im unteren und mittleren Callovium nur die Gattungen *Neuqueniceras* STEHN und *Rehmannia* (SCHIRARDIN) vorkommen. Nach GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1993) und diesem eigenen Fund ist in Nordchile in dieser Zeitspanne aber auch die Gattung *Reineckeia* vertreten, die jedoch wesentlich seltener auftritt als die beiden oben genannten Gattungen.

Vorkommen: Das stratigraphische Vorkommen von *R.*(*R.*) *anceps* wird für das mittlere Callovium (Jason- bis untere Coronatum-Zone) angegeben (CARIOU 1984; CARIOU & KRISHNA 1988).
Im Profil Oficina Condor tritt diese *Reineckeia* zusammen mit *Rehmannia* (*Loczyceras*) ex gr. *reissi* auf (siehe Diskussion der stratigraphischen Stellung unter Bemerkungen von *R.* (*L.*) ex gr. *reissi*).

Reineckeia s.l.

Taf. 10, Fig. 5; Taf. 11, Fig. 1

Material: 2 Gehäusesteinkerne, 2 Fragmente.
Fundort und Probennummer: Profil „1170er" (Ko 060995/-1ab, -1ac, M.B.-C. 2195); Profil Playa 2 km nördl. Playa Lobitos (M.B.-C. 2196).
Beschreibung: Es liegen ein kleines und ein großes Exemplar vor, die sich in ihren Innenwindungen gleichen, jedoch in ihren Außenwindungen unterscheiden. Es handelt sich anscheinend um den Mikro- und Makrokonch einer Art. Die Gehäuse sind weitnabelig. Die Windungsquerschnitte sind gerundet subquadratisch. Die Flanken sind leicht gewölbt mit einem steilen Nabelabfall. Am Mikrokonch (Taf. 10, Fig. 5) lassen sich 7 Windungen betrachten, an drei Windungen wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Exemplar M.B.-C. 2195:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
110	~20		10	55	36	34	50	32,7	30,9	0,94
~81	20	~70	13	32		~19,2	~39,5		~23,7	
~38	20		~11	14		12,8	~36,8		~33,6	

Der unvollständige Makrokonch (Taf. 11, Fig.1) ist mäßig erhalten, es lassen sich 6 Windungen zurückverfolgen, die innersten Windungen sind nicht zu erfassen. Die Meßwerte der letzten vier Windungen betragen:

Exemplar Ko 060995/-1ab:

Dm	Pr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
205	~10/2		110	68	55	53,6	33,2	26,8	0,8
127	~18	13	64	~42	34	50,4	~33	26,7	0,8
75	19	14	33		24,6	44		32,8	
~39	20		15		12,3	~38,4		~31,5	

Die Ausbildung der Rippen ist bei beiden Exemplaren ähnlich. Die proradiaten bis leicht konkaven und kräftigen Primärrippen bilden bei etwa 2/5 der Flankenhöhe besonders auffällige, sehr kräftige, lange und spitze Dornen aus. Von diesen dornenbesetzten Spaltpunkten fächern 4 - 6 kräftige, proverse Sekundärrippen auf. Einzelrippen und tiefe Einschnürungen sind häufig vertreten. Sowohl auf dem Mikro- als auch auf dem Makrokonch sind auf dem letzten Fünftel der Außenwindung verstärkt knotenlose Einzelrippen ausgebildet. Bei dem Makrokonch werden die groben, dornentragenden Spaltrippen auf dem letzten Fünftel der letzten Windung bifurkat, auf diesem äußersten Abschnitt zeigen die Rippen am Venter keine Unterbrechung. Bei beiden Exemplaren ist anscheinend ein sinusförmiger Mundsaum entwickelt. Lobenlinien können, da bei beiden Exemplaren (M.B.-C. 2195, Ko 060995/-1ab) der Phragmokon völlig mit Kalzit verfüllt ist, nicht mehr beobachtet werden.
Das Fragment M.B.-C. 2196 zeigt ebenfalls die mit kräftigen und spitzen Dornen besetzten Spaltpunkte, von denen 4 - 6 proverse Sekundärrippen auffächern.
Eine etwas abweichende Berippung weist das Fragment Ko 060995/-1ac auf, bei dem die Rippen in 6-7 Sekundärrippen aufspalten, wobei die Sekundärrippen zusätzlich wesentlich feiner und dichter ausgebildet sind als bei den oben beschriebenen Exemplaren.
Bemerkungen: In Nordchile findet im oberen Callovium bei den Reineckeiinae eine intensive Radiation statt, die zur Entwicklung von zahlreichen endemischen Arten führte, die bisher in der Literatur noch nicht beschrieben wurden. Mit Hilfe der umfangreichen Aufsammlungen von GRÖSCHKE (in Vorb.) konnte ein Vergleich mit Reineckeiinae und deren Begleitfauna aus weiteren nordchilenischen Lokalitäten des oberen Calloviums bzw. des Callovium/Oxfordium-Grenzbereichs stattfinden, was mir eine stratigraphische Einordnung der Reineckeiinae aus der Küstenkordillere von Iquique ermöglichte. Für eine Aufstellung von eventuell neuen Gattungen und Arten liegt mir zu

wenig Material vor, so daß auf die Arbeiten von GRÖSCHKE (in Vorb.) und GRÖSCHKE & KOSSLER (im Druck) verwiesen werden muß.
In Nordchile lassen sich im oberen Callovium bzw. im Callovium/Oxfordium-Grenzbereich prinzipiell drei Formengruppen unterscheiden: 1. Die Gattung *Rehmannia* ist nach wie vor vertreten („*Rehmannia* (*Loczyceras*) sp. B"), 2. Morphotypen, die extrem lange und spitze Dornen ausbilden, eine große Anzahl an Sekundärrippen aufweisen und im Adultstadium am Venter keine Rippenunterbrechung zeigen („*Reineckeia* s.l."), 3. Formen mit perisphinctoiden Innenwindungen, die sehr fein berippt sind, bei denen die Knoten- bzw. Dornenausbildung nicht sehr ausgeprägt ist und die auf der Wohnkammer kräftige und proradiate Rippen ausbilden, die am Venter unterbrochen bzw. auch nicht unterbrochen sein können („Reineckeiinae n. gen. sp. A-E"). Formen aus dem Callovium/Oxfordium-Grenzbereich, die in diese Gruppe gehören, wurden auch schon in HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995: Taf.6, Fig. 10-12) abgebildet.
Das oben beschriebene Material kann der zweiten Gruppe zugeordnet werden. Bei dem Fragment Ko 060995/-1ac handelt es sich entweder um intraspezifische Variation oder es liegen verschiedene Arten vor. Um sich für eine der Annahmen zu entscheiden und dieses statistisch belegen zu können, wäre mehr Material erforderlich.
Vorkommen: Der vorliegende Morphotyp sowie die im folgenden beschriebenen „Reineckeiinae gen. et sp. nov. A-E" lassen sich mit Formen aus der Präkordillere (Jaspe-Jura, Portezuelo Azabache, Cerro Paisaje) vergleichen, deren stratigraphisches Vorkommen in oder über Horizonten mit *Horioceras* MUNIER-CHALMAS eindeutig als oberes Callovium bzw. mit dem Callovium/Oxfordium-Grenzbereich angegeben werden kann (GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1994; GRÖSCHKE, in Vorb.).

Reineckeiinae n. gen. sp. A

Taf. 12, Fig. 1

Material: 1 Steinkern.
Fundort und Probennummer: Profil „1170er" (M.B.-C. 2192).
Beschreibung: Evolutes Gehäuse mit breitem, trapezoidem Windungsquerschnitt. Bis zu einem Durchmesser von 55 mm besteht das Gehäuse aus dem Phragmokon, was an den reliktisch erhaltenen Lobenlinien zu erkennen ist. ¾ der letzten Windung werden von der Wohnkammer eingenommen. An den letzten drei Windungen wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Dm	Pr	Sr	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wh%	Wb%	Wh/Wb
91	~28	~67	40	28	25	46	29	32	0,9
45	38	37/2	18	16	17	40	38	36	1,06
19,5	45		7	~7	7,3	36	37	~36	1,04

Bis zu einem Durchmesser von ca. 28 mm zeigen die Innenwindungen eine feine und dichte, perisphinctoide Berippung. Einschnürungen sind, soweit es zu erkennen ist, nicht ausgebildet.
Zwischen einem Durchmesser von 28 mm bis 55 mm werden die proradiaten Primärrippen weitständiger. Sie bifurkieren in Höhe des ersten Flankendrittels in Sekundärrippen auf. Auf den Spaltpunkten sind bei einigen Rippen leichte Erhebungen bzw. leichte Zuschärfungen zu beobachten, eine Ausbildung zu Knoten liegt jedoch nicht vor. Die Sekundärrippen sind am Venter durch eine deutliche Furche unterbrochen. Schaltrippen sind häufig vertreten.
Die Wohnkammer ist durch eine geringere Anzahl von kräftigen knotenlosen und weitständigen Rippen charakterisiert. Im Bereich des Venters schwingen die Rippen leicht vor. Am Venter sind sie durch ein leichtes Band unterbrochen.
Bemerkungen: Das beschriebene Exemplar gehört aufgrund seiner feinen perisphinctoiden Berippung der Innenwindungen zur dritten Gruppe der im oberen Callovium auftretenden Reineckeiinae (siehe Bemerkungen *Reineckeia* s.l.). Charakteristisch ist die von der feinen Berippung der Innenwindungen abweichende kräftige Berippung der Wohnkammer.
Vorkommen: El Godo-Formation: Oberstes Callovium bzw. Callovium/Oxfordium-Grenzbereich.

Reineckeiinae n. gen. sp. B

Taf. 12, Fig. 2

Material: 1 unvollständiger Steinkern mit teilweiser Schalenerhaltung.
Fundort und Probennummer: Profil „1170er" (M.B.-C. 2188).
Beschreibung: Das Exemplar mit einem Durchmesser von 113 mm ist fragmentarisch erhalten; es setzt sich aus einem beschädigten Phragmokon und einem stark verdrückten Rest der Wohnkammer zusammen. Bis zu einem Durchmesser von 79 mm besteht das Gehäuse aus dem Phragmokon, was an den reliktisch überlieferten Lobenlinien zu erkennen ist. Die Flanken des Phragmokons sind gewölbt mit einem gerundeten und steilen Nabelabfall, der Windungsquerschnitt ist anscheinend gerundet. Bis zu einem Durchmesser von 67 mm ist der Phragmokon fast vollständig überliefert, innerhalb dieses Durchmessers wurden daher die folgenden Meßwerte ermittelt:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
67	19/2	41	5/2	28	19	21	41,8	28,4	31,3	1,1
30	40		3	12		10	40		33,3	
12,8	40			5		4,5	39		35,2	

Die proradiaten Primärrippen des Phragmokons spalten bei etwa 2/5 der Flankenhöhe zu proversen bi- oder trifurkaten Sekundärrippen auf. Einzel- und Schaltrippen sind vertreten. Die Spaltpunkte sind meist nur leicht erhaben, echte Knoten sind selten und unregelmäßig verteilt. Bis zu einem Durchmesser von 25 mm sind auf den innersten Windungen keine Knoten ausgebildet. Die Rippen des Phragmokons werden am Venter durch eine Furche unterbrochen. Einschnürungen lassen sich auf der äußeren Windung des Phragmokons beobachten.
Der 65 mm lange Wohnkammerrest zeigt eine deutlich abweichende Berippung. Von den Flanken heben sich 7 äußerst kräftige, proradiate Einzel- und Schaltrippen ab, die ohne Unterbrechung den Venter queren. Knoten sind auf den Wohnkammerrest nicht mehr ausgebildet.
Bemerkungen: Mit „Reineckeiinae n. gen. sp. A" bestehen nach den morphologischen Kriterien enge verwandschaftliche Beziehungen. Der Unterschied der vorliegenden Form zu „R. gen. sp. nov. A" zeigt sich in den auf den äußeren Windungen stärker proversen Rippen, der höheren Anzahl von Sekundärrippen, in der Ausbildung von wenigen, echten Knoten und der gröberen Berippung auf der Wohnkammer.
Vorkommen: El Godo-Formation: Oberstes Callovium bzw. Callovium/Oxfordium-Grenzbereich..

Reineckeiinae n. gen. sp. C

Taf. 12, Fig. 4

Material: 7 mäßig erhaltene Wohnkammerfragmente
Fundort und Probennummern: Profil 4 km südlich vom Cerro La Isla (Ko 020394/-1, -2, Ko 301095/-6).
Beschreibung: Die Wohnkammerfragmente mit Windungshöhen zwischen 22 mm und 30 mm liegen überwiegend verdrückt vor. Die rekonstruierten Windungsquerschnitte sind anscheinend ellipsoid. Auf den Flanken sind kräftige und proradiate Rippen ausgebildet, bei denen einige bei ca. 2/5 der Flankenhöhe bifurkieren. Die Spaltpunkte sind knotenlos. Schalt- und Einzelrippen sind häufig vertreten. Besonders charakteristisch ist das proverse Umbiegen der Rippen am Venter, die diesen dann ohne oder nur mit einer leichten Unterbrechung queren.
Bemerkungen: Anhand der Rippenausbildung auf der Wohnkammer kann diese Form wahrscheinlich auch zur dritten Gruppe (feine und dichte Berippung auf den Innenwindungen, kräftige Berippung auf der Wohnkammer; s. Bemerkungen zu „*Reineckeia* s.l.") gerechnet werden. Da jedoch keine Innenwindungen überliefert sind, ist dieses unter Vorbehalt zu betrachten. Dieser Morphotyp zeigt im Unterschied zu den beiden vorhergenannten „Reineckeiinae n. gen. sp. A-B" ein stärkeres Vorschwingen der Rippen am Venter.

Vorkommen: El Godo-Formation: Oberes Callovium bzw. Callovium/Oxfordium-Grenzbereich.

Reineckeiinae n. gen. sp. D

Taf. 12, Fig. 3

Material: 8 mäßig erhaltene Fragmente.
Fundort und Probennummer: Profil 4 km südlich vom Cerro La Isla (Ko 020394/-2).
Beschreibung: Mäßig erhaltene Windungsfragmente mit Windungshöhen zwischen 18 mm und 25 mm. Die Windungsquerschnitte sind ellipsoid. Auf den Flanken sind dünne, sich scharf absetzende Rippen ausgebildet. Die proradiaten Rippen spalten bei etwa 1/3 der Flankenhöhe in 3 - 4 proverse Sekundärrippen auf, die zum Venter hin deutlich vorschwingen. An den Spaltpunkten können spitze Dornen ausgebildet sein. Schalt- und Einzelrippen sind vertreten. Am Venter sind die Rippen durch eine Furche unterbrochen.
Bemerkungen: Zu den im gleichen Horizont vorkommenden „R. n. gen. sp. C" unterscheiden sich die vorliegenden Exemplare in der Ausbildung der feineren und schärferen Rippen. Die fragmentarische Erhaltung dieser Stücke erlaubt jedoch keine weiteren Aussagen.
Vorkommen: El Godo-Formation: Oberes Callovium bzw. Callovium/Oxfordium-Grenzbereich.

Reineckeiinae n. gen. sp. E

Taf. 12, Fig. 5, 6

Material: 1 Steinkern, 1 Abdruck.
Fundorte und Probennummern: Profil „1170er" (M.B.-C. 2189); Profil 4 km südlich vom Cerro La Isla (M.B.-C. 2190).
Beschreibung: Beim Exemplar M.B.-C. 2189 (Taf. 12, Fig. 5) handelt es sich um einen einseitig erhaltenen, planulaten Phragmokon. Die Lobenlinien sind auf den Flanken reliktisch zu erkennen. Sie weisen weite Abstände von bis zu 7 mm auf, am Ende des Phragmokons zeigt sich Lobendrängung. Die Flanken sind eher flach mit einem relativ steilen Nabelabfall. An den letzten drei Windungen wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Exemplar M.B.-C. 2189:

Dm	Pr	Sr	Kn	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
56	39	87	~10	23	~16	19	41,1	~28,6	33,9	1,19
29	43	39/2	2	10,3		11	35,5		37,9	
11,3	38			5		3,4	44,2		30,1	

Die dichten, feinen und proradiaten Primärrippen spalten bei etwa 2/5 der Flankenhöhe in bi- und trifurkate Sekundärrippen auf. Anscheinend sind trifurkate Rippen auf der letzten Windung stärker vertreten, dieses ist jedoch bei der Erhaltung nicht ganz eindeutig zu beurteilen. Einzelrippen sind häufig zwischengeschaltet. Ab einem Durchmesser von 18 mm sind unregelmäßig auf den Rippenspaltpunkten kleine, unscheinbare Knötchen ausgebildet. Zunächst sind die Knötchen sehr vereinzelt vertreten und zeigen erst auf der letzten Windung eine größere Häufigkeit. Am Venter sind die Rippen durch eine Furche unterbrochen.
Beim Exemplar M.B.-C. 2190 (Taf. 12, Fig. 6) handelt es sich um einen fragmentarisch überlieferten Abdruck eines planulaten Gehäuses. Bis zu einem Durchmesser von 47 mm sind ebenfalls dichte, feine und provers vorschwingende bi- bis trifurkate Rippen ausgebildet. Einzelrippen sind zwischengeschaltet. Ab einem Durchmesser von ca. 13 mm sind auf den Rippenspaltpunkten unregelmäßig Knötchen verteilt.
Zwischen einem Durchmesser von 47 mm und ca. 65 mm ist die äußere Windung nur noch reliktisch erhalten. Deutlich zu erkennen sind jedoch kräftigere und weitständigere Rippen, die wahrscheinlich der Wohnkammer angehören. Anfänglich ist noch ein Knoten zu beobachten, der Rest der Windung bleibt dagegen knotenlos.

Bemerkungen: Dieser Morphotyp zeigt auf dem Phragmokon eine besonders feine, dichte und proverse Berippung und unterscheidet sich dadurch deutlich von den „Reineckeiinae n. gen. sp. A-B". Die feine perisphinctoide Berippung des Phragmokons und die reduzierte Knötchenbildung sprechen ebenfalls für enge verwandschaftliche Beziehungen zu den vorhergehend beschriebenen Reineckeiinae der dritten Formengruppe (siehe Bemerkungen „*Reineckeia* s.l.").
Beim Exemplar M.B.-C. 2190 liegt wahrscheinlich ein Mikrokonch vor, da bei diesem Abdruck sowohl die Knötchenbildung als auch die kräftigeren Rippen der Wohnkammer relativ früh einsetzen.
Vorkommen: El Godo-Formation: Oberes Callovium bzw. Callovium/Oxfordium-Grenzbereich.

Familie: **Perisphinctidae** STEINMANN, 1890
Unterfamilie: **Leptosphinctinae?** ARKELL, 1950

Leptosphinctinae gen. et sp. indet

Material: 4 verdrückte Fragmente, 2 unverdrückte Steinkernfragmente.
Fundort und Probennummer: Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 260393/-1, -2); Profil Oficina Aguada (Ko 041194/-9).
Beschreibung: Bei den verdrückten Fragmenten handelt es sich um einzelne flachgedrückte Windungsabschnitte (Ko 260393/-2) bzw. um einem unvollständigen, mäßig flachgedrückten, Steinkern eines planulaten Gehäuses (Ko 260393/-1). Das Gehäuse, bei dem sich die innersten Windungen nicht freipräparieren ließen, weißt einem Durchmesser von ca. 91 mm auf. Der Windungsquerschnitt läßt sich aufgrund der Kompaktion nicht eindeutig erfassen, ist aber anscheinend auf dem letzten Umgang ellipsoid mit flachen Flanken. Die Höhe der letzten Windung nimmt 31% des Durchmessers ein, die Breite läßt sich nicht ermitteln. Die Nabelweite beträgt 47% des Durchmessers. Die Berippung auf den Flanken ist durch radiale bis leicht proradiate Primärrippen gekennzeichnet. Auf dem letzten Umgang befinden sich ca. 58 Primärrippen, die wenig oberhalb der Flankenmitte bifurkieren. Die Ausbildung der Externseite läßt sich nicht beobachten. Vereinzelt treten Einschnürungen auf.
Die zwei Steinkernfragmente (Ko 041194/-9) aus dem Profil Oficina Aguada sind sehr schlecht erhalten, nur noch schemenhaft sind radiale und bifurkate Rippen zu erkennen.
Bemerkungen: Das vorliegende Material kann nach den vorhandenen äußeren morphologischen Merkmalen sowohl nach der in DIETL (1980b) und SCHLEGELMILCH (1985) gegebenen Gattungsdiagnose mit *Leptosphinctes* BUCKMAN als auch nach den Beschreibungen und Abbildungen in BUCKMAN (1923), ARKELL et al. (1957) und RICCARDI et al. (1989) mit der sehr ähnlichen Gattung *Lobosphinctes* BUCKMAN verglichen werden. Charakteristisch für die Gattung *Leptosphinctes* ist oft eine Abschwächung der Berippung auf der Externseite, die sich bis zur vollständigen Rippenunterbrechung ausprägen kann (DIETL 1980b; SCHLEGELMILCH 1985). Die Gattung *Lobosphinctes*, die nach ARKELL et al. (1957) zu der Unterfamilie der Zigzagiceratinae gestellt wird und sich von den Leptosphinctinae ableiten läßt, zeigt im Gegensatz zu den Leptosphinctinae keine Rippenunterbrechung auf dem Venter (RICCARDI et al. 1989). Die Externseite und der Windungsquerschnitt können bei dem flachgedrückten Material (Ko 260393/-1, -2) nicht beobachtet werden. Bei den nicht gut erhaltenen Steinkernfragmenten (Ko 041194/-9), die aus einem vergleichbaren stratigraphischen Niveau stammen, zeigt der Venter anscheinend keine Rippenunterbrechung, eine Rippenabschwächung läßt sich aufgrund des Erhaltungszustandes jedoch nicht eindeutig ausschließen. Diese Ammoniten treten vergesellschaftet mit Vertretern der Gattungen *Megasphaeroceras* IMLAY, *Lupherites* IMLAY und *Duashnoceras* WESTERMANN auf. Nach HILLEBRANDT (1977), WESTERMANN & RICCARDI (1979), WESTERMANN (1981) und HILLEBRANDT et al. (1992) bilden diese Gattungen zusammen mit den Leptosphinctinae die typische Ammoniten-Fauna der amerikanischen Rotundum-Zone des unteren Oberbajociums. Da die Leptosphinctinae relativ häufig von den oben genannten Autoren aus dem oberen Bajocium von Südamerika erwähnt werden, handelt es sich höchstwahrscheinlich auch in diesem Fall um eine zu den Leptosphinctinae gehörende Art. Eine Zugehörigkeit zur Gattung *Lobosphinctes* kann dabei jedoch nicht völlig

ausgeschlossen werden, zumal für das stratigraphische Vorkommen dieser Gattung auch das obere Bajocium angegeben wird (ARKELL et al. 1957; RICCARDI et al. 1989).
Vorkommen: Caleta Ligate- und El Godo-Formation: Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium.

Unterfamilie: **Perisphinctinae** STEINMANN, 1890

„Perisphinctes" dunkeri (STEINMANN, 1881)

Taf. 13, Fig. 2, 3, 4, 5, 6

1881 *Cosmoceras Dunkeri* STEINMANN: 272, Taf. 12, Fig. 9.
1995 *„Perisphinctes" dunkeri* (STEINMANN); HILLEBRANDT & GRÖSCHKE: 13-14.

Material: Zahlreiche Steinkernfragmente.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt „1037er" (Ko 260194/-4); Profil AT 9 (THOMAS 1970) (Ko 290194/-8).
Beschreibung: Es liegen zahlreiche, aber überwiegend verdrückte Windungsfragmente vor. Eine Zunahme der Windungshöhe im Laufe der Ontogenie läßt sich an unterschiedlich großen Fragmenten beobachten. Das Verhältnis Wh/Wb nimmt dabei von 0,7 kontinuierlich bis auf 1,0 zu. Innere Windungen sind im Querschnitt eher breitrechteckig, werden dann subquadratisch und im späteren Stadium leicht trapezoid. Die proradiaten Primärrippen sind im Bereich des Nabelabfalls noch leicht konkav geschwungen, um dann auf den Flanken einen geraden Verlauf zu zeigen. Bei einem Durchmesser von ungefähr 27 mm kann die Anzahl der Primärrippen anhand eines Abdruckes der Innenwindungen mit 42 pro Windung angegeben werden. Die Primärrippen spalten bei etwa 2/3 der Flankenhöhe in Sekundärrippen auf. Die Ausbildung der Sekundärrippen variiert auf den einzelnen Fragmenten. In der Regel sind die Rippen trifurkat, es kommen aber auch bifurkate Rippen vor, die zusätzlich immer von Schaltrippen begleitet werden. Die Externseite zeigt somit eine enge und dichte Berippung, die ohne Unterbrechung den Venter quert. Einschnürungen lassen sich vor allem bei Fragmenten mit größeren Windungshöhen beobachten.
Bei einem größeren Fragment scheint es sich um einen Teil der Wohnkammer zu handeln. Auf dem Dorsalteil hat sich die dichte Berippung der vorhergehenden Windung abgebildet. Auf den Flanken sind nur noch auf der unteren Hälfte die Primärrippen deutlich zu erkennen. In ihrem weiteren Verlauf verflachen die Rippen merklich, so daß sie sich auf der oberen Windungshälfte kaum noch abheben und die Externseite dadurch fast glatt erscheint.
Bemerkungen: Nach HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) handelt es sich bei *„Perisphinctes" dunkeri* (STEINMANN) um einen endemischen Vertreter der Perisphinctaceae, der bisher nur in Nordchile gefunden wurde und der sich möglicherweise aus einem der letzten Vertreter der Gattung *Reineckeia* s.l. entwickelt hat. *„Perisphinctes" dunkeri* wurde bisher in mehreren Profilen der Präkordillere von Nordchile gefunden und läßt sich stratigraphisch in die Zeitspanne zwischen der Mariae-Zone und der Transversarium-Zone eingliedern. Für Nordchile schlagen HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) für den Horizont mit *„Perisphinctes" dunkeri* die Einführung der Dunkeri-Zone vor. Dieser Horizont bildet in Schichten des unteren Oxfordiums einen guten Leithorizont. Die Fauna ist sehr artenarm, neben *„Perisphinctes" dunkeri* treten in den Lokalitäten der Küstenkordillere von Iquique nur noch Ammoniten der Ochetoceratinae (*Campylites* (*Neoprionoceras*) sp.) und nicht näher bestimmbare Bivalvenfragmente auf.
Vorkommen: El Godo-Formation: Unteres Oxfordium.

Periphinctes (*Perisphinctes*?) sp.

Taf. 13, Fig. 7, 8

Material: Innenwindungen, Fragmente.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt AT 7 II (THOMAS 1970) (Ko 070493/-1a-d); Profil AT 122 (Ko AT 122/2); Profil Aeropuerto Viejo (Ko 090294/-7).

Beschreibung: Es liegen keine vollständigen Exemplare vor. Am besten erhalten sind die aus Geoden stammenden, einseitig überlieferten, evoluten Innenwindungen (Ko 070493/-1a-d). Die Flanken sind bei diesen Innenwindungen konvex gekrümmt, der Windungsquerschnitt läßt sich aber nicht eindeutig ermitteln. Bei dem Exemplar (Ko 070493/-1a) wurden an den drei letzten Windungen folgende Meßwerte ermittelt:

Exemplar Ko 070493/-1a:

Dm	Pr	Nw	Wh	Nw%	Wh%
48	49	25	~13	52	~27
26	42	11	8	42,3	30,8
12	38	5	~3	41,6	25

Die Rippen auf den Innenwindungen sind proradiat. Auf der letzten und vorletzten Windung des ausgemessenen Exemplares (Ko 070493/-1a) ist im oberen Viertel der Flanke ein Aufspalten der Primärrippen in zwei Sekundärrippen zu beobachten.
Von einer weiteren Lokalität liegen zwei Wohnkammerfragmente (Ko AT 122/2) mit einer Windungshöhe von 42 mm bzw. 44 mm und der entsprechenden, rekonstruierten Breite von 42 mm bzw. 45 mm vor. Diese Fragmente zeigen einen subquadratischen Querschnitt mit einer gerundeten Externseite und einem gut gerundeten Nabelabfall. Das Verhältnis Wh/Wb liegt bei 1,0. Die Skulptur der Wohnkammerfragmente besteht nur noch aus kräftigen, radialen bis leicht proradiaten Einzelrippen, die zum Venter hin deutlich flacher werden. Einschnürungen befinden sich sowohl auf den Innenwindungen als auch auf den Wohnkammerfragmenten.
Bemerkungen und Vorkommen: Die Innenwindungen und die Wohnkammerfragmente wurden nicht zusammen aufgesammelt, ihre Zusammengehörigkeit ist somit fraglich. Nach den ermittelten Meßwerten und den äußeren Merkmalen kann es sich um Fragmente eines *Perisphinctes* s. str. handeln; das Material zeigt Affinitäten mit dem in GYGI & HILLEBRANDT (1991) beschriebenen und abgebildeten *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) n. sp.. Ohne vollständige Exemplare, bei denen sowohl die Innenwindungen als auch die Wohnkammer vorhanden sind, bleibt jedoch ein Vergleich spekulativ. Bei dem in GYGI & HILLEBRANDT (1991) abgebildeten Exemplar handelt es sich um den einzigen vollständigen *Perisphinctes* s. str., der bisher aus Nordchile bekannt ist und für dessen stratigraphisches Vorkommen die Bifurcatus-Zone des untersten Oberoxfordiums angegeben wird. Die vorliegenden Wohnkammerfragmente stammen aus dem gleichen Horizont wie ein Exemplar von *Perisphinctes* (*A.*) *prophetae*, was für ein Vorkommen in der unteren Transversarium-Zone (Antecedens-Subzone) des mittleren Oxfordiums spricht.

Perisphinctes (*Antilloceras*) *prophetae* GYGI & HILLEBRANDT, 1991

Taf. 13, Fig. 9

1991 *Perisphinctes* (*Antilloceras*) *prophetae* GYGI & HILLEBRANDT: 151-152, Text-Fig. 14, Taf. 2, Fig. 1,3,4.

Material: 1 Steinkern, zahlreiche Fragmente, 1 Abdruck einer Innenwindung.
Fundorte und Probennummern: Profil Mina Atahualpa (Ko 200194/-4); Profil AT 122 (Ko AT 122/2); Fundpunkt Weg zum Cerro Carpas (Ko 060593/-3).
Beschreibung: Es liegt ein nahezu vollständiger Steinkern (AT 122/2) vor. Die äußere Windung ist leicht verdrückt. Der Windungsquerschnitt der letzten Windung erscheint leicht oval, der der inneren Windungen mehr gerundet. Bis zu einem Durchmesser von 70 mm liegt bei diesem sehr evoluten Exemplar der Phragmokon vor, was anhand reliktisch erhaltener Lobenlinien dokumentiert ist. Die innersten Windungen sind nicht erhalten. An den letzten drei Windungen wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Exemplar Ko AT 122/2:

Dm	Pr	Sr	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
89	53	~93	46	~20	23	51,7	~22,5	25,8	~1,15
50	46		26	16	14	52	32	28	0,88
25	~37		12		6,6	48		26,4	

Die proradiaten Primärrippen setzen sich deutlich von den Flanken ab und bifurkieren bei etwa 4/5 der Flankenhöhe. Einzelrippen sind untergeordnet ausgebildet. Auf der ersten Hälfte der letzten Windung ist am Venter eine leichte Rippenunterbrechung zu beobachten. Auf dem Steinkern zeigen sich deutliche Einschnürungen.
Bemerkungen: Das vorliegende Material läßt sich nach den Beschreibungen und Abbildungen in GYGI & HILLEBRANDT (1991) mit *Perisphinctes* (*Antilloceras*) *prophetae* vergleichen; es zeigt deutlich das mäßig eng stehende Rippenbild sowie das sehr evolute Gehäuse.
Vorkommen: Nach GYGI & HILLEBRANDT (1991) kommt diese Art im mittleren Oxfordium in der unteren Transversarium-Zone (Antecedens-Subzone) vor.
In meinem Arbeitsgebiet tritt dieser Morphotyp in Faunenhorizonten zusammen mit *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) ex gr. *andium* auf.

Perisphinctes (*Dichotomoceras*) ex gr. *andium* STEINMANN, 1881

Taf. 13, Fig. 10

ex gr. 1881 *Perisphinctes Andium* STEINMANN: 275, Taf. 9, Fig. 3,4.
ex gr. 1991 *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *andium* STEINMANN; GYGI & HILLEBRANDT: 152, Text-Fig. 15, Taf. 3, Fig. 1.

Material: Zahlreiche Fragmente.
Fundorte und Probennummern: Profil Mina Atahualpa (Ko 200194/-6); Profil Cerro Huantajaya (Ko 260194/-1); Profil AT 122 (Ko 270194/-1-5).
Beschreibung: Es liegen keine vollständigen Exemplare, sondern nur eine Vielzahl von Windungsfragmenten mit unterschiedlichen Windungshöhen vor. Die Fragmente sind meistens halbseitig verdrückt, die Windungsquerschnitte sind daher nicht eindeutig zu erfassen. Die Innenwindungen sind anscheinend ellipsoid, äußere Windungen werden subquadratisch mit flach ausgebildeten Flanken. Die dichte Berippung der Flanken bifurkiert bei etwa 4/5 der Flankenhöhe. Fragmente, die noch bis zu einer Windungshöhe von 42 mm eine enge, bifurkate Berippung aufweisen, sind höchstwahrscheinlich der makrokonchen Form zuzurechnen.
Bemerkungen: Bifurkate, hochspaltende Perisphinctinae bilden im mittleren Oxfordium den größten Anteil der Ammoniten-Fauna. Größtenteils können diese bifurkaten Perisphinctinae zur Gruppe von *P.* (*D.*) *andium* gerechnet werden, der im Unterschied zu *P.* (*A.*) *prophetae* und zu der als *P.* (*P.*?) sp. beschriebenen Form eine dichtere Berippung aufweist. Obwohl bei dem vorliegenden Material nur einzelne Windungsfragmente vorhanden sind, lassen sie sich mit den Abbildungen von *P.* (*D.*) *andium* in STEIMANN (1881) und GYGI & HILLEBRANDT (1991) vergleichen. Das Fehlen von vollständigen Exemplaren läßt eine eindeutige Zuordnung zu *P.* (*D.*) *andium* nicht zu, die Art der Berippung läßt aber mindestens auf enge verwandschaftliche Beziehungen schließen.
Vorkommen: Als Stratum typicum wird das „Oxfordium" angegeben (GYGI & HILLEBRANDT 1991). Die in GYGI & HILLEBRANDT (1991) beschriebenen Stücke stammen höchstwahrscheinlich aus der Bifurcatus-Zone (unteres Oberoxfordium).
In der Küstenkordillere von Iquique kommen die vorliegenden Fragmente in der Transversarium-Zone (mittleres Oxfordium) vor.

Perisphinctes (*Subdiscosphinctes*) cf. *parvulus* GYGI & HILLEBRANDT, 1991

Taf. 14, Fig. 1, 2

cf. 1991 *Perisphinctes* (*Subdiscophinctes*) *parvulus* GYGI & HILLEBRANDT: 153-154, Text-Fig.17, Taf. 2, Fig. 5.

Material: 2 Fragmente.
Fundort und Pobennummer: Profil Cerro Huantajaya (Ko 260194/-1).
Beschreibung: Sehr kleine, unvollständige Steinkerne von evoluten Gehäusen. Die Stücke weisen einen rekonstruierten Durchmesser von ca. 40 mm auf. Die Nabelweite beträgt ca. 44%. Die Windungen der leicht verdrückten Fragmente zeigen einen ellipsoiden Querschnitt. Lobenlinien sind

nicht zu erkennen. Die Flanken werden von scharfen und hohen Rippen skulptiert. Die radialen bis leicht proradiaten Primärrippen bifurkieren bei etwa 4/5 der Flankenhöhe. Sehr vereinzelt sind Einfachrippen zwischengeschaltet. Pro ½ Umgang lassen sich bei einem Durchmesser von ca. 40 mm 32 Primärripppen, bei einem Durchmesser von ca. 24 mm etwa 22 Primärrippen zählen.
Bemerkungen: Die Stücke lassen sich gut mit dem in GYGI & HILLEBRANDT (1991) beschriebenen *P. (S.) parvulus* vergleichen; die von den Autoren gegebene Diagnose und der Verlauf der Rippen-Kurve stimmen mit sehr geringen Abweichungen mit dem vorliegenden Material überein.
Vorkommen: Für das stratigraphische Vorkommen in Nordchile wird die Transversarium-Zone des mittleren Oxfordiums angegeben (GYGI & HILLEBRANDT 1991).
Für das Vorkommen in den Oxford-Serien der Küstenkordillere von Iquique kann diese stratigraphische Einstufung bestätigt werden (siehe Profil Cerro Huantajaya).

Perisphinctes (Subdiscophinctes) ex gr. *acandai* JUDOLEY & FURRAZOLA, 1968 - *kreutzi* (SIEMIRADZKI, 1891)

Taf. 14, Fig. 3, 4

ex gr. 1972 *Lithacoceras (Subdiscosphinctes) kreutzi* (SIEMIRADZKI); MALINOWSKA: 217-218, Taf. 27, Fig.1,2; Taf. 28, Fig. 1.
ex gr. 1975 *Subdiscosphinctes (Subdiscosphinctes) kreutzi* (SIEMIRADZKI); BROCHWICZ-LEWINSKI: 90-91, Taf. 21, Fig. 1,2; Taf. 22, Fig. 1-3.
ex gr. 1991 *Perisphinctes (Subdiscophinctes) acandai* JUDOLEY & FURRAZOLA; GYGI & HILLEBRANDT: 153-154, Text-Fig. 17, Taf. 2, Fig. 5 (mit Synonym-Angabe).

Material: Zahlreiche verkieselte Exemplare, 1 Steinkernfragment.
Fundorte und Probennummern: Profil Aeropuerto Viejo (Ko 090294/-3); Profil Mina Atahualpa (Ko 200194/-5).
Beschreibung: Die Erhaltung des verkieselten Materials ist dürftig. Die Exemplare sind mäßig weitnabelig. Die Windungsquerschnitte sind hochrechteckig-ellipsoid. Lobenlinien sind nicht zu erkennen. An drei Exemplaren (Ko 090294/-3a-c) mit unterschiedlichen Durchmessern wurden folgende Meßwerte ermittelt:

Exemplare Ko 090294/-3a-c:

Dm	Pr	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
.../a: 56	~63	20	15	18	35,7	26,8	32,1	1,2
.../b: 32	~50	11	10	11,5	34,4	31,2	35,9	1,15
.../c: 25	~38	7,5	8	9,3	30	32	37,2	1,16

Die dichten, schmalen und scharfen Rippen heben sich von der Flanke deutlich ab. Die proradiaten, geraden Primärrippen werden bei etwa ¾ der Flankenhöhe bifurkat. Ungespaltene Einzelrippen sind häufig zwischengeschaltet. Einschnürungen sind sporadisch auf den Windungen ausgebildet.
Bemerkungen: Die Dimensionen der sehr kleinen bis kleinen Gehäuse (Ko 090294/-3a-c) gleichen den entsprechenden Gehäusegrößen von *P. (Subdiscophinctes) acandai* und *P. (Subdiscophinctes) kreutzi*. Der in GYGI & HILLEBRANDT (1991) beschriebene und abgebildete *P. (Subdiscophinctes) acandai* ist jedoch wesentlich dichter berippt. Der in BROCHWICZ-LEWINSKI (1975) abgebildete Holotyp von *P. (Subdiscophinctes) kreutzi* zeigt zwar auch eine etwas dichtere Berippung, kommt in der Anzahl der Rippen dem vorliegenden Material schon sehr nahe.
Das aus dem oberen Bereich der Oxford-Serie (Profil Mina Atahualpa) vereinzelt gefundene Fragment (Ko 200194/-5) stimmt mit Abschnitten entsprechender Windungshöhen größerer Exemplare von *P. (Subdiscophinctes) kreutzi* gut überein (abgebildet in MALINOWSKA 1972); aufgrund der geringen Größe des Fragmentes ist ein Vergleich jedoch nur mit Vorbehalt zu betrachten. Nach GYGI & HILLEBRANDT (1991) ist *P. (Subdiscophinctes) kreutzi* der naheste europäische Verwandte von *P. (Subdiscophinctes) acandai*, eventuell sind sie sogar „conspecific" zueinander. Da mir nur mäßig erhaltene Innenwindungen (Ko 090294/-3) und ein Fragment (Ko

200194/-5) vorliegen ist eine nähere Bestimmung nicht möglich, eine enge verwandschaftliche Stellung zur Formengruppe von *acandai-kreutzi* erscheint mir jedoch gerechtfertigt.
Vorkommen: Das stratigraphische Vorkommen von *P.* (*S.*) *acandai* (Quebrada del Profeta, Cordillera de Domeyko, Nordchile) wird von GYGI & HILLEBRANDT (1991) für die untere Bifurcatus-Zone (unteres Oberoxfordium) angegeben. Das stratigraphische Vorkommen von *P.* (*S.*) *kreutzi* wird von MALINOWSKA (1972) für das mittlere Oxfordium und von BROCHWICZ-LEWINSKI (1972) für das mittlere Oxfordium bis untere Oberoxfordium (Bifurcatus-Zone) genannt.
In der Küstenkordillere von Iquique handelt es sich bei diesen Ammoniten aus dem Übergangsbereich der El Godo- zur Huantajaya-Formation um die stratigraphisch jüngsten Formen. Wahrscheinlich entsprechen sie dem Zeitbereich obere Transversarium- (mittleres Oxfordium) bis untere Bifurcatus-Zone (oberes Oxfordium). Als Begleitfauna treten nicht näher bestimmbare, hochspaltende, bifurkate Perisphinctinae, *Euaspidoceras* sp., Gastropoden, Bivalven und Echinodermaten auf.

Perisphinctes (*Subdiscophinctes*) sp.

Taf. 14, Fig. 5, 6

Material: ½ Windung, 1 kleine Innenwindung.
Fundort und Probennummer: Profil Cerro Huantajaya (Ko 260194/-1).
Beschreibung: Das vorliegende Material ist mäßig weitnabelig mit ellipsoiden Windungsquerschnitten. An den Windungen konnten folgende Meßwerte ermittelt werden.

Exemplar Ko 260194/-1:

Dm	Pr	Sr	Nw	Wb	Wh	Nw%	Wb%	Wh%	Wh/Wb
38	42/2	59/2	14	11,5	13	36,8	30,3	34,2	1,13
20	67		8	6,5	6,5	40	32,5	32,5	1,0

Die Flanken zeigen eine enge und dichte Berippung, die innersten Windungen sind besonders fein und eng berippt. Die proradiaten Primärrippen werden bei etwa 6/7 der Flankenhöhe bifurkat. Einzelrippen sind häufig zwischengeschaltet, bei dem halben Windungsfragment mit einem Durchmesser von 38 mm ist jede 2-3 Rippe ungespalten. Auf dem Windungsfragment ist eine enge Einschnürung ausgebildet.
Bemerkungen: Die Dimensionen des Gehäuses bis zu einem Durchmesser von 38 mm zeigen Affinitäten zum Verlauf der Gehäusespirale von *Perisphinctes* (*Subdiscophinctes*) *parvulus* (GYGI & HILLEBRANDT 1991). Die vorliegenden Fragmente unterscheiden sich jedoch von *P.* (*Subdiscophinctes*) *parvulus* durch die wesentlich dichtere Berippung. Aufgrund der Gehäusedimensionen scheint dieses Material zur Formengruppe von *P.* (*Subdiscophinctes*) *parvulus* zu gehören, die systematische Stellung kann aber erst mit vollständigem und besser erhaltenem Material geklärt werden.
Vorkommen: Dieser dicht berippte Morphotyp kommt zusammen mit *P.* (*Dichotomoceras*) ex gr. *andium* und *P.* (*Subdiscophinctes*) *parvulus* im gleichen Horizont vor, was stratigraphisch der Transversarium-Zone des mittleren Oxfordiums entspricht.

Unterfamilie: **Pictoniinae** SPATH, 1924

Taf. 14, Fig. 7, 8

Lithacosphinctes sp.

Material: 4 Windungsfragmente, 1 Wohnkammerfragment.
Fundorte und Probennummern: Profil Mina Atahualpa (Ko 200194/-6); Profil AT 122 (Ko 270194/-5).

Beschreibung: Bei dem Material handelt es sich um Fragmente von großwüchsigen und weitnabeligen Gehäusen. Die Fragmente sind einseitig verdrückt, der rekonstruierte Windungsquerschnitt ist anscheinend oval. Das Wohnkammerfragment zeigt einen annähernd subquadratischen Querschnitt. Die Berippung auf den Innenwindungen wird von kräftigen, weitständigen, proradiaten und leicht wulstigen Primärrippen geprägt. Im oberen Viertel der Flankenhöhe spalten die Primärrippen überwiegend in drei Sekundärrippen auf. Mit zunehmender Windungshöhe nimmt die Anzahl der trifurkaten zugunsten der bifurkaten Spaltrippen ab. Tiefe Einschnürungen sind vereinzelt ausgebildet. Bei dem Fragment (Ko 270194/5) ist hinter der Einschnürung eine Parabelrippe ausgebildet, die die Breite der Einschnürung im oberen Bereich der Flanke deutlich verringert. Auf dem Wohnkammerfragment zeigen sich nur noch verdickte Einzelrippen, die sich zum Venter hin merklich verflachen, so daß die Externseite unberippt erscheint.
Bemerkungen: Nach der Gattungsdiagnose in GYGI & HILLEBRANDT (1991), SCHLAMPP (1991) und SCHLEGELMILCH (1994) erscheint mir eine Zuordnung zur Gattung *Lithacosphinctes* OLORIZ gerechtfertigt. Da nur Fragmente und keine vollständigen Gehäuse mit Innenwindungen und Wohnkammer vorliegen, ist eine Artbestimmung mit zuviel Unsicherheit behaftet. Die Beschreibungen und Abbildungen des aus nordchilenischen Lokalitäten stammenden *„Perisphinctes" desertorum* in STEHN (1923) und des *Lithacosphinctes* aff. *desertorum* (STEHN) in GYGI & HILLEBRANDT (1991) zeigen Affinitäten (z.B. Parabelrippe, Berippung der Wohnkammer) zu dem mir vorliegenden Material. Ein Vergleich mit dem in STEHN (1923: Taf. 5, Fig. 3) abgebildeten Original ist aber nicht direkt möglich, da es sich bei dem Original in STEHN (1923) um kleinere Innenwindungen handelt. Bei dem Exemplar von STEHN ist darüber hinaus die stratigraphische Stellung unklar. Die Abbildung von *Lithacosphinctes* aff. *desertorum* in GYGI & HILLEBRANDT (1991) unterscheidet sich von meinem Material durch die deutlich größere Windungshöhe der Wohnkammer.
Vorkommen: Von SCHLEGELMILCH (1994) wird die stratigraphische Reichweite von *Lithacosphinctes* für das mittlere Oxfordium bis in das mittlere Kimmeridgium angegeben. GYGI & HILLEBRANDT (1991) beschreiben das stratigraphische Vorkommen von *L.* aff. *desertorum* (STEHN) aus der Bimammatum-Zone des oberen Oxfordiums bis in das untere Kimmeridgium.
In der Küstenkordillere von Iquique tritt *Lithacosphinctes* im oberen Bereich der Oxford-Serie auf. Dieses entspricht stratigraphisch höchstwahrscheinlich der oberen Transversarium-Zone (mittleres Oxfordium) bzw. eventuell auch der Bifurcatus-Zone (siehe Vorkommen von *Perisphinctes (S.) acandai-kreutzi*).

Familie: **Aspidoceratidae** ZITTEL, 1895
Unterfamilie: **Peltoceratinae** SPATH, 1924

Rursiceras cf. *retrocostatum* HILLEBRANDT, 1995

Taf. 14, Fig. 9 a, b

cf. 1995 *Rurciceras retrocostatum* HILLEBRANDT & GRÖSCHKE: 26-28, Taf. 1, Fig. 9-11.

Material: 1 verdrücktes Exemplar mit Abdruck.
Fundort und Probennummer: Profil 4 km südlich vom Cerro La Isla (Ko 020394/-3).
Beschreibung: An dem flach verdrückten und unvollständigen Exemplar lassen sich vier Windungen zurückverfolgen, die innersten Windungen sind nicht mehr überliefert. Die Windungsquerschnitte sind deformiert und lassen sich nicht erfassen. Die an dem Material ermittelten Meßwerte sind aufgrund des Erhaltungszustandes nur mit Vorbehalt zu betrachten:

Dm	Pr	Nw	Wh	Nw%	Wh%
50	20/2	23	15,5	46	31
25	33	11,5	7,5	46	30
13	26	6	4	46,2	30,8

Die Flanken zeigen eine dichte Berippung, die bei etwa ¼ der Flankenhöhe in bifurkate Rippen aufspaltet. Auf den innersten Windungen sind die Rippen eher retroradiat ausgebildet. Auf den beiden letzten Windungen werden die Rippen zunehmend konvex, zeigen eine besonders ausgeprägte rückwärtige Krümmung der Sekundärrippen und am Venter eine leicht wulstige Verdickung. Einzelrippen sind anscheinend erst im äußeren Abschnitt der letzten Windung ausgebildet.
Bemerkungen: Nach der Beschreibung in HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) und einem Vergleich mit dem Originalmaterial läßt sich das vorliegende, mäßig erhaltene Material nach den ermittelten Meßwerten und der Skulptur mit *Rursiceras retrocostatum* vergleichen.
Vorkommen: Nach HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) wird für den Holotypus und die Paratypen als stratigraphisches Vorkommen die Dimorphosus-Zone des unteren Oxfordiums, die mit der europäischen Mariae-Zone korreliert werden kann, angegeben. Für Exemplare aus Cerritos Bayos und Caracoles (Nordchile), die in HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) als *Rursiceras* sp. cf. *R. retrocostatum* bezeichnet werden, wird als stratigraphisches Vorkommen das oberste Callovium oder unterste Oxfordium (Primus- oder Dimorphosus-Zone) genannt.
Da die Lokalität im Arbeitsgebiet tektonisch bedingte Schichtwiederholungen aufweist und die Aufschlußverhältnisse auch keine klaren Aussagen zulassen, ist das stratigraphische Vorkommen von *R.* cf. *retrocostatum* mit einiger Unsicherheit behaftet. Nach dem Geländebefund scheint *R.* cf. *retrocostatum* einige Meter über einem Horizont mit Reineckeiinae vorzukommen, die nach Angaben von GRÖSCHKE (in Vorb.) im Grenzbereich Callovium/Oxfordium auftreten. Eine eindeutige Zuordnung in das oberste Callovium oder unterste Oxfordium ist nicht möglich.

Gregoryceras sp.

Material: 1 Fragment.
Fundort und Probennummer: Profil AT 122 (Ko AT 122/2).
Beschreibung, Bemerkungen und Vorkommen: Das Fragment zeigt die für *Gregoryceras* SPATH charakteristische, kräftige, im oberen Flankenbereich rückwärtsgerichtete und teilweise bifurkate Berippung.
Eine Artbestimmung ist anhand des vorliegenden schlecht erhaltenen Fragmentes nicht möglich. Der stark rückwärtsgerichtete Rippenverlauf spricht jedoch für einen Gregoryceraten aus der Transversarium-Zone des mittleren Oxfordiums (GYGI & HILLEBRANDT 1991).
Das Stück stammt aus dem gleichen Horizont wie *Perisphinctes* (*Antilloceras*) *prophetae*, die stratigraphische Stellung entspricht somit der unteren Transversarium-Zone (Antecedens-Subzone).

Unterfamilie: **Aspidoceratinae** ZITTEL, 1895

Euaspidoceras sp.

Material: 2 verkieselte Fragmente.
Fundort und Probennummer: Profil Aeropuerto Viejo (Ko 090294/-3).
Beschreibung: Mäßig erhaltene Windungsfragmente von großwüchsigen Formen. Der Windungsquerschnitt ist hochrechteckig. Das Verhältnis Wh/Wb liegt bei 1,75. Auf den Flanken der Windungsfragmente sind deutlich die geraden Rippen mit den zwei charakteristischen Knotenreihen zu erkennen.
Das größere Windungsfragment weist eine Höhe von 44 mm auf.
Das kleinere Exemplar mit einer Windungshöhe von 22 mm repräsentiert etwa eine ¼ Windung. Anhand dieses Fragmentes kann der Gehäusedurchmesser mit ca. 75 mm rekonstruiert werden. Auf der Flanke sind 6 Rippen mit den entsprechenden Knoten ausgebildet. Die Abstände der oberen Knoten zueinander sind sehr unregelmäßig und variieren zwischen 6 und 11 mm. Die untere Knotenreihe im Bereich der Nabelkante ist schwächer entwickelt als die nahe zur Externseite gelegene, bei etwa 4/5 der Flankenhöhe ausgebildete, kräftigere obere Knotenreihe. Bei den oberen Knoten ist zu erkennen, daß ursprünglich hohle und lange Dornen vorlagen, die jedoch allesamt nicht mehr erhalten sind.

Bemerkungen: Das nur fragmentarisch überlieferte Material erlaubt keine Artbestimmung.
Vorkommen: Die Gattung *Euaspidoceras* SPATH kommt stratigraphisch vom oberen Callovium bis zum oberen Oxfordium vor (GYGI & HILLEBRANDT 1991; SCHLAMPP 1991). Das in GYGI & HILLEBRANDT (1991) beschriebene Exemplar eines *Euaspidoceras* sp. aus der Cordillera de Domeyko (Nordchile) stammt aus Schichten, die in die Bifurcatus-Zone gestellt werden.
Das vorliegende Material ist zusammen mit *Perisphinctes* (*S.*) ex gr. *acandai-kreutzi* vergesellschaftet. Diese Ammoniten repräsentieren bisher die stratigraphisch jüngsten jurassischen Ammoniten in der Küstenkordillere von Iquique, dieses entspricht wahrscheinlich der oberen Transversarium- (mittleres Oxfordium) bis Bifurcatus-Zone (unteres Oberoxfordium).

Stamm: **Brachiopoda** DUMÉRIL, 1806
Klasse: **Articulata** HUXLEY, 1869
Ordnung: **Rhynchonellida** KUHN, 1949
Familie: **Wellerellidae** LIKHAREV in RZHONSNITSKAYA, 1956
Unterfamilie: **Lacunosellinae** SMIRNOVA, 1963

Artikulate Brachiopoden treten vor allem in den flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) auf, untergeordnet sind sie auch in einigen Abschnitten der El Godo-Formation (Callovium) zu finden. Innerhalb der Gesamtfauna sind die Brachiopoden eine häufige und z.T. dominierende Komponente, sie weisen jedoch nur eine geringe Gattungsdiversität auf.

Rhynchonelloidella sp.

Taf. 16, Fig. 1, 2, 3, 4, 5

Material: 6 doppelklappige Exemplare mit Schalenerhaltung.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Estación Las Carpas (Ko 010493/-1); Profil Oficina Condor (Ko 070294/-10).
Beschreibung: Kräftig uniplicate Morphotypen. Das größte Exemplar hat vom vorderen zum hinteren Rand eine Erstreckung von 19,5 mm, die Breite beträgt 20 mm, die Gesamthöhe liegt bei 15 mm. Die Stielklappe ist flach konvex, biegt im Sinusbereich stark nach oben gerichtet um. Die Armklappe ist stärker gewölbt und zeigt einen erhabenen Wulst. Der Schnabel ist kurz, spitz und leicht gebogen. Das Foramen ist mit ca. 0,3 mm Durchmesser klein. Deltidialplatten sind aufgrund der Erhaltung nicht mehr zu erkennen. Die Klappen werden von 18-20 kräftigen Rippen ornamentiert, auf den Sinus und den Wulst entfallen dabei jeweils 4 Rippen. Zum Teil lassen sich bei Schalenerhaltung noch konzentrische Wachstumsunterbrechungen erkennen. Die vordere Kommissur und die vordere laterale Kommissur sind zickzackartig ausgebildet.
Bemerkungen: Nach den Gattungskriterien in AGER (1965) und den Abbildungen in MANCEÑIDO & DAGYS (1992) läßt sich das Material der Gattung *Rhynchonelloidella* MUIR-WOOD zuordnen.
Vorkommen: Im andinen Raum ist diese Gattung aus dem mittleren Jura bekannt, wobei sie u.a. häufig in Schichten des Calloviums auftritt (MANCEÑIDO & DAGYS 1992; RICCARDI et al. 1994).
In meinem Arbeitsgebiet kommen diese Lacunosellinae zusammen in einem Horizont (El Godo-Formation) mit *Parapatoceras* cf. *tuberculatum* und *Neuqueniceras* sp. vor, was stratigraphisch dem unteren Callovium entspricht.

Familie: **Rhynchonellidae** GRAY, 1848

Rhactorhynchia? caracolensis GOTTSCHE, 1878

Taf. 15, Fig. 6 - 10

1878 *Rhynchonella Caracolensis* GOTTSCHE: 44, Taf. 4, Fig. 8.

1894 *Rhynchonella caracolensis* GOTTSCHE; MÖRICKE: 61-62.
1992 ?*Rhactorhynchia caracolensis* (GOTTSCHE); MANCEÑIDO & DAGYS: 330, Taf. 113, Fig. 7a-c.

Material: Zahlreiche doppelklappige Steinkerne, teils mit Schalenerhaltung.
Fundorte und Probennummern: Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10, Ko 190194/-1); Profil Oficina Condor (Ko 070294/-4).
Beschreibung: Trilobate bis bilobate Rhynchonellidae von kugeliger Gestalt. Das größte Exemplar erreicht vom Vorder- zum Hinterrand eine Erstreckung von 35 mm, eine Breite von 44 mm und eine Gesamthöhe von 26 mm. Die Armklappe ist sehr stark konvex gewölbt, die Stielklappe ist im hinteren Bereich eher flach ausgebildet und biegt im vorderen Bereich konvex zur Kommissur ab. Der Schnabel der Stielklappe ist kurz und spitz. Das Foramen ist, soweit man es erkennen kann, klein; dieser Bereich ist jedoch meistens nicht erhalten. Die Klappen werden von kräftigen, sich zuschärfenden Rippen bedeckt, wodurch die Kommissur am Vorderrand besonders ausgeprägt zickzackartig entwickelt ist. Die Anzahl der Rippen pro Klappe variiert zwischen 10 und 16, bei den meisten Exemplaren lassen sich 12 Rippen zählen. Die vordere Kommissur ist zum Teil symmetrisch ausgebildet, bei einigen Exemplaren läßt sich aber auch eine gewisse Asymmetrie beobachten, die bis hin zu bilobaten Morphotypen führen kann.
Bemerkungen: Die schon von GOTTSCHE (1878), STEINMANN (1881) und MÖRICKE (1894) aus dem Bajocium von Nordchile (Caracoles, Iquique) beschriebene und bei GOTTSCHE (1878) abgebildete rhynchonellide Brachiopode ist sehr häufig in den flachmarinen Schichten der Caleta Ligate-Formation vertreten. MANCEÑIDO & DAGYS (1992) stellen diese Rhynchonellen zur Gattung *Rhactorhynchia*? BUCKMAN. Auffällig ist die schon bei den trilobaten Morphotypen einsetzende leichte Asymmetrie der vorderen Kommissur. Da sich diese Asymmetrie neben Exemplaren mit normaler Symmetrie beobachten läßt, handelt es sich anscheinend um ein fakultatives morphogenetisches Merkmal, das weltweit, häufig und unabhängig von äußeren Einflüssen bei uniplicaten Rhynchonelliden auftreten kann (FÜRSICH & PALMER 1984). Bei Arten, die eine asymmetrische Ausbildung der vorderen Kommissur zeigen, ist nach FÜRSICH & PALMER (1984) die morphologische Variabilität (z.B. Rippenanzahl, Grad der Kugelform, Verhältnis Breite/Länge) besonders hoch.
Die im folgenden beschriebene „*Rhynchonella*" ex gr. *moerickei* TORN. - *manflasensis* MÖRICKE ist *Rhactorhynchia*? *caracolensis* sehr ähnlich, der Unterschied besteht in der weniger stark konvex gewölbten Armklappe und der etwas flacheren Stielklappe. Beide Formen kommen zusammen im gleichen stratigraphischen Niveau bzw. auch im gleichen Horizont (z.B. Profil Oficina Condor) vor, so daß es sich um Variationen einer Art handeln könnte. Für eine Bestätigung dieser Annahme und eine genauere systematische Bestimmung wären vergleichende Serienschliffe von besser erhaltenen Exemplaren notwendig.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium.

„*Rhynchonella*" ex gr. *moerickei* TORNQUIST, 1898 - *manflasensis* MÖRICKE, 1894

Taf. 15, Fig. 1 - 5

ex gr. 1894 *Rhynchonella manflasensis* MÖRICKE: 62-63, Taf. 5, Fig. 7a-c.
ex gr. 1898 *Rhynchonella moerickei* TORNQUIST: 42, Taf. 7, Fig. 4.
ex gr. 1992 „*Rhynchonella*" ex gr. *moerickei* TORN.-*manflasensis* MÖRICKE; MANCEÑIDO & DAGYS: 330, Taf. 113, Fig. 4a,b.

Material: Zahlreiche doppelklappige Exemplare.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor (Ko 070294/-4).
Beschreibung: Uniplicate Rhynchonelliden mit leicht asymmetrischer, anteriorer Kommissur. Das größte Exemplar erreicht vom vorderen zum hinteren Rand eine Erstreckung von 33 mm, eine Breite von 42 mm und eine Gesamthöhe von 18 mm. Die Armklappe ist konvex, die flache Stielklappe fällt im Sinusbereich zur vorderen Kommissur nur schwach konvex gebogen ein. Der Schnabel der Stielklappe ist kurz und spitz. Das kleine Foramen hat einen Durchmesser von unter 1 mm, die Deltidialplatten sind nicht zu erkennen. Die Klappen werden von kräftigen, sich

zuschärfenden Rippen skulptiert, die vordere Kommissur ist daher auch bei diesen Formen ausgeprägt zickzackartig. Auf jeder Klappe sind in der Regel 12 Rippen ausgebildet, die Anzahl der Rippen ist jedoch variabel.
Bemerkungen: Von MANCEÑIDO & DAGYS (1992) werden diese Brachiopoden unter dem Gattungsnamen „*Rhynchonella*" aufgeführt (siehe Diskussion bei *Rhactorhynchia? caracolensis*).
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium.

Unterfamilie: **Cyclothyridinae** MAKRIDIN, 1955

Torquirhynchia sp.

Taf. 15, Fig. 11 - 18

Material: Zahlreiche doppelklappige Exemplare mit Schalenerhaltung sowie Fragmente.
Fundort und Probennummer: Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 280393/-1, Ko 060493/-1, Ko 240493/-5).
Beschreibung: Bilobate, asymmetrische Morphotypen. Das größte Exemplar erreicht vom vorderen zum hinteren Rand eine Erstreckung von 23 mm, eine Breite von 26 mm und eine Gesamthöhe von 19 mm. Die Mehrzahl der Exemplare ist jedoch etwas kleiner. Die Armklappe ist stärker konvex gewölbt als die Stielklappe. Der Schnabel der Stielklappe ist kurz und spitz, das Foramen sehr klein. Aufgrund der Erhaltung lassen sich die Deltidialplatten nicht klar erkennen. Die Klappen sind durch radiale Rippen ornamentiert, pro Klappe sind zwischen 22 und 26 Rippen ausgebildet. Die Kommissur ist im vorderen Bereich zickzackartig. Die asymmetrische Verdrehung im vorderen Bereich der Klappen ist bei jedem Exemplar vorhanden, wobei sowohl die rechte als auch die linke Seite emporgehoben sein kann. Die Verschiebung der Seiten zueinander zeigt dabei einen schiefen Versatz.
Bemerkungen: Die von CHILDS (1969) aufgestellte Gattung *Torquirhynchia* umfaßt jurassische Rhynchonellidae, bei denen eine deutliche Asymmetrie bei jedem Exemplar zu beobachten ist. Nach CHILDS (1969) und FÜRSICH & PALMER (1984) ist für diese Gattung die Asymmetrie obligatorisch, wodurch sie sich von anderen Gattungen, bei denen die Asymmetrie fakultativ auftreten kann, unterscheidet. Nach FÜRSICH & PALMER (1984) ist das Abweichen vom trilobaten Bauplan nicht durch Adaption an bestimmte ökologische Faktoren, sondern wahrscheinlich eher durch Pleiotropie zu erklären.
Vorkommen: Aus dem europäischen Raum war *Torquirhynchia* lange Zeit nur aus dem oberen Jura bekannt (CHILDS 1969), in einer neueren Arbeit von ALMÉRAS et al. (1991) wird ein Vorkommen aus dem Callovium (Portugal) beschrieben. Aus dem außereuropäischen Raum sind Vorkommen von *Torquirhynchia* aus dem Bathonium/Callovium (Madagaskar, Indien) in FÜRSICH & PALMER (1984) aufgelistet, ein weiteres Vorkommen aus dem unteren Callovium (Argentinien) wird von RICCARDI et al. (1992) und MANCEÑIDO & DAGYS (1994) erwähnt und aus dem oberen Jura (Iran) wird ein Vorkommen von ADABI & AGER (1997) beschrieben.
Für die Küstenkordillere von Iquique kann als stratigraphisches Vorkommen anhand des gemeinsamen Auftretens mit *Reineckeia* s.l. das obere Callovium bzw. der Callovium/Oxfordium-Grenzbereich angegeben werden.

Ordnung: **Terebratulida** WAAGEN, 1883
Unterordnung: **Terebratulidina** WAAGEN, 1883
Überfamilie: **Terebratulacea** GRAY, 1840
Familie: **Terebratulidae** GRAY, 1840

Cererithyris? sp.

Material: 12 doppelklappige Exemplare.
Fundorte und Probennummern: Profil Cerro Fidel (Ko 070493/-2); Fundpunkt Loco Feliz II (Ko 070593/-10); Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-5); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-11).
Beschreibung: Mäßig erhaltene, bikonvexe Terebrateln, deren Klappen nicht sehr stark gewölbt sind. Das größte Exemplar erreicht vom vorderen bis zum hinteren Rand eine Erstreckung von 42 mm, eine Breite von 37 mm und eine Gesamthöhe von 24 mm. Der Schnabel ist aufrecht bis leicht eingedreht. Das Foramen hat je nach Größe des Exemplars einen Durchmesser von 2-2,5 mm. Die Klappen zeigen Skulptur in Form von Anwachslinien. Die vordere Kommissur ist bei den kleineren Exemplaren noch rectimarginat, wird dann bei den größeren schwach uniplicat und selten auch undeutlich sulciplicat.
Bemerkungen: Der Unterschied zu *Loboidothyris perovalis* besteht in der etwas kleineren, deutlich flacheren Gehäuseform und der Ausbildung der vorderen Kommissur. Nach der Gattungsdiagnose und der Abbildung in MUIR-WOOD (1965) könnte es sich beim vorliegenden Material um die Gattung *Cererithyris* BUCKMAN handeln, für deren stratigraphisches Vorkommen der mittlere Jura (Bathonium) angegeben wird. Diese Zuordnung ist mit Unsicherheit behaftet, da Internstrukturen nicht ermittelt wurden.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Unterfamilie: **Loboidothyrinae** MAKRIDIN, 1964

Loboidothyris perovalis (SOWERBY, 1823)

Taf. 15, Fig. 19 - 23

1894 *Terebratula perovalis* SOWERBY; MÖRICKE: 65-66, Taf. 3, Fig. 6 a-c.

Material: Zahlreiche doppelklappige Exemplare mit Schalenerhaltung.
Fundorte und Probennummern: Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-8, -10); Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-2), Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-2, -4, -10); Profil Oficina Condor (Ko 060294/-19), Profil Oficina Aguada (Ko 011194/-1); Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-11).
Beschreibung: Großwüchsige Terebrateln mit bikonvexen Klappen. Die konvexe Wölbung der Klappen ist dabei so stark ausgeprägt, daß fast eine annähernd kugelige Gestalt erreicht wird. Das größte Exemplar (Ko 070294/4) hat vom vorderen bis zum hinteren Rand eine Längserstreckung von 66 mm, die Stiel- und Armklappe weist eine maximale Breite von 55 mm und eine Gesamthöhe von 45 mm auf. Der Schnabel ist kurz und kräftig. Das epithyridide Foramen ist groß mit Durchmessern bis 4 mm. Auf den Klappen sind konzentrische Anwachslinien zu beobachten. Die vordere Kommissur ist sulciplicat.
Bemerkungen und Vorkommen: In der Küstenkordillere von Iquique ist diese großwüchsige Terebratel in den flachmarinen Sedimenten des Bajociums (Caleta Ligate-Formation) besonders häufig vertreten. Aus Nordchile wurden diese auffälligen Brachiopoden schon von früheren Bearbeitern als „*Terebratula*“ *perovalis* beschrieben bzw. erwähnt (STEINMANN 1881; MÖRICKE 1894; HILLEBRANDT 1977). Nach der Gattungsdiagnose in MUIR-WOOD (1965) handelt es sich bei diesen Terebrateln um die Gattung *Loboidothyris* BUCKMAN. Nach MANCEÑIDO & DAGYS (1992) ist diese Gattung im andinen Raum in Schichten des Bajociums vertreten; die Abbildung einer *Loboidothyris* (*L.*) sp. aus dem unteren Callovium von Argentinien läßt sich mit den vorliegenden Formen aus dem Bajocium vergleichen.

Stamm: **Echinodermata** KLEIN, 1743
Unterstamm: **Crinozoa** MATSUMOTO, 1929
Klasse: **Crinoidea** MILLER, 1821
Unterklasse: **Articulata** MILLER, 1821
Ordnung: **Isocrinida** SIEVERTS-DOREK, 1952

Isocrinida gen. et sp. indet

Beschreibung und Bemerkungen: In den flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate-Formation (Bajocium) sind Stielglieder von Crinoiden häufig auftretende biogene Komponenten, die vor allem bei der Dünnschliffbetrachtung auffallen. Es handelt sich dabei um gerundete und pentagonale Stielglieder von Vertretern der Isocrinida. Da keine Theken vorliegen ist es nicht möglich, die pentagonalen Stielglieder der Familie der Isocrinidae oder der Pentacrinitidae zuzuordnen, da sie bei beiden Familien auftreten können (MÜLLER 1989).

Ordnung: **Millericrinida** SIEVERTS-DORECK, 1952
Unterordnung: **Millericrinina** SIEVERTS-DORECK, 1953
Familie: **Millericrinidae** JAECKEL, 1918

Apiocrinites aff. *roissyanus* D'ORBIGNY, 1840

Taf. 16, Fig. 9 - 14

aff. 1975 *Apiocrinites roissyanus* D' ORBIGNY; HESS: 65, Taf. 22, Fig. 12, 15, 16.

Material: Zahlreiche Stielglieder.
Fundorte und Probennummern: Profil Cerro Carpas (Ko 190294/-3), Fundpunkt Cerro La Isla (Ko 170194); Profil Cerro Huantajaya (Ko 260194/-3); Profil Aeropuerto Viejo (Ko 290194/-6).
Beschreibung: Von dieser Seelilie wurden nur die kreisrunden Stielglieder (Columnalia) gefunden, deren Höhen zwischen 1-2 mm variieren. Das längste Stielfragment (Ko 170194) mit einer Länge von 55 mm setzt sich dabei aus 38 Stielgliedern zusammen. Bei einigen Fragmenten sind die einzelnen Stielglieder nahezu gleichhoch, bei einigen von unterschiedlicher Höhe. Die Sutur zwischen den Stielgliedern ist sägemesserartig. Die Externseiten sind glatt und konvex, unregelmäßig können jedoch spitze Tuberkel ausgebildet sein. Im Zentrum befindet sich ein Achsialkanal, dessen fünfeckiger Querschnitt nur bei den gut erhaltenen Exemplaren zu erkennen ist. Die Gelenkflächen der Stielglieder werden zwischen der Externseite und dem Achsialkanal von feinen, dichten und radialen Crenellae skulptiert, deren Anzahl durchschnittlich zwischen 60 und 70 variiert. Die Crenellae sind in der Regel einfach ausgebildet, bei einigen Stielgliedern lassen sich im peripheren Bereich dichotome Aufspaltungen beobachten. Bei einigen Fragmenten (Ko 260194/-3) handelt es sich um Abschnitte der Stielwurzel. Diese weisen einen deutlich größeren Durchmesser (bis 22 mm) und wurzelartige Verzweigungen auf.
Bemerkungen: Schon BIESE (1956) erwähnt unter dem Gattungssynonym *Apiocrinus* AGASSIZ diese häufig vorkommenden Stielgliederfragmente („*Apiocrinus*"-Hauptbank") aus der Küstenkordillere von Iquique, die er stratigraphisch, da ihm wahrscheinlich keine brauchbaren Leitfossilien zur Verfügung standen, noch in das Callovium stellte. Neben den Stielgliedern fand er noch Theca-Elemente, aber keine komplette Theca. Mir standen nur Stielglieder zur Verfügung, diese zeigen große Affinitäten zu den in HESS (1975) beschriebenen und abgebildeten Stielgliedern von *Apiocrinites roissyanus* aus dem oberen Oxfordium des Schweizer Juras. Die Zuordnung zur Gattung *Apiocrinites* MILLER beruht auf der Arbeit von BIESE (1956), ist jedoch, da keine Theca vorliegt, mit einiger Unsicherheit behaftet. Nach KLIKUSHIN (1996) ist die Nomenklatur der Millericrinidae bisher sehr vernachlässigt worden, so daß in Zukunft weitere nomenklatorische Studien dringend notwendig sind, um die Taxonomie dieser Familie besser erfassen zu können.

Vorkommen: Diese Seelilien treten im Untersuchungsgebiet in den jüngsten jurassischen Schichten (Huantajaya-Formation) auf und sind mit Flachwasserfaunen (u.a. Trigoniinae, Gryphaeinae, Seeigel) vergesellschaftet. Die Huantajaya-Formation setzt über einem Horizont mit Ammoniten ein, die stratigraphisch höchstwahrscheinlich der oberen Transversarium- (mittleres Oxfordium) bzw. der Bifurcatus-Zone (unteres Oberoxfordium) entsprechen.

Unterstamm: **Echinozoa** HAECKEL, 1895
Klasse: **Echinoidea** LESKE, 1778
Unterklasse: **Euechinoidea** BRONN, 1860

Das Auftreten von Seeigeln in den jurassischen, marinen Sedimenten der Küstenkordillere von Iquique läßt sich oft nur durch Querschnitte der Stacheln in den Dünnschliffen nachweisen. Die Überlieferung der Gehäuse (Corona) ist äußerst selten und meistens ist die Erhaltung sehr mäßig (z.B. Steinkernerhaltung), so daß viele morphologische Merkmale, die für die Bestimmung wichtig sind, nicht mehr zur Verfügung stehen. Häufig ist daher nur eine grobe Unterteilung in „reguläre" und „irreguläre" Seeigel möglich. Reguläre Seeigel wurden bisher nur in den flachmarinen Sedimenten der Caleta Ligate- (Bajocium) und der Huantajaya-Formation (Oxfordium) gefunden. Sowohl im Bajocium als auch im Oxfordium treten verschiedene Morphotypen auf, was sich anhand verschiedener Gehäuse- und Stachelformen nachweisen läßt. Die Stacheln liegen jedoch isoliert von den Gehäusen vor, so daß sie nicht eindeutig einem bestimmten Morphotyp zugeordnet werden können. Irreguläre Seeigel wurden bisher nur mit einer Gattung im Bajocium gefunden.

Reguläre Seeigel

Ordnung: **Hemicidaroida** BEURLEN, 1937
Familie: **Hemicidaridae** WRIGHT, 1857

Hemitiaris sp.

Material: Gehäusefragmente, ein mäßig erhaltenes, verkieseltes Gehäuse.
Fundort und Probennummer: Fundpunkt Cerro La Isla (Ko 170194a).
Beschreibung: Es liegen Fragmente von hohen Gehäusen vor, an denen noch teilweise die Ambulakral- und Interambulakralfelder zu erkennen sind. Die Interambulakralfelder setzen sich aus zwei Plattenreihen zusammmen und sind deutlich breiter als die Ambulakralfelder. Jede Interambulakralplatte trägt eine große, durchbohrte und gekerbte Primärwarze mit deutlichem Warzenhof. Die Ränder der einzelnen Platten werden von kleinen Körnchenwarzen gesäumt. Die Ambulakralfelder sind im Bereich des Scheitelschildes noch sehr schmal, verbreitern sich dann jedoch zusehends. Daher verlaufen die Porenzonen im Scheitelschildbereich zunächst in Wellenlinien parallel zueinander, um sich dann in Richtung des Gehäuserandes deutlich voneinander zu entfernen. Bei den Poren handelt es sich um kleine, rundliche Porenpaare. Das Mittelfeld zwischen den Porenzonen trägt zickzackförmig angeordnete, große, durchbohrte und gekerbte Warzen, die jedoch etwas kleiner als die der Interambulakralfelder sind.
Bemerkungen: Bei dem vorliegenden Material handelt es sich um einen typischen Vertreter der Hemicidaridae; die charakteristischen Ambulakralfelder erlauben eine Zuordnung zur Gattung *Hemitiaris* POMEL. Zu den im oberen Jura auch häufigen Gattungen *Hemicidaris* AGASSIZ und *Pseudocidaris* ETALLON zeigt sich ein deutlicher Unterschied durch die zickzackförmig angeordneten Ambulakralwarzen, die sehr aboral nach oben reichen können (FELL & PAWSON 1966; HESS 1975), was auch bei dem vorliegenden Material der Fall ist. Nach FELL & PAWSON (1966) und HESS (1975) gehören zu *Hemitiaris* zugespitzte, zylindrische Stacheln. Stacheln mit dieser Form konnten isoliert in den umgebenden Sedimenten der Huantajaya-Formation beobachtet werden. Weitere isoliert auftretende, keulenförmige Stacheln (Ko 290194/6, Profil Aeropuerto Viejo) müssen dagegen anderen Vertretern der Hemicidaridae (z.B. der Gattung *Hemicidaris* oder *Pseudocidaris*) zugerechnet

werden; da jedoch keine entsprechenden Gehäuse vorliegen, sind nähere Bestimmungen nicht möglich.
Vorkommen: Huantajaya-Formation: Oxfordium (siehe Vorkommen von *Apiocrinites* aff. *roissyanus*).

Ordnung: **Phymosomatoida** MORTENSEN, 1904
Familie: **Stomechinidae** POMEL, 1883

Stomechinus? *andinus* (PHILIPPI, 1860)

Taf. 16, Fig. 7 a, b

1881 *Stomechinus Andinus* (PHILIPPI); STEINMANN: 248-249, Taf. 37, Fig.4.

Material: 1 verkieseltes Exemplar.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Gallinazos (Ko 150593/-6).
Beschreibung: Kleines Exemplar von hemisphärischer Gestalt und kreisförmigem Umriß mit schwach angedeuteter pentamerer Symmetrie. Der Durchmesser beträgt 20 mm, die Höhe 10 mm. Die Ambulakralfelder sind ungefähr halb so breit wie die Interambulakralfelder. Das Ambulakralfeld setzt sich aus zwei senkrechten Porenzonen mit schräg angeordneten Poren und dem dazwischen liegenden Mittelfeld zusammen. Auf dem Mittelfeld sind zwei senkrechte Reihen von Primärwarzen ausgebildet, die jeweils randlich zur Porenzone liegen. Die Primärwarzen sind im Bereich des äußeren Gehäuserandes am größten und nehmen in Richtung zum Scheitelschild und Peristom wieder an Größe ab. Das Interambulakralfeld setzt sich aus zwei Tafelreihen zusammen, die in der Mitte jeweils eine senkrechte Reihe von großen Primärwarzen tragen. Zwischen diesen Reihen und dem Ambulakralfeld ist eine weitere, etwas schwächere Reihe von Warzen ausgebildet, die aber nicht bis zum Scheitelschild reicht. Kleinere Sekundärwarzen umgeben die Primärwarzen und sind darüber hinaus noch unregelmäßig über das Gehäuse verteilt. Nur die Zone zwischen den Primärwarzenreihen des Interambulakralfeldes ist von wenigen Wärzchen bedeckt. Das Scheitelschild hat einem Durchmesser von 3 mm. Die Genitalplatten lassen sich nicht mehr klar abgrenzen, die Madreporenplatte ist nicht vorhanden. Das mit 9 mm Durchmesser sehr große Peristom zeigt deutliche Kiemenbuchten.
Bemerkungen: Nach den Gattungsdiagnosen in FELL & PAWSON (1966), HESS (1975) und MÜLLER (1989) gehört die vorliegende Art wahrscheinlich der Gattung *Stomechinus* DESOR an; wichtige Gattungsmerkmale wie die Zusammensetzung der Ambulakralplatten und die Anzahl der Poren lassen sich nicht mehr erfassen, da diese Merkmale bei der Säurepräparation zerstört wurden. Eine ähnliche Gattung ist *Phymechinus* DESOR, die ebenfalls zur Familie der Stomechinidae gehört. Die Abbildung eines *Stomechinus* in HESS (1975: Taf. 37, Fig. 4) zeigt große Ähnlichkeiten zu dem mir zur Verfügung stehenden Exemplar, daß ich dieses unter Vorbehalt weiterhin zu dieser Gattung stelle. Dieser Seeigel wurde schon von STEINMANN (1881) aus dem Bajocium von Caracoles beschrieben und abgebildet. Das vorliegende Exemplar läßt sich mit den von STEINMANN (1881) gegebenen Angaben vergleichen.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Irreguläre Seeigel

Ordnung: **Nucleolitoida** HAWKINS, 1920
Familie: **Clypeidae** LAMBERT, 1898

Clypeus sp.

Taf. 16, Fig. 6

Material: 1 unvollständiges Exemplar, Fragmente sowie Geländefotos.
Fundort und Probennummer: Profil Estación Gallinazos (Ko 150593/-6a).
Beschreibung: Großer, niedriger irregulärer Seeigel mit nahezu kreisförmigem Umriß. Die rekonstruierte Länge des Gehäuses kann mit 64 mm, die Breite mit 60 mm und die Höhe mit 19 mm angegeben werden. Auf der Apikalseite zeigen sich fünf breite, petaloide, zur Unterseite offene Ambulakralfelder, bei denen die äußeren Poren schlitzartig und die inneren klein und rundlich ausgebildet sind. Vom zentral gelegenen Scheitelschild (Genital- und Madreporenplatte lassen sich aufgrund der Erhaltung nicht mehr voneinander abgrenzen) zieht eine schmale, tiefe und 32 mm lange Furche zum hinteren Rand, in der sich das Periprokt befindet. Bei der Furche berühren sich, vom Scheitelschild ausgehend, auf den ersten 15 mm die oberen Furchenkanten, so daß zunächst eine fast in sich geschlossene Röhre ensteht. Auf den letzten 17 mm entfernen sich die Furchenkanten voneinander, bis zum Hinterende des Gehäuses weitet sich die Furche zusehends. Die Oralseite mit dem Peristom ist nicht erhalten.
Bemerkungen und Vorkommen: Nach der Gattungsdiagnose in KIER (1966), HESS (1975) und MÜLLER (1989) läßt sich dieser irreguläre Seeigel der Gattung *Clypeus* LESKE zuordnen. Das Vorkommen dieser Gattung ist aus Europa und Afrika vom Bajocium bis zum Kimmeridgium bekannt (KIER 1966; MÜLLER 1989). Mit dem vorliegenden Exemplar ist nun auch ein Vorkommen aus dem Bajocium (Caleta Ligate-Formation) von Nordchile nachgewiesen, es unterscheidet sich jedoch deutlich von *Clypeus plotii* LESKE durch die Ausbildung der Ambulakralfelder und der Furche. Bei dem vorliegenden Stück ist bei den Ambulakralfeldern das Mittelfeld zwischen den Porenzonen zunächst verbreitert und zeigt dann eine merkliche Verjüngung zu den Rändern hin, während sich bei *C. plotii* das Mittelfeld zwischen den Porenzonen eher allmählich verbreitert. Bei *C. plotii* ist die Furche ab dem Scheitelschild offen, bei dem chilenischen Exemplar zunächst geschlossen. Deformationsprozesse, die eventuell partiell die Furche zusammengedrückt haben könnten, sind aufgrund der guten körperlichen Erhaltung auszuschließen. Weitere Exemplare wären für nähergehende Studien wünschenswert.

Stamm: **Annelida** LAMARCK, 1809
Klasse: **Polychaetia** GRUBE, 1850
Ordnung: **Sedentarida** LAMARCK, 1818
Familie: **Serpulidae** BURMEISTER, 1837

Serpula (Cycloserpula) flaccida GOLDFUSS, 1831

1956 *Serpula (Cycloserpula) flaccida* GOLDFUSS; PARSCH: 214, Taf. 20, Fig. 19 (mit Synonym-Liste).

Material: Fragmente.
Fundort und Probennummer: u.a. Fundpunkt Salar Loco Feliz I(Ko 160593/-9) und II (Ko 190194/-8).
Beschreibung: Lange, glatte Röhren mit rundem Querschnitt, die Durchmesser zwischen 1-3 mm aufweisen. Die Röhren sind langgestreckt bis unregelmäßig verbogen und liegen häufig zu mehreren Exemplaren dicht oder in lockerer Anordnung zusammen.
Bemerkungen: Die taxionomische Gliederung der fossilen Vertreter der „Serpuliden" erfolgt alleine durch die Morphologie der Wurmröhre. Da die räumliche Anordnung der Röhre vor allem im Altersstadium und aufgrund von ökologischen Faktoren große Variabilitäten zeigen kann, bieten sich für eine Klassifizierung konstante morphologische Merkmale wie Mündungsquerschnitt und Skulpturelemente an (PARSCH 1956; HOWELL 1966). Anhand dieser Kriterien gliedert PARSCH (1956) die jurassische Serpuliden-Fauna in fünf Untergattungen. Diese systematische Gliederung wird für die vorliegenden jurassischen Serpuliden übernommen. Die Untergattung *Cycloserpula* PARSCH umfaßt

dabei *Serpula*-Röhren mit rundem Querschnitt. Das Vorkommen von *Serpula* (*Cycloserpula*) *flaccida* wird von PARSCH (1956) u.a. auch aus dem Bajocium angegeben.
Vorkommen: Caleta Ligate-Formation: Bajocium.

Serpula (*Hexaserpula*) cf. *sexangularis* MÜNSTER, 1831

cf. 1956 *Serpula* (*Hexaserpula*) *sexangularis* MÜNSTER; PARSCH: 229, Taf. 19, Fig. 8; Taf. 21, Fig.23 (mit Synonym-Liste).

Material: Mehrere Fragmente.
Fundort und Probennummer: Profil Oficina Condor (Ko 070294/-8).
.Beschreibung: *Serpula*-Röhren mit sechseckigem Querschnitt. Die Röhren weisen Durchmesser zwischen 1-2 mm auf. Die Seitenflächen sind leicht eingedellt. Die Röhren wirken anscheinend glatt, aufgrund der mäßigen Erhaltung läßt sich jedoch das Vorhandensein einer Skulptur nicht eindeutig ausschließen. Bei einem Fragment lassen sich an den Ecken ringförmig angeordnete Knoten beobachten.
Bemerkungen: Die Untergattung *Hexaserpula* PARSCH umfaßt *Serpula*-Röhren mit sechseckigem Querschnitt, nach PARSCH (1956) ist diese Untergattung nur mit einer Art *Serpula* (*Hexaserpula*) *sexangularis* im oberen Jura vertreten. Im Unterschied zu dem in PARSCH (1956) abgebildeten Exemplar treten bei dem chilenischen Material ringförmig angeordnete Knoten auf, wie sie z.B. von PARSCH (1956) für die Art *Serpula* (*Pentaserpula*) *ornata* (QUENSTEDT) beschrieben werden. Diese Knoten konnten eventuell von PARSCH (1956) für die Untergattung *Hexaserpula* nicht erfaßt werden, da ihm nur ein kleines Bruchstück zur Verfügung stand. Das mir vorliegende Material wird daher mit *Serpula* (*Hexaserpula*) *sexangularis* verglichen. Ob es sich dabei um eine andere Art handelt, läßt sich aufgrund der mäßigen Erhaltung nicht feststellen. Mit diesen sechseckigen *Serpula*-Röhren liegen nun auch Vertreter von *Hexaserpula* aus dem mittleren Jura vor.
Vorkommen: Grenzbereich Caleta Ligate-/El Godo-Formation: Oberes Bajocium.

5. Chronostratigraphie

Während im europäischen Jura seit dem letzten Jahrhundert die stratigraphisch-lithologischen Zusammenhänge immer detaillierter erfaßt wurden, blieben im andinen Südamerika stratigraphische Untersuchungen über jurassische Ablagerungen und Faunen lange Zeit auf wenige Arbeiten beschränkt (u.a. STEINMANN 1881; GOTTSCHE 1878; MÖRICKE 1894; TORNQUIST 1898; PHILIPPI 1899; JAWORSKI 1915; STEHN 1923; WEAVER 1931; BIESE 1956). Im Rahmen von Explorationstätigkeiten sind geologische Kartierungen seit der Mitte unseres Jahrhunderts durch südamerikanische Kollegen vorgenommen worden, die diverse lithologische Formationen aufstellten und diese mit Hilfe der Biostratigraphie zeitlich einstuften. Im Zusammenhang mit diesen Kartierungen blieben jedoch nähere faunistische Untersuchungen weitgehend aus. Paläontologische Untersuchungen im Zeitraum Bajocium-Oxfordium, die sich vor allem auf Ammoniten bezogen, wurden erst wieder mit den Arbeiten von HILLEBRANDT (1970, 1977) aufgenommen, denen weitere Arbeiten wie die von WESTERMANN & RICCARDI (1979), RICCARDI et al. (1989, 1990, 1994), RICCARDI & WESTERMANN (1991a, b), GYGI & HILLEBRANDT (1991), GRÖSCHKE & ZEISS (1990), GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1994), HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) und GRÖSCHKE (1996) folgten. Diese Untersuchungen geben mittlerweile einen guten Überblick über jurassische Ammonitenfaunen dieses Zeitabschnitts aus Südamerika und deren biostratigraphische Stellung, so daß Korrelationen mit den europäischen Standardzonen vorgenommen werden können.
Eine biostratigraphische Gliederung des andinen Juras und die Korrelation mit europäischen Faunen ist jedoch nicht immer problemlos möglich, da die Fossilien oft zu schlecht erhalten, ammonitenführende Horizonte in einigen Gebieten äußerst selten und die Ammonitenvergesellschaftungen häufig sehr gattungs- und artenarm sind. Darüber hinaus ist oft ein ausgeprägter Endemismus zu beobachten.
In Flachwasserablagerungen kann, wenn Ammoniten fehlen, ersatzweise mit Hilfe der Trigoniidae Biostratigraphie betrieben werden (vgl. PÉREZ & REYES 1977; LEANZA & GARATE 1987; LEANZA 1993). Mit Trigoniidae ist jedoch nur eine Zuordnung zu Stufen bzw. Unterstufen zu erreichen; eine Zonengliederung, wie sie Ammoniten ermöglichen, ist nicht durchführbar.

Unterjura? - Mitteljura

In der Küstenkordillere von Iquique läßt sich das Einsetzen der jurassischen Schichtenfolge, die in diesem Raum mit vulkanischen Ablagerungen beginnt, zeitlich exakt nicht erfassen (siehe Kapitel 2.3.1.6). Damit bleibt die Frage offen, ob die Vulkanite der Oficina Viz-Formation, die bis in das Bajocium reichen, gänzlich in den mittleren Jura zu stellen sind oder ob die Förderung der Vulkanite schon im unteren Jura begann. Nach eigenen Beobachtungen dokumentieren die im Längstal östlich von Iquique befindlichen Unterjura-Lokalitäten (vgl. SAYES 1978) schon während des Sinemuriums einen aktiven Vulkanismus (siehe Kapitel 2.3.1.6). Diese Tatsache sowie die große Mächtigkeit der Oficina Viz-Formation lassen den Beginn der Förderung der Oficina Viz-Vulkanite während des unteren Juras als wahrscheinlich erscheinen.

Mitteljura - Oberjura

Bajocium - Bathonium

Die konkordant über den Vulkaniten der Oficina Viz-Formation einsetzende stark vulkanisch beeinflußte, marine Caleta Ligate-Formation enthält Faunen, die eine Einstufung dieser Ablagerungen in das Bajocium erlauben. Ammonitenführende Horizonte sind jedoch sehr selten, trigoniide Bivalven treten dagegen häufiger auf.

Von der Basis der Caleta Ligate-Formation stammen Fragmente kleinwüchsiger, involuter Ammoniten der Gattung *Sphaeroceras*? (Profil nördl. Cerro Montecristo). Aus den Basisschichten wurden darüber hinaus ein Exemplar einer *Trigonia losadoi* (Profil Oficina Condor) und ein

Exemplar einer *Andivaugonia radixscripta* (LAMBERT) (Profil Estación Gallinazos; „Sammlung Hillebrandt") gefunden. Für beide Trigoniidae wird von LEANZA (1993) eine stratigraphische Reichweite von der Giebeli- bis in die Humphriesianum-Zone angegeben. Die *Sphaeroceras*?-Fragmente sprechen jedoch für ein Einsetzen der marinen Sedimentation in der oberen Humphriesianum-Zone des obersten **Unterbajociums.**

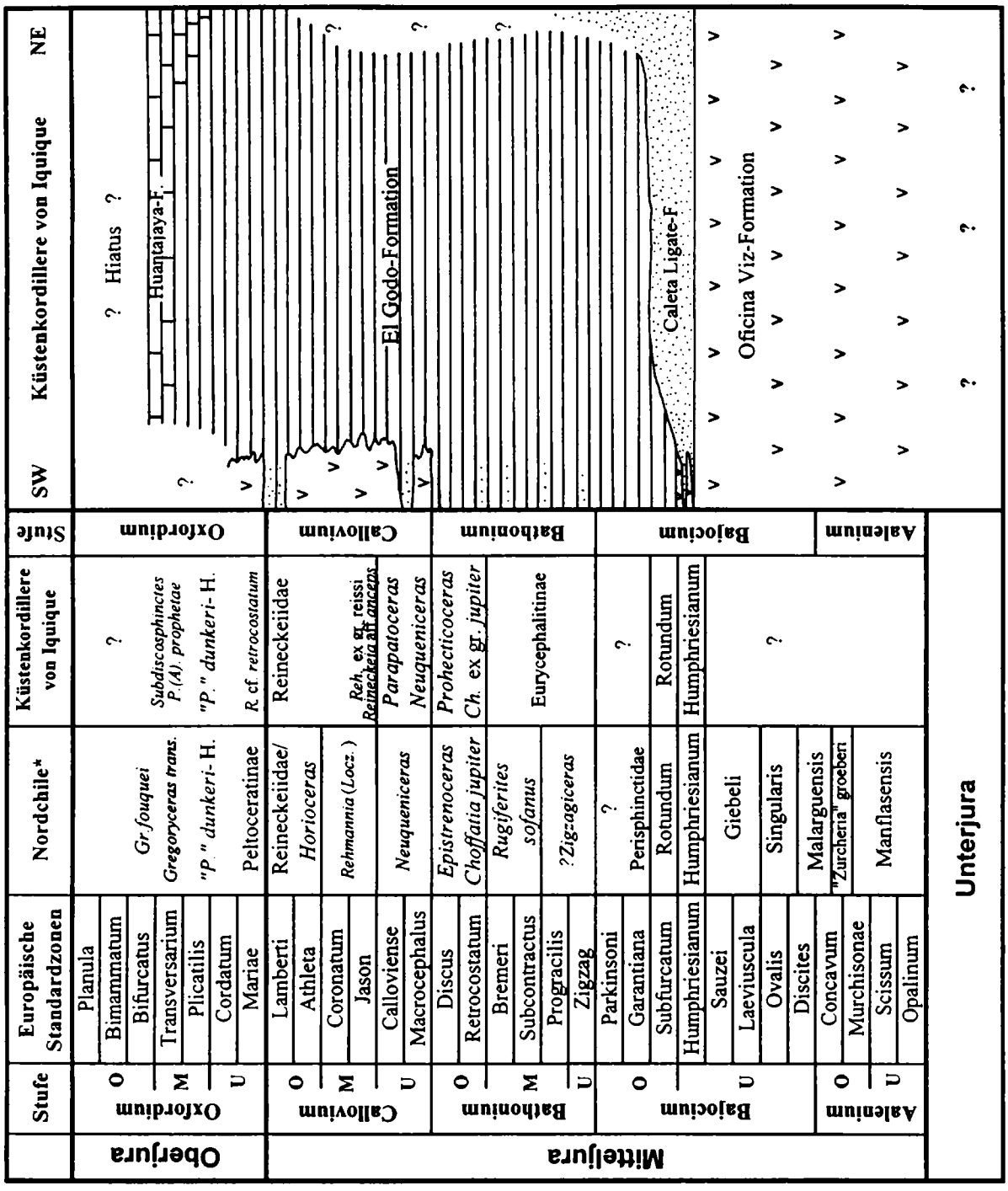


Abb. 5.: Korrelation der europäischen Standardzonen (Mittel- bis Oberjura) mit Ammoniten-Faunen aus Nordchile (*nach HILLEBRANDT et al. 1992; GYGI & HILLEBRANDT 1991; GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1994; HILLEBRANDT & GRÖSCHKE 1995) sowie der Vergleich mit den Ammoniten-Faunen aus der Küstenkordillere von Iquique im Zusammenhang mit der vulkano-sedimentären Entwicklung.

Das obere Bajocium läßt sich mit den nächstfolgenden, ammonitenführenden Horizonten im oberen Abschnitt der Caleta Ligate-Formation nachweisen (siehe Profile). Die in diesen Horizonten auftretenden Ammoniten *Duashnoceras chilense*, *Lupherites dehmi*, *Teloceras* ex gr. *crickmayi chacayi*, *Megasphaeroceras magnum*, *M. spissum*, *Spiroceras* sp. und *Leptosphinctes*? gehören nach HILLEBRANDT (1977), WESTERMANN & RICCARDI (1979), HILLEBRANDT et al. (1992) und FERNANDEZ-LOPEZ et al. (1994) der Rotundum-Zone des unteren **Oberbajociums** an.

Trigoniide Bivalven des Bajociums wie *Trigonia stelzneri* und *Vaugonia gottschei* kommen im Gegensatz zu den seltenen Ammonitenfunden wiederholt in den Sedimenten der Caleta Ligate-Formation vor. Nach PÉREZ & REYES (1977, 1997) ist das Vorkommen von *Trigonia stelzneri* vom Toarcium bis zum Bajocium bekannt, ihre Hauptverbreitung findet sie aber in der Humphriesianum-Zone (oberes Unterbajocium). Für die stratigraphische Reichweite von *Vaugonia gottschei* wird von PÉREZ & REYES (1977) ebenfalls die Humphriesianum-Zone angegeben. Wie in der Küstenkordillere von Iquique beobachtet werden konnte, treten beide trigoniide Bivalven sowohl in der Humphriesianum- als auch in der Rotundum-Zone auf.

In der Regel folgt in den meisten Profilen über den Ammoniten-Horizonten der Rotundum-Zone der allmähliche lithologische Übergang von der Caleta Ligate-Formation zur El Godo-Formation, die Formationsgrenzen sind jedoch diachron.
Beim Profil Cerro Fidel (Profil-Nr. 4, NW-Arbeitsgebiet) setzt die El Godo-Formation im unteren Oberbajocium ein, wofür das Auftreten von *Caumontisphinctes*? in diesen Schichten spricht.
In der Küstenregion südlich von Iquique (Profil-Nr. 12, SW-Arbeitsgebiet) setzt die El Godo-Formation zeitlich früher ein, was durch Funde von für die Rotundum-Zone typischen Ammoniten belegt ist.
In der Region von Negreiros (NE-Arbeitsgebiet) reichen dagegen die flachmarinen Sedimente der Caleta Ligate-Formation stratigraphisch höher. Über den Horizonten der Rotundum-Zone folgt in dieser Region noch eine mächtige Serie von flachmarinen Kalken (siehe Profil Oficina Aguada), die aber mit Hilfe von Fossilien nicht altersmäßig fixiert werden kann. Diese flachmarinen Kalke dürften teilweise mit den faziell ähnlichen Sedimenten im nördlich angrenzenden Arbeitsgebiet (WITTMANN, in Vorb.) zu korrelieren sein. Dort reichen oolithische Kalke durch ein Exemplar eines *Phlycticeras mexicanum* belegt zumindest bis in das obere Bathonium bzw. untere Callovium (SCHWEIGERT 1998; WITTMANN, mündl. Mittl.).

Die El Godo-Formation, die die Caleta Ligate-Formation überlagert, weist eine lange stratigraphische Reichweite auf. Sie kann bereits im unteren Oberbajocium einsetzen und reicht bis in das Oxfordium. Im ganzen gesehen ist diese Formation relativ fossilarm.

Das oberste Bajocium läßt sich in der El Godo-Formation biostratigraphisch gar nicht und das Bathonium nur lückenhaft nachweisen (vgl. auch GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1993), obwohl einige Profile eindeutig eine lückenlose Sedimentation vom Bajocium bis in das Callovium aufweisen (z.B. Küstenprofil südl. von Iquique: Abschnitt II, Profil Oficina Condor).
In einigen Horizonten sind zwar Fragmente von Eurycephalitinae häufig, die nach RICCARDI & WESTERMANN (1991) und GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1993, 1994) ein charakteristisches Faunenelement in den Ablagerungen des Bathoniums sind, die fragmentarische Erhaltung dieser Ammoniten erlaubt jedoch keine exakte biostratigraphische Einstufung dieser Schichten. Ein verstärktes und überwiegend auf die Familie der Eurycephalitinae beschränktes Auftreten von Ammoniten läßt aber ein Bathonium-Alter wahrscheinlich erscheinen.

Eindeutig kann das **Bathonium** nur bei zwei Lokalitäten nachgewiesen werden.
Beim Fundpunkt Salar Grande (Fundpunkt-Nr. 7) erlaubt das Vorkommen von *Iniskinites* cf. *crassus* und *Cadomites* ex gr. *psilacanthus* eine Einstufung dieser Schichtenfolge in das Bathonium; wahrscheinlich handelt es sich um das obere Bathonium.
Sicher belegen läßt sich dagegen das obere Bathonium im Küstenprofil südlich von Iquique (Profil-Nr.12: Abschnitt II, Caleta Santiago,) durch charakteristische Formen wie *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *blanazense*, Eurycephalitinae (*Lilloettia*?) sowie *Choffatia* ex gr. *jupiter*. Für den

Zeitabschnitt des oberen Bathoniums ist das Auftreten von *Choffatia jupiter* kennzeichnend (GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1993).

Callovium - Oxfordium

Das Callovium in der Küstenkordillere von Iquique ist überwiegend in der Lutitfazies der El Godo-Formation ausgebildet; die stärker vulkanisch geprägte Küstenregion südlich von Iquique und die stärker kalkig ausgebildete Region von Negreiros weichen jedoch von dieser vorherrschenden Fazies ab.
Der Beginn des Calloviums läßt sich in Nordchile nicht exakt erfassen. Aus dem andinen Südamerika sind keine kosmopolitischen Ammoniten bekannt, die einen sicheren Hinweis auf das unterste Callovium geben (GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1993). In Nordchile folgen über Horizonten mit *Choffatia jupiter* (oberes Bathonium) Schichten, die die Gattung *Neuqueniceras* führen. Während nach RICCARDI & WESTERMANN (1991) in Argentinien die Neuqueniceratinae schon im oberen Bathonium auftreten sollen, wird in Nordchile mangels geeigneter anderer Gattungen mit dem ersten Auftreten von Neuqueniceratinae der Beginn des Untercalloviums definiert (GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1993).

Das **untere Callovium** belegen Fragmente von *Neuqueniceras* sp. und *Parapatoceras* cf. *tuberculatum*, die im oberen Profilabschnitt des Profils Oficina Condor (Profil-Nr. 13) gefunden wurden. Diese Fragmente erlauben jedoch keine Zuordnung zu Ammoniten-Zonen im Sinne von RICCARDI & WESTERMANN (1991b) und HILLEBRANDT et al. (1992).
Aus dem unteren Abschnitt des Küstenprofils Playa Blanca stammt ein Fragment eines *Parapatoceras*?, welches wahrscheinlich ebenfalls dem unteren Callovium zugerechnet werden kann.

Das **mittlere Callovium** läßt sich mit *Reineckeia* (*R.*) aff. *anceps* und *Rehmannia* (*Loczyceras*) ex gr. *reissi* nachweisen. Diese Stücke stammen aus den obersten Metern des Profils Oficina Condor. Nach CARIOU (1984) und CARIOU & KRISHNA (1988) entspricht das Vorkommen von *Reineckeia* (*R.*) *anceps* der Jason-Zone des unteren Mittelcalloviums.

Das **obere Callovium** ist im Untersuchungsgebiet aufgrund des ausgeprägten Endemismus während dieses Zeitraumes schwer nachzuweisen.

In den Profilen „1170er" (Profil-Nr. 16), „4 km südlich des Cerro La Isla" (Profil-Nr. 17) und „2 km nördlich Playa Lobitos" (Profil-Nr. 15) wurden Reineckeiidae gefunden, bei denen es sich um Vertreter der Gattung *Rehmannia*, der Gattung *Reineckeia* sowie um die Reineckeiidae n. gen. n. sp. A-E handelt. Von GRÖSCHKE (in Vorb.) wurden vergleichbare Formen in Profilen der nordchilenischen Präkordillere zusammen mit der Gattung *Horioceras* oder stratigraphisch über diesen Horizonten gefunden, was für eine Zuordnung zum oberen Callovium bzw. zum Callovium/Oxfordium-Grenzbereich spricht (GRÖSCHKE & ZEISS 1990; HILLEBRANDT & GRÖSCHKE 1995; Gröschke, in Vorb.; GRÖSCHKE & KOSSLER, im Druck). Entgegen der Aussage von CARIOU (1984) und RICCARDI & WESTERMANN (1991b) ist bei der in diesem stratigraphischen Niveau ebenfalls noch auftretenden Gattung *Rehmannia* mit einer wesentlich größeren stratigraphischen Reichweite zu rechnen. Statt bis nur in das mittlere Callovium bzw. unterste Obercallovium kommt diese Gattung in Nordchile zumindest bis zum Grenzbereich Callovium/Oxfordium vor.

Beim Profil „4 km südlich des Cerro La Isla" wurde wenige Meter oberhalb der Fundschicht mit den Reineckeiidae ein Exemplar eines *Rurciceras* cf. *retrocostatum* geborgen. Nach HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) tritt *Rurciceras retrocostatum* im Zeitraum Callovium/Oxfordium-Grenzbereich bis unterstes Oxfordium auf.

Die jüngsten jurassischen Ablagerungen, die in der Küstenkordillere von Iquique aufgeschlossen sind, gehören dem **Oxfordium** an. Zunächst werden sie noch von den feinschichtigen Sedimenten der El Godo-Formation gebildet, die dann in die flachmarinen, mikritischen und massigen Kalke der Huantajaya-Formation übergehen.

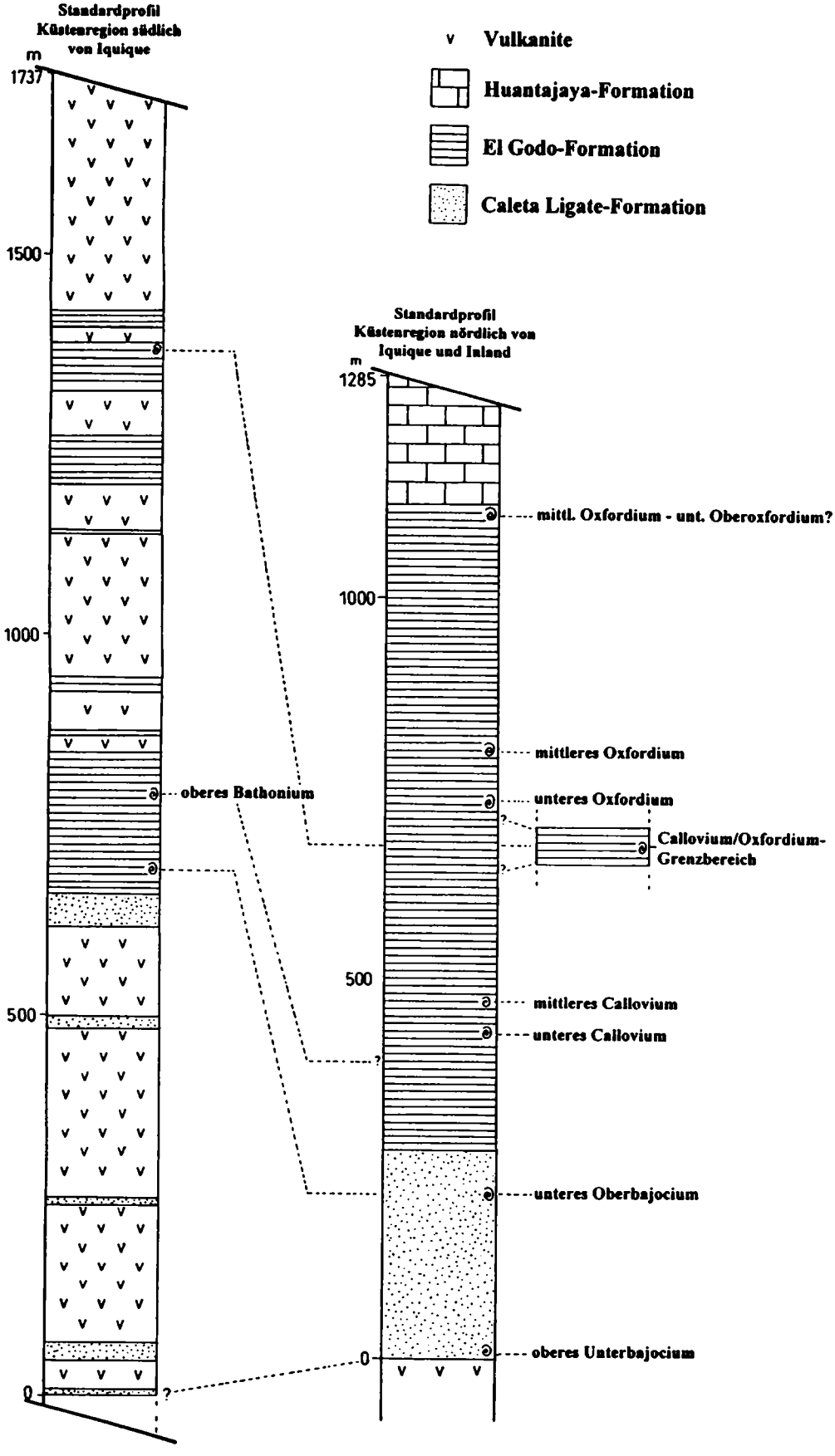


Abb. 6: Korrelation zweier Standardprofile aus der Küstenregion südlich von Iquique und der Region nördlich von Iquique und Inland mit Hilfe der Biostratigraphie.

Das **untere Oxfordium** läßt sich im Profil „AT 9" (Profil-Nr. 18) und am Fundpunkt „1037er" (Fundpunkt-Nr. 10) mit Horizonten, in denen Fragmente von *„Perisphinctes" dunkeri* und *Campylites* (*Neoprionoceras*) sp. auftreten, nachweisen. Nach HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) befinden sich die Horizonte mit *„Perisphinctes" dunkeri* stratigraphisch in der Zeitspanne zwischen Mariae- (unteres Oxfordium) und Transversarium-Zone (mittleres Oxfordium).

Dem **mittleren Oxfordium** entsprechen die nächstfolgenden, biostratigraphisch belegbaren Faunenhorizonte.
Beim Profil „AT 122" (Profil-Nr. 23) läßt sich mit *Perisphinctes* (*Antilloceras*) *prophetae* sowie einem charakteristischen Fragment eines *Gregoryceras* sp. die Transversarium-Zone des mittleren Oxfordiums belegen. Nach GYGI & HILLEBRANDT (1991) spricht das Vorkommen von *Perisphinctes* (*Antilloceras*) *prophetae* für die Antecedens-Subzone der unteren Transversarium-Zone.
Oberhalb dieses Horizontes sind nun ammonitenführende Schichten häufiger, wobei sich die Ammonitenfauna im wesentlichen aus Perisphinctidae zusammensetzt, die das charakteristische hochspaltend-bifurkate Rippenbild von Formen des mittleren Oxfordiums aufweisen.
Beim Profil „Cerro Huantajaya" (Profil-Nr. 21) liegt dabei mit *Perisphinctes* (*Subdiscophinctes*) cf. *parvulus*, der zusammen mit Fragmenten von *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) ex gr. *andium* vorkommt, ein weiterer charakteristischer Ammonit der Transversarium-Zone vor (GYGI & HILLEBRANDT 1991).

Im Übergangsbereich El Godo-/Huantajaya-Formation konnte beim Profil „Aeropuerto Viejo" (Profil-Nr.20) *Perisphinctes* (*Subdiscophinctes*) ex gr. *acandai-kreutzi* geborgen werden, das aus dem Zeitbereich obere Transversarium- (mittleres Oxfordium) bis untere Bifurcatus-Zone (oberes Oxfordium) bekannt ist. Ebenfalls aus diesem Zeitbereich stammen Ammonitenfragmente von *Euaspidoceras* sp. (Profil Aeropuerto Viejo) und *Lithacosphinctes* sp. (Profil „Mina Atahualpa" und „AT 122"). In der Küstenkordillere von Iquique liegt mit diesen Exemplaren der jüngste, auf Ammoniten basierende biostratigraphische Nachweis für den Zeitraum oberes Mitteloxfordium bis unteres Oberoxfordium vor.
Die unmittelbar über diesen Horizonten einsetzende flachmarine Huantajaya-Formation wird aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit (siehe Abb. 6) ebenfalls diesem Zeitbereich bzw. dem unteren Oberoxfordium zugeordnet. Stratigraphisch höhere Schichten liegen anscheinend nicht vor.
Innerhalb der Huantajaya-Formationen treten zwar trigoniide Bivalven auf, die stratigraphische Reichweite dieser Bivalven ist jedoch noch nicht ausreichend bekannt. Diese Trigoniidae erlauben daher nur die Aussage „Oberjura".

6. Paläogeographie

Die vulkano-sedimentäre Abfolge des Juras in der Küstenkordillere von Iquique beginnt im Unterjura? und endet im oberen Jura (Oxfordium) (s. Kapitel 5. Chronostratigraphie). Aufgrund der in dieser Arbeit dargelegten Befunde läßt sich der Ablagerungsraum für den genannten Zeitabschnitt wie folgt rekonstruieren (siehe Abb. 7).

Vom **Unterjura? bis zum oberen Unterbajocium** (Mitteljura) wurde eine mächtige, monotone Serie von Schichtlaven (Oficina Viz-Formation) gefördert, für die eine Mindestmächtigkeit von 1.500 m angegeben werden kann. Lithologisch lassen sich diese Schichtlaven mit denen der La Negra-Formation aus der Region von Tocopilla/Antofagasta vergleichen, für die eine subaerische Förderung angenommen wird (BUCHELT & TELLEZ 1988). In diesem Zeitraum war die Küstenkordillere von Iquique Teil des nordchilenischen jurassischen Vulkanbogens. Förderzentren sind im Untersuchungsgebiet jedoch nicht aufgeschlossen. Wie weit sich diese Vulkanzone nach Westen bzw. nach Osten über die Küstenkordillere hinaus ausdehnte, läßt sich aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht erfassen.

Die marine Entwicklung begann im Arbeitsgebiet im oberen Unterbajocium (Humphriesianum-Zone), wobei die Transgression vom östlich gelegenen, etwa N/S-streichenden Backarc-Meer erfolgte, das sich nach Westen über das Gebiet der heutigen Küstenkordillere von Iquique ausdehnte (vgl. auch SCANIAN & TURNER 1990). Der Beginn der marinen Sedimentation setzt etwas später ein als in der östlich gelegenen nordchilenischen Präkordillere bei 22° südl. Br., wo die Bajocium-Transgression schon in der Giebeli-Zone nachgewiesen wurde (GRÖSCHKE & WILKE 1986). In der nordchilenischen Präkordillere ist jedoch kein einheitliches Einsetzen der Trangression zu beobachten, lokal kann es zu zeitlichen Abweichungen kommen. In der Quebrada Copaquiri (östlich der Quebrada de Guatacondo, Präkordillere, 21° südl. Br.) setzt die Transgression sogar erst im Bathonium? bzw. Callovium ein (PRINZ et al. 1994; GRÖSCHKE, mündl. Mittl.).
Mit dem Einsetzen der marinen Sedimentation änderte sich die vulkanische Tätigkeit von einem effusiven zu einem explosiven Vulkanismus, der zu einem hohen Eintrag von vulkaniklastischem Material führte. Die vulkanischen Förderzentren lagen von diesem Zeitpunkt an eindeutig westlich zur heutigen Küstenlinie. Diese paläogeographische Situation spiegelt sich im Ablagerungsraum durch größere Mächtigkeiten von Laven und Vulkaniklastiten in unmittelbarer Nähe zu den westlich gelegenen jurassischen Vulkanzentren wider (Küstenregion südlich von Iquique), während sich die lithologische Abfolge mit größerer Entfernung zum Vulkanbogen durch flachmarine, geringer mächtige und distal abgelagerte Vulkaniklastite und Karbonate auszeichnet (Küstenregion nördlich von Iquique und Inland). Der Sedimentationsraum wies eine ausgeglichene Morphologie auf, worauf die im gesamten Untersuchungsgebiet vorhandenen flachmarinen Ablagerungen deuten. Der Übergangsbereich Vulkanbogen/Backarc-Becken befand sich mit Beginn der marinen Sedimentation im Bereich der heutigen Küstenlinie.

Im **unteren Oberbajocium bis Bathonium** läßt sich insgesamt eine Zunahme der Wassertiefe feststellen, die im Einklang mit dem zu dieser Zeit beobachteten globalen eustatischen Meeresspiegelanstieg steht (HALLAM 1988). Im Zusammenhang mit der größeren Wassertiefe kommt es zur Ablagerung von feingeschichteten Sedimenten (El Godo-Formation). Die in den Sedimenten beobachteten Radiolarien sind ein Hinweis auf Verbindungen des Backarc-Meeres zum offenen Ozean.
Mit dem Einsetzen dieser Stillwasserfazies läßt sich eine kleinräumige Becken- und Schwellenmorphologie im Untersuchungsgebiet nachweisen, die auf lokale tektonische Bewegungen zurückzuführen ist. Diese Schwellen-/Beckenmorphologie ist für die diachronen Formationsgrenzen verantwortlich. Im Bereich der Küstenregion südlich von Iquique setzt die Stillwasserfazies zeitlich etwas eher ein als in der Küstenregion nördlich von Iquique und Inland, was durch biostratigraphische Untersuchungen nachgewiesen ist. Die Region von Negreiros bildet dagegen ein Schwellengebiet, auf dem es weiterhin zur Ablagerung von flachmarinen Plattformkalken kam.

Auffällig ist, daß in den Ablagerungen des oberen Bajociums bis Bathoniums keine Laven oder proximal abgelagerte Vulkaniklastite im Bereich der Küstenregion südlich von Iquique zu beobachten sind. Eine vulkanische Aktivität ist aber nach wie vor durch Einschaltungen von distal abgelagerten, primär bzw. resedimentierten Vulkaniklastiten dokumentiert, so daß die, für die Küstenkordillere von Iquique relevanten aktiven Vulkane in diesem Zeitraum weiter westlich gelegen haben müssen.

Während des **Bathoniums** korrespondieren die überwiegend feinschichtig ausgebildeten Sedimente mit zeitgleichen und faziell ähnlichen Backarc-Sedimenten aus der nordchilenischen Präkordillere, die ebenfalls Ablagerungen des tieferen Wassers repräsentieren (vgl. GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1994). Die für das Bathonium festgestellten, relativ geringen Sedimentmächtigkeiten sind auch für die nördliche Präkordillere (22° südl. Br., Juragebiet östl. der Sierra de Moreno) charakteristisch (vgl. GRÖSCHKE & PRINZ 1986).

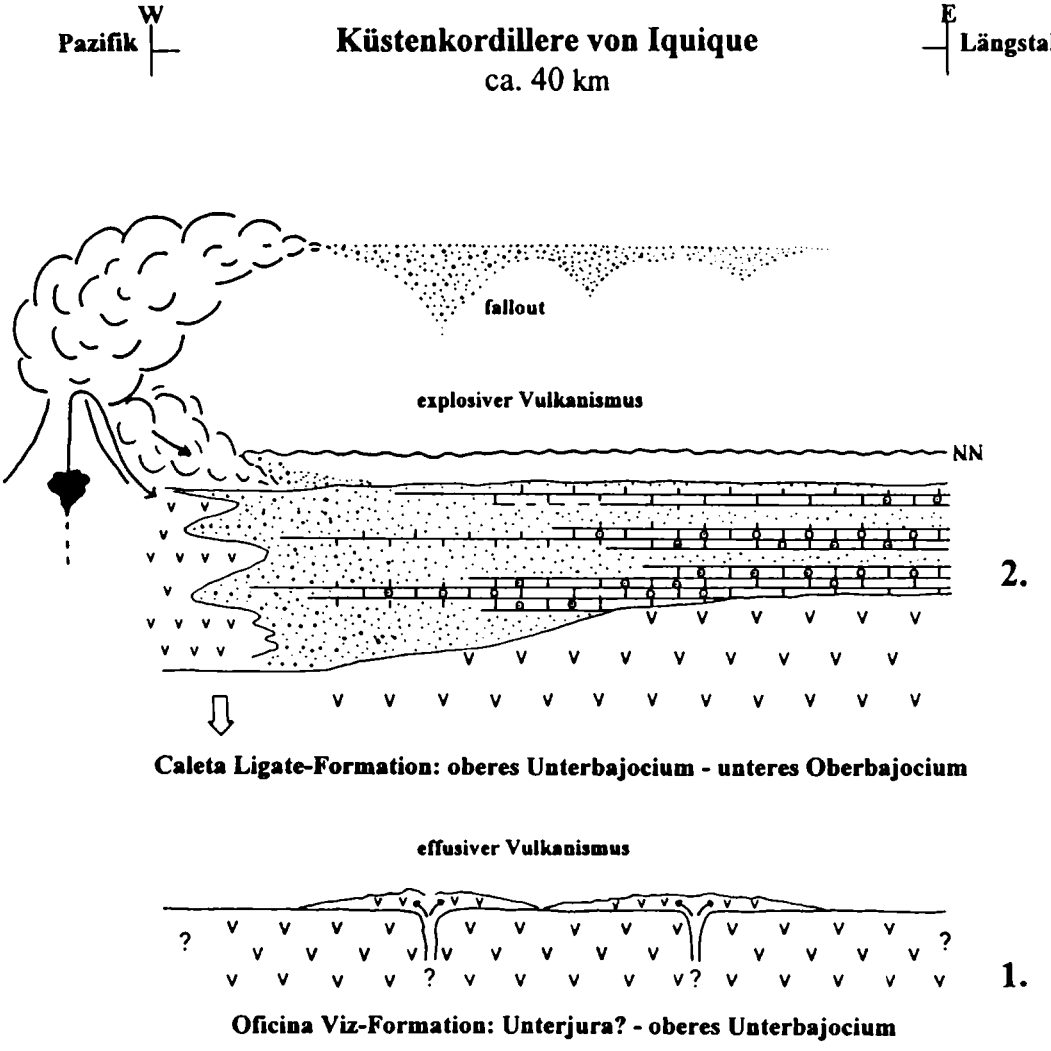
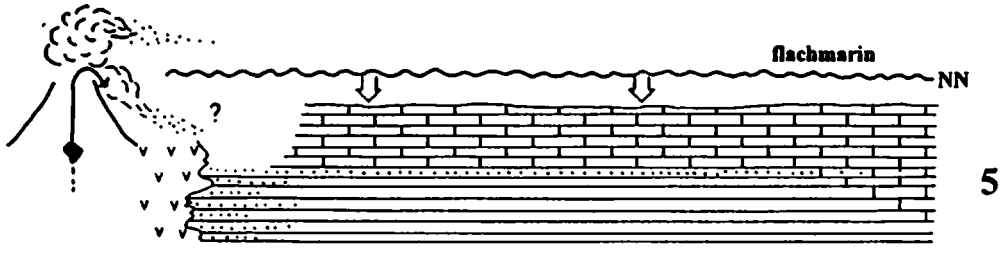


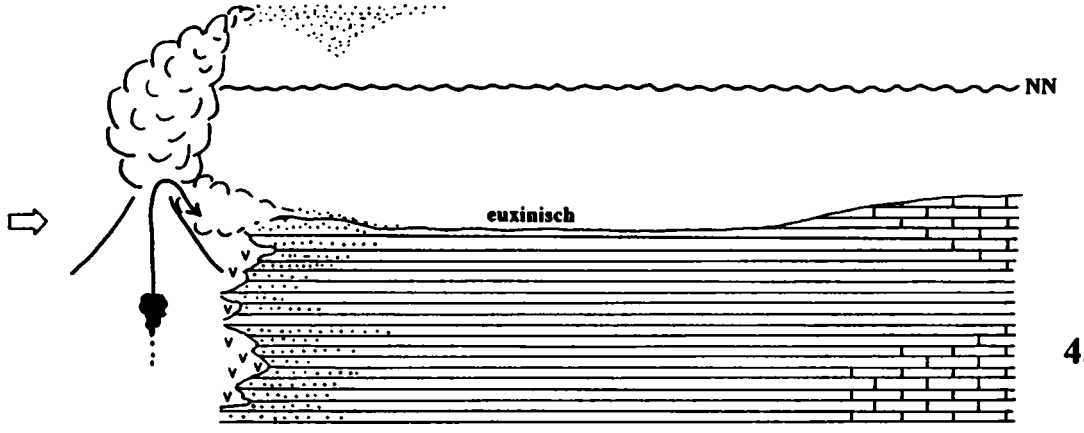
Abb. 7: Rekonstruktion des Ablagerungsraumes in der Küstenkordillere von Iquique (Skizze nicht maßstabgerecht) im Laufe des Juras.

W Pazifik — **Küstenkordillere von Iquique** ca. 40 km — E Längstal



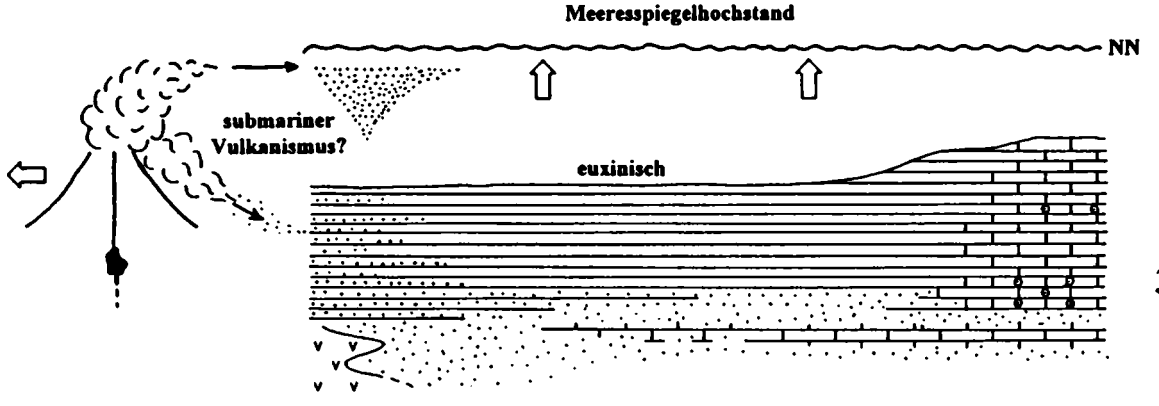
5.

Huantajaya-Formation: Mitteloxfordium - unteres Oberoxfordium?



4.

El Godo-Formation: Callovium - unteres Oxfordium



3.

El Godo-Formation: oberes Bajocium - Bathonium

Legende (siehe Anhang)

Im **unteren Callovium** entwickelte sich lokal ein verstärkt auftretender, explosiver Vulkanismus, bei dem die Förderzentren wieder in unmittelbarer Nähe zum Arbeitsgebiet lagen. Dieses ist erneut im Bereich der Küstenregion südlich von Iquique durch mächtige Abfolgen von Laven und proximal abgelagerten Vulkaniklastiten dokumentiert. Im Zeitraum des Calloviums hält dieser explosive Vulkanismus an, was anhand von zwischengeschalteten, biostratigraphisch datierten Sedimenten belegt ist.
In der Küstenregion nördlich von Iquique und Inland setzt sich dagegen die Sedimentation der feinschichtigen, geodenführenden Stillwassersedimente fort; vulkaniklastische Schüttungen können nur untergeordnet beobachtet werden. Während des Calloviums ist in diesem Bereich der Küstenkordillere von Iquique eine vergleichbare Fazies wie in den Backarc-Sedimenten der Präkordillere ausgebildet (vgl. GRÖSCHKE & PRINZ 1986).
Die Region von Negreiros bleibt weiterhin ein Schwellengebiet, auf dem stärker kalkig ausgebildete Sedimente mit Flachwasserfaunen zur Ablagerung kamen.

Wie lange die vulkanische Aktivität im **Oxfordium** anhält, läßt sich mit biostratigraphischen Methoden nicht erfassen. In der Küstenregion nördlich von Iquique und Inland sind resedimentierte vulkaniklastische Schüttungen in den Sedimenten des mittleren Oxfordiums eingeschaltet, die einem Vulkanismus mit westlich gelegenen Förderzentren zumindest bis zu diesem Zeitbereich dokumentieren.
Während des Oxfordiums ist eine Verflachung im gesamten Ablagerungsraum festzustellen. Die weit verbreiteten, flachmarinen Plattformkalke (Huantajaya-Formation) des Oxfordiums sind, abgesehen von der Küstenregion südlich von Iquique, im gesamten Untersuchungsgebiet aufgeschlossen. Die zur heutigen Küstenlinie und somit auch zum jurassischen Vulkanbogen nahe gelegenen Aufschlüsse dokumentieren einen nur noch sehr geringen Eintrag von vulkaniklastischem Material, was ein Anzeichen für eine Abnahme der vulkanischen Aktivität ist. Die geringe Biodiversität in diesen Schichten spricht für eine erhöhte Salinität, die auf eine Abriegelung des Meeresbeckens zum offenen Ozean und einer damit einhergehenden Eindampfung des Meerwassers zurückzuführen ist.
In der Präkordillere bei 22° südl. Br. (Juragebiet östl. der Sierra Moreno; GRÖSCHKE & PRINZ 1986) sowie in weiteren, südlich gelegenen Gebieten der Präkordillere ist im höheren Oxfordium eine fortschreitende Evaporation nachgewiesen (PRINZ et al. 1994).

Die marine, vulkano-sedimentäre Entwicklung des Juras endet in der Küstenkordillere von Iquique im Oxfordium mit einem Hiatus gegenüber kretazischen Ablagerungen. Während in der Präkordillere (südl. der Sierra Moreno) über den Gipshorizonten des Oxfordium erneut ein Zustrom frischen Meerwassers nachgewiesen ist, was durch die Ablagerung einer mächtigen, marinen Sedimentserie des Kimmeridgiums dokumentiert wird (GRÖSCHKE & PRINZ 1986), liegen über dem Oxfordium von Iquique diskordant u.a. kretazische Konglomerate, die aufgearbeitete Juragerölle enthalten. Es läßt sich daher nicht nachvollziehen, wie viel in diesem Gebiet von den jurassischen Sedimenten abgetragen wurde und bis zu welchem Zeitpunkt die marine Sedimentation im oberen Jura anhielt.

Generell läßt sich die marine Sedimentation im Untersuchungsgebiet mit der des Backarc-Beckens in der Präkordillere von Nordchile vergleichen. Diese enge Beziehung wird belegt durch das Vordringen des jurassischen Backarc-Meeres auf das Gebiet der heutigen Küstenkordillere ab dem Bajocium. Die während des mittleren Jura weit verbreitete, einheitlich ausgebildete Fazies deutet dabei auf ein durch Eustasie kontrolliertes System hin (vgl. auch PRINZ et al. 1994). Der nahe gelegene jurassische Vulkanbogen nahm jedoch großen Einfluß auf die in der Küstenkordillere von Iquique abgelagerten Sedimente, wodurch es lokal zu Abweichungen in der lithologischen Ausbildung kommen konnte.

Die von COIRA et al. (1982), BUCHELT & TELLEZ (1988), REUTTER et al. (1988), PICHOWIAK (1994), SCHEUBER et al. (1994) u. a. vertretene Meinung, daß „die Küstenkordillere von Nordchile der Lage des jurassischen Vulkanbogens entspricht", kann für den Bereich der Küstenkordillere von Iquique mit den hier vorgestellten Ergebnissen nicht für alle Zeitabschnitte des Juras bestätigt werden. Betrachtet man in diesem Zusammenhang auch weiter südlich gelegene Gebiete wie das Arbeitsgebiet zwischen 25° - 26° südl. Br. (BEBIOLKA, in Vorb.), ergibt sich sogar eine von der geodynamischen Entwicklung der Küstenkordillere von Iquique gänzlich abweichende Situation. In der

Küstenkordillere zwischen Taltal und Chañaral lag nach BEBIOLKA (in Vorb.) der Schwerpunkt einer marinen, vom Backarc-Meer beeinflußten Sedimentation im unteren Jura, wogegen es erst ab dem Bajocium zur Förderung von mächtigen Schichtlaven-Serien der La Negra-Formation kam, mit denen die jurassische Abfolge endet. Man kann davon ausgehen, daß im Süden zwischen Taltal und Chañaral der jurassische Vulkanbogen im mittleren und oberen Jura wesentlich weiter östlich lag als es im nördlichen Nordchile der Fall war. Bei Iquique setzt, wie schon oben erläutert, die jurassische Schichtenfolge im Unterjura? mit den Schichtlaven vom Typ La Negra ein und geht dann ab dem Bajocium in eine marine Backarc-Sedimentation über. Die Küstenkordillere von Iquique und das nördlich anschließende Untersuchungsgebiet bis nach Arica (WITTMANN, in Vorb.) dürfen daher ab dem Bajocium nicht mehr zum jurassischen Vulkanbogen gerechnet werden.

Mit den hier vorgestellten Ergebnissen und den weiteren, noch folgenden Darstellungen unserer Arbeitsgruppe (BARTSCH, in Vorb.; BEBIOLKA, in Vorb.; WITTMANN, in Vorb.) wird aufgezeigt, daß der jurassische Vulkanbogen nicht als starre, fest fixierte Einheit verstanden werden darf. Sowohl im zeitlichen Ablauf als auch in der räumlichen N/S-Erstreckung weist die Vulkanzone Variationen und Migrationen auf, die u.a., wie im Fall des vorliegenden Untersuchungsgebietes, eine wesentlich weiter nach Westen reichende Ausbreitung des Backarc-Meeres erlaubte als bisher angenommen wurde.

7. Literaturverzeichnis

ABERHAN, M. (1992): Palökologie und zeitliche Verbreitung benthischer Faunengemeinschaften im Unterjura von Chile. - Beringeria, **5**: 1-174; Würzburg.

ADABI, M.H. & AGER, D.V. (1997): Late Jurassic brachiopods from north-east Iran. - Palaeontology, **40** (2): 355-362, 1 Taf.; London.

ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1984): Atlas of sedimentary rocks under the microscope. - 1-104; Essex (Longman Scientific & Technical).

AGER, D.V. (1965): Mesozoic and Cenozoic Rhynchonellacea. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology. - Part H, Brachiopoda, **2**: 597-632; Kansas (Kansas Univ. Press).

ALMÉRAS, Y., RUGET, CH., CARAPITO, M.C., CARIOU, E. & MOUTERDE, R. (1991): Biostratigraphie du Callovien de Pedrogão: Portugal voie d'Échanges fauniques au Callovien. - Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, **112**: 239-246; Coimbra.

ANDERSON, O.R. (1983): Radiolaria. - 1-355; New York (Springer-Verlag).

ARDILL, J., FLINT, S., STANISTREET, I. & CHONG, G. (1996): Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile. - Troisième symposium international sur la Geódynamique andine: 269-272; Saint-Malo.

ARKELL, W.J., KUMMEL, B. & WRIGHT, C.W. (1957): Mesozoic ammonoidea. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology. - Part L, Mollusca, **4**: 80-490; Kansas (Kansas Univ. Press).

AYRES, L.D., WAGONER, N.A. VAN & FERREIRA, W.S. (1991): Voluminous shallow-water-to-emergent basaltic volcaniclastic rocks, Proterozoic (~1880 Ma) Amisk Lake Composite Volcano, Flin Flon Greenstone Belt, Canada. - SEPM, Spec. Publ., **45**: 175-187; Tulsa.

BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, CHR. (1991): Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). - J. South Amer. Earth Sci., **4**: 171-188; Oxford.

BALLARD, R.D., HOLCOMB, R.T. & ANDEL, T.H. VAN (1979): The Galapagos Rift at 86° W: 3. Sheet flows, collapse pits, and lava lakes of the rift valley. - Journal of Geophysical Research, **84**: 5407-5422; Washington, D.C.

BANDEL, K. (1982): Morphologie und Bildung der frühontogenetischen Gehäuse bei conchiferen Mollusken. - Facies, **7**: 1-198; Erlangen.

BANDEL, K. (1992): Die Evolution der Gastropoden aus biologischer und paläontologischer Sicht. - Veröff. Übersee-Mus., Nat. Wiss., **11**: 17-25; Bremen.

BARKER, M.J. (1990): The palaeobiology of Nerineacean gastropods. - Hist. Biol., **3**: 249-264; London.

BARTSCH, V.: Geochemie und Vulkanologie an triassischen und jurassischen Vulkaniten in Nordchile. - in Vorb.

BASSOULLET, J.P., BERNIER, P., CONRAD, M.A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M. (1978): Les algues Dacycladales du Jurassique et du Crétacé. - Geobios, Mémoire Spécial, **2**: 1-330, 40 Taf.; Lyon.

BEBIOLKA, A.: Trias und Jura in der Küstenkordillere zwischen Taltal und Chañaral, Nordchile. - in Vorb.

BEBIOLKA, A., BARTSCH, V. & KRAMER, W. (1996): Triassische und jurassische, sedimentäre und vulkanogene Entwicklung in der Küstenkordillere von Nord-Chile zwischen 25°20' S und 26°20' S. - Terra Nostra, Vortrags- und Posterkurzfassung, **96** (8): 18-19; Köln.

BERGQUIST, P.R. (1978): Sponges. - 1-268; Berkeley (University of California Press).

BERNER, R.A. (1981): Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments. - Fortschr. Miner., **59** (1): 117-135; Stuttgart.

BERNER, R.A. (1984): Sedimentary pyrite formation: An update. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **48**: 605-615; Oxford.

BIESE, W.A. (1956): Zur Verbreitung des marinen Jura im chilenischen Raum der andinen Geosynklinale. - Geol. Rdsch., **45**: 877-919; Stuttgart.

BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1972): Origin of sedimentary rocks. - 1-653; New Jersey (Englewood Cliffs).

BLAU, J., GRÜN, B. & SENFF, M. (1993): Crustaceen-Koprolithen aus der Trias der westlichen Tethys (Lienzer Dolomiten, Österreich; Pragser Dolomiten, Italien) und vom Gondwana-Westrand (oberes Magdalenatal, Kolumbien, Südamerika). - Paläont. Z., **67**: 193-214, 12 Abb.; Stuttgart.

BLAU, J., ROSAS, S. & SENFF, M. (1994): *Favreina peruviensis* n. sp., ein Crustaceen-Mikrokoprolith aus dem Lias von Peru. - Paläont. Z., **68**: 521-527; Stuttgart.

BONCI, M.C., MAGNINO, G., RADRIZZANI, C.P. & PRONZATO, R. (1997): Finding of *Geodia* (Demospongiae) sterrasters in the Late Miocene of Cappella Montei (Alessandria) and comparison with living forms. - Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **35** (3): 245-256, 5 Taf.; Modena.

BREITKREUZ, CHR. & ZEIL, W. (1994): The Late Carboniferous to Triassic volcanic belt in northern Chile. - In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. (eds.): Tectonics of the southern Central Andes. - 277-292; Berlin (Springer Verlag).

BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1975): On the Oxfordian genus *Subdiscosphinctes* MALINOWSKA, 1972, and subgenus *S.* (*Aureimontanites*) nov. (Perisphinctidae, Ammonoidea). - Acta Palaeont. Polonica, **20** (1): 87-94, Taf. 21-23; Warschau.

BUCHELT, M. & TELLEZ, C. (1988): The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). - In: BAHLBURG, H., BREITKREUZ, CHR. & GIESE, P. (eds.): The southern Central Andes. - Lecture Notes in Earth Sciences, **17**: 171-182; Berlin.

BUCKMAN, S.S. (1920-1930): Type ammonites. Vol. 3-7. - In: CRAMER, J. & SWANN, H.K. (eds.): Historiae Naturalis Classica XCIII, 2. - Wheldon & Wesley (Reprint 1975); London.

BURCHETT, M. (1996): Biology of marine environments. - In: WALLER, G. (ed.): Sealife. - 21-94; Mountfield (Pica Press).

BURCKHARDT, C. (1900): Coupe géologique de la Cordillère entre Las Lajas et Curacautin. - Anales del Museo de la Plata, Secc. geol. y mineral., **3**: 1-102, Taf. 26; La Plata.

BURCKHARDT, C. (1927): Cefalópodos del Jurásico Medio de Oaxaca y Guerrero. - Boletin Instituto Geológico de México, **47**: 1-106, Taf. 33; Mexico City.

CALLOMON, J.H. (1984): A review of the biostratigraphy of the post-lower Bajocian Jurassic ammonites of western and northern North America. - In: WESTERMANN, G.E.G. (ed.): Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. - Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., **27**: 143-174; Toronto.

CANFIELD, D.E. & RAISWELL, R. (1991): Pyrite formation and fossil preservation. - In: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G. (eds.): Taphonomy: Releasing the data locked in the fossil record. - Topics in Geobiology, **9**: 337-387; New York.

CARIOU, E. (1984): Les Reineckeiidae (Ammonitina, Callovien) de la Tethys Occidentale. Dimorphisme et evolution, etude a partier des gisements du centre-ouest de la France. - Doc. Lab.Géol. Lyon, H.S. **8** (1): 1-460, Text-Fig. 244, Taf. 70; Lyon.

CARIOU, E. & KRISHNA, J. (1988): The Tethyan Reineckeiinae of Kachchh and Jaisalmer (West India): systematic, biostratigraphic and biogeographic implications. - Palaeontographica, A, **203**: 149-170, 5 Taf.; Stuttgart.

CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. (1988): Volcanic successions, modern and ancient. - 1-528; London (Chapman & Hall).

CECIONI, G. & GARCÍA, F. (1960): Observaciones Geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. - Inst. Invest. Geol., Boletín, **6**: 1-28; Santiago de Chile.

CHILDS, A. (1969): Upper Jurassic rhynchonellid brachiopods from northwestern Europe. - Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, Supplement, **6**: 1-119, 12 Taf.; London.

CHRIST, H.A. (1961): Über *Campylites* und *Trimarginites* (Ammonoidea, Jura). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **111**(3): 274-325, Taf. 16-18; Stuttgart.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. & RAMOS, V. (1982): Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. - Earth-Science Reviews, **18**: 303-332; Amsterdam.

CONTI, M.A. & MONARI, S. (1992): Thin-shelled bivalves from the Jurassic Rosso Ammonitico and Calcari a Posidonia Formations of the Umbrian-Marchean Apennine (Central Italy). - Paleopelagos, **2**: 193-213, 2 Taf.; Rom.

COVACEVICH C., V. (1985): Nueva localidad para *Myophorella* (*M.*) *hillebrandti* REYES & PÉREZ en el Norte de Chile: Significado cronologia y paleobiogeografico. - Revista Geológica de Chile, **24**: 103-106; Santiago de Chile.

COX, L.R., NEWELL, N.D., BRANSON, C.C., CASEY, R., CHAVAN, A., COOGAN, A.H., DECHASEAUX, C., FLEMING, C.A., HAAS, F., HERTLEIN, L.G., KEEN, A.M., LAROCQUE, A., MCALESTER, A.L., PERKINS, B.F., PURI, H.S., SMITH, L.A., SOOT-RYEN, T., STENZEL, H.B., TURNER, R.D. & WEIR, J. (1969): Systematic descriptions. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on Invertebrate Palaeontology. - Part N, Mollusca, Bivalvia, **6** (1-2): 225-952; Kansas (Kansas Univ. Press).

DALLMEYER, R.D., BROWN, M., GROCOTT, J., TAYLOR, G.K. & TRELOAR, P.J. (1996): Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26° - 27°30' S, North Chile: Constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages. - The Journal of Geology, **104**: 19-40; Chicago.

DAMBORENEA, S.E. (1987): Early Jurassic Bivalvia of Argentina. - Palaeontographica (A), **199**: 113-216, 14 Taf.; Stuttgart.

DAMBORENEA, S.E., POLUBOTKO, I.V., SEY, I.I. & PARAKETSOV, K.V. (1992): Bivalve zones and assemblages of the circum-Pacific region. - In: WESTERMAN, G.E.G. (ed.): The Jurassic of the circum-Pacific. - World and Regional Geology, **3**: 300-307, Taf. 115-127; Cambridge.

DE ROS, L.F., MORAD, S. & AL-AASM, I.S. (1997): Diagenesis of siliciclastic and volcaniclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP leg 47A, Site 397). - Sedimentary Geology, **112**: 137-156; Amsterdam.

DIETL, G. (1978): Die heteromorphen Ammoniten des Doggers (Stratigraphie, Taxonomie, Phylogenie, Ökologie). - Stuttgarter Beitr. Naturk. (B), **33**: 1-97, 11 Taf.; Stuttgart.

DIETL, G. (1980a): Die Ammoniten-Gattung *Caumontisphinctes* aus dem süddeutschen Subfurcaten-Oolith (Bajocium, Mittl. Jura) . - Stuttgarter Beitr. Naturk. (B), **51**: 1-43, 5 Taf.; Stuttgart.

DIETL, G. (1980b): Die Ammoniten-Gattung *Leptosphinctes* aus dem südwestdeutschen Subfurcaten-Oolith (Bajocium, Mittl. Jura). - Stuttgarter Beitr. Naturk. (B), **66**: 1-49, 10 Taf.; Stuttgart.

DIETL, G. & HEROLD, G. (1986): Erstfund von *Cadomites* (Ammonoidea) im Unter-Callovium (Mittl. Jura) von Südwest-Deutschland. - Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **120**: 1-9, 1 Taf.; Stuttgart.

DOUGLAS, J. A. (1914): Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. - The Quarterly Journal of the Geological Society of London, **70**: 1-50, 10 Taf.; London.

DRAGASTAN, O. (1985): Review of Tethyan Mesozoic algae of Romania. - In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (eds.): Paleoalgology: contemporary research and applications. - 101-161, 28 Taf.; Berlin (Springer-Verlag).

DRAGASTAN, O., RICHTER, D.K., KUBE, B., POPA, M., SARBU, A. & CIUGULEA, I. (1997): A new family of Paleo-Mesozoic calcareous green siphons-Algae (Order Bryopsidales, Class Bryopsidophyceae, Phyllum Siphonophyta). - Revista Española de Micropaleontología, **29** (1): 69-135, 10 Taf.; Madrid.

DUFF, K.L. (1978): Bivalvia from the English Lower Oxford Clay (Middle Jurassic). - Palaeontographical Society Monographs, **132** (553): 1-137, 13 Taf.; London.

DUFF, K.L. (1994): Bivalven. - In: MARTILL, D.M. & HUDSON, J.D. (Hrsg.): Fossilien aus Ornatenton und Oxford Clay. - 1-224; Korb (Goldschneck-Verlag).

DUNHAM, J.R. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - Mem. AAPG, **1**: 108-121; Tulsa.

EHRLICHMANN, R. (1996): Der jurassische bis unterkretazische Vulkanismus der Küstenkordillere von Iquique, Nordchile. - unveröffentlicher Arbeitsbericht, Sfb 267, TP D1 A, TU-Berlin.

ELMI, S. (1967): Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. - Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, **19**: 1-845, 17 Taf.; Lyon.

EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1972): Absolute water depth limits of late Devonian paleoecological zones. - Geol. Rdsch., **61**: 672-686; Stuttgart.

FELL, H.B. & PAWSON, D.L. (1966): Echinacea. Systematic descriptions. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology. - Part U, Echinodermata, **3** (2): 375-440; Kansas (Kansas Univ. Press).

FERNANDEZ-LOPEZ, S.R. (1985): El Bajociense en la Cordillera Ibérica. I. Taxonomia y systematica (Ammonoidea), II. Bioestratigrafia, III. Atlas. - Univ. Complutense Madrid: 1-851 (Teil I, II), 67 Taf.; Madrid.

FERNANDEZ-LOPEZ, S.R., CHONG, G., QUINZIO, L.A. & WILKE, H.G. (1994): The Upper Bajocian and Bathonian in the Cordillera de Domeyko, North-Chilean Precordillera: sedimentological and biostratigraphical results. - Geobios, Mémoire Spécial, **17** (1): 187-201, 1 Taf.; Lyon.

FISHER, R.V. (1961): Proposed classification of volcaniclastic rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull., **72**: 1409-1414; New York.

FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic Rocks. - 1-472; Berlin (Springer).

FISKE, R.S. (1963): Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. - Geol. Soc. Amer. Bull., **74**: 391-406; New York.

FLINT, S., TURNER, P. & JOLLEY, E.J. (1991): Depositional architecture of Quaternary fan-delta deposits of the Andean fore-arc: relative sea-level changes as a response to aseismic ridge subduction. - In: MACDONALD, D.I.M. (ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy. - Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **12**: 91-104; Oxford.

FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. - 1-633; Berlin (Springer-Verlag).

FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. - Bull. AAPG, **43**: 1-38; Tulsa.

FÖRSTER, R. & HILLEBRANDT, A. VON (1984): Das Kimmeridge des Profeta-Jura in Nordchile mit einer *Mecochirus-Favreina*-Vergesellschaftung (Crustacea, Decapoda - Ichnogenus). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **24**: 67-84, 4 Taf.; München.

FRANCIS, P. (1993): Volcanoes, a planetary perspective. - 1-443; Oxford (Oxford University Press).

FREBOLD, H. (1978): Ammonites from the late Bathonian *Iniskinites* fauna of Central British Columbia. - Geol. Surv. Canada Bull., **307**: 1-26; Québec.

FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D.K. (1988): Karbonatgesteine. - In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sediment-Petrologie II: Sedimente und Sedimentgesteine. - 4. Aufl.: 233-434; Stuttgart (Schweizerbart).

FÜRSICH, F.T. (1976): Fauna-substrate relationships in the Corallian of England and Normandy. - Lethaia, **9**: 343-356; Oslo.

FÜRSICH, F.T. (1977): Corallian (Upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy. - Palaeontology, **20** (2): 337-385; London.

FÜRSICH, F.T. (1984): Distribution patterns of benthic associations in offshore shelf deposits (Upper Jurassic, central east Greenland). - Geobios, Mémoire spécial, **8**: 75-84; Lyon.

FÜRSICH, F.T. & PALMER, T. (1984): Commissural asymmetry in brachiopods. - Lethaia, **17**: 251-265; Oslo.

FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1987): The Upper Jurassic Bivalvia of Portugal. Part I. Palaeotaxodonta and Pteriomorphia (Arcoida and Mytiloida). - Comun. Serv. Geol. Portugal, **73**: 103-144; Lissabon.

GALLI, C. (1968): Cuadrángulo Juan de Morales. - Inst. Invest. Geol., Carta, **18**: 1-53; Santiago de Chile.

GALLI, C. & DINGMANN, R.J. (1962): Cuadrangulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla. - Inst. Invest. Geol., **3**, Cartas 2, 3, 4 y 5; 1-125, 11 Taf.; Santiago de Chile.

GARCÍA, F. (1967): Geología del Norte Grande de Chile. - Soc. Geol. Chile, Symp. Geosincl. Andino 1962, **3**: 1-138; Santiago de Chile.

GERMAN, C.R., PARSON, L.M. & MILLS, R.A. (1996): Mid-ocean ridges and hydrothermal activity. - In: SUMMERHAYES, C.P. & THORPE, S.A. (eds.): Oceanography - an illustrated guide. - 152-164; London (Manson Publishing).

GEYER, O.F. (1954): Die oberjurassische Korallenfauna von Württemberg. - Palaeontographica (A), **104** (4-6): 121-220; Stuttgart.

GILL, G.A. & LAFUSTE, J.G. (1971): Madréporaires simples du Dogger d'Afghanistan: étude sur les structures de type „*Montlivaltia*". - Mém. Soc. Géol. France, n.s., **50** (115): 1-40; Paris.

GOLIKOV, A.N. & STAROBOGATOV, Y.I. (1975): Systematics of Prosobranch gastropods. - Malacologia, **15** (1): 185-227; An Arbor, Mich.

GÖTTING, K.-J. (1974): Malakozoologie. - 1-320; Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).

GOTTSCHE, C. (1878): Über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Cordillere. - 1-51, 8 Taf.; Kassel (Fischer).

GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VEEN, P. VAN, THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale. - Journal of Geophysical Research, **99**: 24,051-24,074; Washington, D.C.

GRAMANN, F. (1962): Schwamm-Rhaxen und Schwamm-Gesteine (Spongiolithe, Spiculite) aus dem Oxford NW-Deutschlands. - Geol. Jb., **80**: 213-220, 1 Taf.; Hannover.

GRÖSCHKE, M. (1996): Zwei neue Ammoniten der Gattung *Iniskinites* aus dem Bathonium (Mitteljura) von Nordchile. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **3**: 140-146, 3 Abb.; Stuttgart.

GRÖSCHKE, M.: Die Welt der Reineckeiidae im Jura-Meere auf dem Gebiet der heutigen Wüstenei Atacama nebst neuerer geognostischer Beobachtungen. - in Vorb.

GRÖSCHKE, M. & HILLEBRANDT, A. VON (1985): Trias und Jura in der mittleren Cordillera Domeyko von Chile (23°30' - 24°30'). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **170**: 129-166; Stuttgart.

GRÖSCHKE, M. & HILLEBRANDT, A. VON (1993): Die paläobiogeographischen Beziehungen zwischen Nordchile und Europa im mittleren Jura. - Geol. Bl. NO-Bayern, **43** (1-3): 57-72; Erlangen.

GRÖSCHKE, M. & HILLEBRANDT, A. VON (1994): The Bathonium in northern Chile. - Geobios, Mémoire Spécial, **17** (1): 255-264; Lyon.

GRÖSCHKE, M., HILLEBRANDT, A. VON, PRINZ, P., QUINZIO, L.A. & WILKE, H.-G. (1988): Marine Mesozoic paleogeography in Northern Chile between 21° - 26° S. - In: BAHLBURG, H., BREITKREUZ, CHR. & GIESE, P. (eds.): The southern Central Andes. - Lecture Notes in Earth Sciences, **17**: 105-117; Berlin.

GRÖSCHKE, M. & KOSSLER, A. (1999): Reineckeiidae aus dem Callovium/Oxfordium-Grenzbereich von Nordchile. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211** (1): 31-48; Stuttgart (im Druck).

GRÖSCHKE, M. & PRINZ, P. (1986): Geologische Untersuchungen in der nordchilenischen Präkordillere bei 22° S. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7: 418-430; Stuttgart.

GRÖSCHKE, M. & WILKE, H.-G. (1986): Lithology and stratigraphy of Jurassic sediments in the North Chilean Pre-Cordillera between 21°30' and 22° S. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **9** (10): 1317-1324; Stuttgart.

GRÖSCHKE, M. & ZEISS, A. (1990): Die ersten Hecticoceraten und Distichoceraten (Ammonitina) aus dem Callovium der Zentral-Anden. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **178** (3): 267-283, 3 Abb.; Stuttgart.

GRUBER, G. (1993): Mesozoische und rezente desmentragende Demospongiae (Porifera, „Lithistidae") (Paläobiologie, Phylogenie und Taxonomie). - Berliner Geowiss. Abh. (E), **10**: 1-73, 27 Taf.; Berlin.

GYGI, R.A. & HILLEBRANDT, A. VON (1991): Ammonites (mainly *Gregoryceras*) of the Oxfordian (Late Jurassic) in northern Chile and time-correlation with Europe. - Schweiz. paläont. Abh., **113**: 135-185; Basel.

HAESLER, K.-D. (1996): Paläomagnetische Untersuchungen im mittleren Jura Nord-Chiles bei 20,3° südl. Breite. - unveröffentlichte Diplomarbeit, FU-Berlin: 1-86; Berlin.

HALL, R.L. (1988): Late Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Fernie Formation, Canadian Rocky Mountains. - J. Paleont., **62**: 575-586; Tulsa.

HALL, R.L., POULTON, T.P. & DIAKOW, L. (1991): Lower Bajocian (Middle Jurassic) ammonites and bivalves from the Whitesail Lake Area, west-central British Columbia. - Geological Survey Bulletin, **412**: 133-167, 6 Taf.; Quebec.

HALL, R.L. & WESTERMANN, G.E.G. (1980): Lower Bajocian (Jurassic) cephalopod faunas from western Canada and proposed assemblage zones for the lower Bajocian of North America. - Palaeontographica Americana, **9** (52): 1-93, 16 Taf.; Ithaca.

HALLAM, A. (1977): Jurassic bivalve biogeography. - Paleobiology, **3**: 58-73; London.

HALLAM, A. (1982): Patterns of speciation in Jurassic *Gryphaea*. - Paleobiology, **8** (4): 354-366; London.

HALLAM, A. (1988): A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. - In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS,

C.A. & WAGONER VAN, J. (eds.): Sea-level changes - an integrated approach. - Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**: 261-273; Tulsa.

HALLAM, A. (1991): Relative importance of regional tectonics and eustasy for the Mesozoic of the Andes. - In: MACDONALD, D.I.M. (ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy. - Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **12**: 189-200; Oxford.

HALLAM, A. (1992): Phanerozoic sea-level changes. - 266; New York (Columbia University Press).

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science, **235**: 1156-1167; Washington, D.C.

HARWOOD, G.M. & MOORE, C.H. (1984): Comparative sedimentology and diagenesis of upper Jurassic ooid grainstone sequences, East Texas Basin. - In: HARRIS, P.M. (ed.): Carbonate sands - a core workshop. - SEPM Core Workshop, **5**: 176-232; San Antonio.

HAY, R.L. (1963): Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon. - University of California Publications in Geological Sciences, **42** (5): 199-262, 5 Taf.; Berkeley.

HEIKEN, G. & WOHLETZ, K. (1991): Fragmentation processes in explosive volcanic eruption. - In: FISHER, R.V. & SMITH, G.A. (eds.): Sedimentation in volcanic settings. - SEPM, Spec. publ., **45**: 19-26; Tulsa.

HERVÉ, F., GODOY, E., PARADA, M.A., RAMOS, V., RAPELA, C., MPODOZIS, C. & DAVIDSON, J. (1987): A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. - In: MONGER, J.W.H. & FRANCHETEAU, J. (eds.): Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean margin. - Geodynamics Series, **18**: 97-113; Boulder.

HESS, H. (1975): Die fossilen Echinonodermen des Schweizer Juras. - Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Basel, **8**: 1-130; Basel.

HILLEBRANDT, A. VON (1970): Zur Biostratigraphie und Ammoniten-Fauna des südamerikanischen Jura (insbes. Chile). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **136** (2): 166-211; Stuttgart.

HILLEBRANDT, A. VON (1977): Ammoniten aus dem Bajocien (Jura) von Chile (Südamerika). Neue Arten der Gattungen *Stephanoceras* und *Domeykoceras* n. gen. (Stephanoceratidae). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17**: 35-69; München.

HILLEBRANDT, A. VON & GRÖSCHKE, M. (1995): Ammoniten aus dem Callovium/Oxfordium-Grenzbereich von Nordchile. - Berliner Geowiss. Abh. (A), **169**: 1-40; Berlin.

HILLEBRANDT, A. VON, GRÖSCHKE, M., PRINZ, P. & WILKE, H.-G. (1986): Marines Mesozoikum in Nordchile zwischen 21° und 26°S. - Berliner geowiss. Abh. (A), **66**: 169-190; Berlin.

HILLEBRANDT, A. VON & SCHMIDT-EFFING, R. (1981): Ammoniten aus dem Toarcium (Jura) von Chile (Südamerika). - Zitteliana, **6**: 1-74, 8 Taf.; München.

HILLEBRANDT, A. VON, SMITH, P., WESTERMANN, G.E.G. & CALLOMON, J.H. (1992): Ammonite zones of the circum-Pacific region. - In: WESTERMANN, G.E.G. (ed.): The Jurassic of the circum-Pacific. - World & Regional Geology, **3**: 247-272; Cambridge.

HOWELL, B.F. (1966): Worms. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology. - Part W, Miscellanea: 145-177; Kansas (Kansas Univ. Press).

HUDSON, J.D. (1982): Pyrite in ammonite-bearing shales from the Jurassic of England and Germany. - Sedimentology, **29**: 639-667; Amsterdam.

HUENE, R. VON & LALLEMAND, S. (1990): Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margin. - Geol. Soc. Am. Bull., **102**: 704-720; Boulder.

IMLAY, R.W. (1962): Jurassic (Bathonian or early Callovian) ammonites from Alaska and Montana. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **374**-C: 1-32, 8 Taf.; Washington, D.C.

IMLAY, R.W. (1964a): Middle Bajocian ammonites from the Cook Inlet Region Alaska. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **418**-B: 61, 29 Taf.; Washington, D.C.

IMLAY, R.W. (1964b): Marine Jurassic pelecypods from Central and Southern Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **483**-C: 51, 4 Taf.; Washington, D.C.

IMLAY, R.W. (1967): Twin Creek Limestone (Jurassic) in the Western Interior of the United States. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **540**: 105, 16 Taf.; Washington, D.C.

IMLAY, R.W. (1973): Middle Jurassic (Bajocian) ammonites from Eastern Oregon. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **756**: 100, 47 Taf.; Washington, D.C.

IMLAY, R.W. (1980): Middle Jurassic (Bathonian) ammonites from southern Alaska. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **1091**: 1-42; Washington, D.C.

JAITLY, A.K., FÜRSICH, F.T. & HEINZE, M. (1995): Contributions to the Jurassic of Kachchh, western India. IV. Part I. Subclasses Palaeotaxodonta, Pteriomorphia, and Isofilibranchia. - Beringeria, **16**: 147-257, 23 Taf.; Würzburg.

JAMES, N.P. (1984a): Shallowing-upward sequences in carbonates. - In: WALKER, R.G. (ed.): Facies Models. - Second edition, Geoscience Canada, Repr. Ser., **1**: 213-228; Ontario.

JAMES, N.P. (1984b): Reefs. - In: WALKER, R.G. (ed.): Facies Models. - Second edition, Geoscience Canada, Repr. Ser., **1**: 229-244; Ontario.

JAWORSKI, E. (1915): Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika. Teil II: Spezieller, paläontologischer Teil. - N. Jb. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd., **40**: 364-456, Taf. 5-8; Stuttgart.

JAWORSKI, E. (1926): La fauna del Lias y Dogger de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. - Actas de la Academia Nacional de Ciencias, **9**: 137-316; Córdoba.

JEFFERIES, R.P.S. & MINTON, P. (1965): The mode of life of two Jurassic species of *Posidonia* (Bivalvia). - Palaeontology, **8** (1): 156-185, 19 Taf.; London.

JOHNSON, A.L.A. (1984): The palaeobiology of the bivalve families Pectinidae and Propeamussiidae in the Jurassic of Europe. - Zitteliana, **11**: 1-235, 11 Taf.; München.

JOHNSON, A.L.A. & LENNON, C.D. (1990): Evolution of Gryphaeate Oysters in the Mid-Jurassic of Western Europe. - Palaeontology, **33** (2): 453 - 485, 3 Taf.; London.

JORDAN, T.E. & GARDEWEG P., M. (1989): Tectonic evolution of the Late Cenozoic Central Andes (20°-33°S). - In: BEN-AVRAHAM, Z. (ed.): The evolution of the Pacific ocean margins. - Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **8**: 193-207; Oxford.

KÄSTLE, B. (1990): Fauna und Fazies der kondensierten Sedimente des Dogger und Malm (Bajocium bis Oxfordium) im südlichen Frankenjura. - Münchner Geowiss. Abh. (A), **18**: 1-134; München.

KAY, E. A. (1979): Hawaiian marine shells. Reef and shore fauna of Hawaii. Section 4: Mollusca. - Bernice P. Bishop Museum Special Publication, **64** (4): 1-652; Honolulu.

KENYON-ROBERTS, S. (1995): Hardgrounds and sequence stratigraphy of Jurassic carbonate sandbodies in the Cotswolds. - 10th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, Field Trip Guidebook: 1-31; Reading.

KEUPP, H., BRUGGER, H., GALLING, U., HEFTER, J., HERRMANN, R., JENISCH, A., KEMPE, S., MICHAELIS, W., SEIFERT, R. & THIEL, V. (1996): Paleobiological controls of Jurassic Spongiolites. - In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (eds.): Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef evolution. Research reports. - Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb, **2**: 209-214; Göttingen.

KIER, P.M. (1966): Cassiduloids. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology. - Part U, Echinodermata, **3** (2): 492-523; Kansas (Kansas Univ. Press).

KLEEMANN, K.H. (1980): Korallenbohrende Muschel seit dem Mittleren Lias unverändert. - Beitr. Paläont. Österr., 7: 239-249; Wien.

KLIKUSHIN, V.G. (1996): Late Jurassic Crinoids from Sudak Environs (Crimea). - Palaeontographica, A, **238**: 97-151, 13 Taf.; Stuttgart.

KOCH, R. & ZINKERNAGEL, U. (1996): Zur Zementation in Kalksteinen. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. **11/12**: 1353-1398; Stuttgart.

KOKELAAR, P. & BUSBY, C. (1992): Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. - Science, **257**: 196-201; Washington, D.C.

KOSSLER, A. (1996): Bajocian (Middle Jurassic) volcano-sedimentary sequences in the Coastal Cordillera of northern Chile. - Zbl. Geol. Paläont., **1** (7/8): 845-851; Stuttgart.

KOSSLER, A. (1997): Jurassic volcaniclastic and carbonate deposits in the Costal Cordillera of Iquique, northern Chile. - Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentologia, Soc. Venezolana de Geól., **1**: 367-371; Porlamar.

KOWALKE, T. & BANDEL, K. (1996): Systematik und Paläoökologie der Küstenschnecken der nordalpinen Brandenberg-Gosau (Oberconiac/Untersanton) mit einem Vergleich zur

Gastropodenfauna des Maastrichts des Trempbeckens (Südpyrenäen, Spanien). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **36**: 15-71, 10 Taf.; München.

KRAMER, W. & EHRLICHMANN, R. (1996): Geochemical evolution of Triassic and Jurassic volcanic successions in northern Chile between 20° and 26°30' latitude south. - Troisième symposium international sur la Geódynamique andine: 593-596; Saint-Malo.

KRAMER, W., EHRLICHMANN, R. & BARTSCH, V.: The Mesozoic magmatic arc in northern Chile: An outline of the geochemical evolution of volcanic successions. - Revista Geologica de Chile (eingereicht zum Druck).

KRÖMMELBEIN, K. (1956): Die ersten marinen Fossilien (Trigoniidae, Lamellibr.) aus der Cayetano-Formation West-Cubas. - Senck. leth., **37** (3/4): 331-335, 1 Taf.; Frankfurt.

KUHRY, B. (1975): Observations on filaments from the Subbetic of SE Spain. - Revista Española de Micropaleontología, **7**: 291-343; Madrid.

LAJOIE, J. (1984): Volcaniclastic Rocks. - In: WALKER, R.G. (ed.): Facies Models. - Second edition, Geoscience Canada, Repr. Ser., **1**: 39-52; Ontario.

LAUBENFELS, M.W. DE (1955): Porifera. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise of Invertebrate Paleontology. - Part E, Archaeocyatha and Porifera: 21-122; Kansas (Univ. Kansas Press).

LAMBERT, L.R. (1944): Algunas Trigonias del Neuquén. - Revista del Museo de La Plata, **2**: 357-397; La Plata.

LEANZA, A.F. (1942): *Myoconcha neuquena* n. sp. del Lias de Piedra Pintada, en el Neuquen. - Notas del Museo de la Plata, Paleontologia, **22**: 123-135; Buenos Aires.

LEANZA, H.A. (1993): Jurassic and Cretaceous Trigoniid Bivalves from West-Central Argentina. - Bulletins of American Paleontology, **105** (343): 1-95; Ithaca.

LEANZA, H.A. & GARATE Z., J.I. (1987): Faunas de Trigonias (Bivalvia) del Jurásico y Cretácico inferior del Neuquén, Argentina, conservadas en el Museo Juan Olsacher de Zapala. - In: VOLKHEIMER, W. (ed.): Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Mendoza, **1**: 201-255; Mendoza.

LEBKÜCHNER, R. (1932): Die Trigonien des süddeutschen Jura. - Palaeontographica, **77**: 1-119, 16 Taf.; Stuttgart.

LEVENTHAL, J.S. (1983): An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **47**: 133-137; Oxford.

LÉVI, C. (1973): Systématique de la classe Démospongiaria (Démosponges). - In: GRASSE, P.P. (ed.): Traité de Zoologie. Anatomie, Systématique, Biologie, III(1): 577-631; Paris (Masson).

LIBES, S.M. (1992): An introduction to marine biogeochemistry. - 1-734; New York (John Wiley & Sons, Inc.).

LI XIAOCHI & GRANT-MACKIE, J.A. (1988): Upper Jurassic and Lower Cretaceous *Buchia* (Bivalvia) from southern Tibet, and some wider considerations. - Alcheringa, **12**: 249-268; Sydney.

LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - Textbd., Tafelbd.: 1-970, 847 Taf.; New York (Van Nostrand Reinhold Comp.).

LUCASSEN, F. & FRANZ, G. (1994): Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile/Region Antofagasta. - Lithos, **32**: 273-298; Amsterdam.

LUCASSEN, F., FOWLER, C.M.R. & FRANZ, G. (1996): Formation of magmatic crust at the Andean continental margin during early Mesozoic: a geological and thermal model of the North Chilean Coast Range. - Tectonophysics, **262**: 263-279; Amsterdam.

MACHEL, H.G. (1989): Relationships between sulphate reduction and oxidation of organic compounds to carbonate diagenesis, hydrocarbon accumulations, salt domes, and metal sulphide deposits. - Carbonate and Evaporites, **4**: 137-151; Troy, N.Y.

MACHEL, H.G., KROUSE, H.R. & SASSEN, R. (1995): Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. - Applied Geochemistry, **10**: 373-389; Oxford.

MALCHUS, N. (1990): Revision der Kreide-Austern (Bivalvia: Pteriomorphia) Ägyptens (Biostratigraphie, Systematik). - Berliner geowiss. Abh. (A), **125**: 1-231, 27 Taf.; Berlin.

MALINOWSKA, L. (1972): The middle Oxfordian Perisphinctidae of Zawodzie near Czestochowa (Poland). - Acta Palaeont. Polonica, **17** (2): 167-231, 30 Taf.; Warschau.

MANCEÑIDO, M.O. & DAGYS, A.S. (1992): Brachiopods of the circum-Pacific region. - In: WESTERMANN, G.E.G. (ed.): The Jurassic of the circum-Pacific. - World and Regional Geology, **3**: 328-333; Cambridge.

MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. (1996): Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting: the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, northwest Argentina. - Sedimentary Geology, **105**: 63-90; Amsterdam.

MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. (1993): Volcanic textures. - CODES Key Centre, University of Tasmania: 1-197; Hobart.

MOHAMMAD AQRABAWI, A. (1993): Oysters (Bivalvia-Pteriomorphia) of the Upper Cretaceous rocks of Jordan. Palaeontology, stratigraphy and comparison with the Upper Cretaceous oysters of Northwest Europe. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **75**: 1-135, 7 Taf.; Hamburg.

MÖNNIG, E. & BEGINSKI, P. (1993): Ein *Cadomites* (Ammonoidea) aus dem Unter-Callovium (Mittel-Jura) von Nordwestdeutschland. - Geol. Bl. NO-Bayern, **43** (1-3): 105-114, 1 Taf.; Erlangen.

MÖRICKE, W. (1894): Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. - In STEINMANN, G. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Südamerika. - N. Jb. Min. Geol. Palaeontol., Beil. **9**: 1-100; Stuttgart.

MORSCH, S.M. (1996): Les Scléractiniaires Jurassiques (Bajocien) d' Argentine (Bassin de Neuquén). Systématique. - Geobios, **29**(6): 671-706, Taf. 83-89; Lyon.

MUIR-WOOD, H.M. (1965): Mesozoic and Cenozoic Terebratulidina. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology. - Part H, Brachiopoda, **2**: 762-857; Kansas (Kansas Univ. Press).

MÜLLER, A.H. (1989): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. II: Invertebraten, Teil 3: Arthropoda 2 - Hemichordata. - 1-775; Jena (VEB Gustav Fischer Verlag).

MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The „Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils, and other materials. - N. Jb. Geol. Min., Mh, **10**: 466-469; Stuttgart.

MUSTER, H. (1995): Taxonomie und Paläobiogeographie der Bakevelliidae (Bivalvia). - Beringeria, **14**: 3-161, 17 Taf.; Würzburg.

NATURAL HISTORY MUSEUM (1993): British Mesozoic fossils. - Sixth edition, reprinted for HMSO: 1-209; London.

ODOM, E. (1984): Glauconite and Celadonite minerals. - In: BAILEY, S.W. (ed.): Micas. - Reviews in Mineralogy, **13**: 545-572; Chelsea.

ORTON, G.J. (1996): Volcanic environments. - In: READING, H.G. (ed.): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. - 3. Aufl.: 485-567; Oxford (Blackwell Science).

OSCHMANN, W. (1994): Der Kimmeridge Clay von Yorkshire als Beispiel eines fossilen Sauerstoff-kontrollierten Milieus. - Beringeria, **9**: 3-153, 16 Taf.; Würzburg.

PANDEY, D.K., CALLOMON, J.H. & FÜRSICH, F.T. (1994): On the occurrence of the Callovian ammonite *Parapatoceras tuberculatum* (BAUGIER & SAUZÉ 1843) in Kachchh, western India. - Paläont. Z., **68**: 63-69, 7 Abb.; Stuttgart.

PARSCH, K.O.A. (1956): Die Serpuliden-Fauna des südwestdeutschen Jura. - Palaeontographica (A), **107**: 211-240, Taf. 19-21; Stuttgart.

PAVIA, G. (1971): Ammonitini del Baiociano superiore di Digne (Francia SE, dip. Basses-Alpes). - Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **10** (2): 75-142, Taf. 13-29; Modena.

PAVIA, G. (1983): Ammoniti e biostratigrafia del Baiociano inferiore di Digne (Francia SE, Dip. Alpes-Haute-Provence). - Museo Regionale Di Scienze Naturali, Monografie, **2**: 1-254, 32 Taf.; Torino.

PEARCE, J.A. & PEATE, D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. - Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **23**: 251-285; Palo Alto.

PÉREZ D'A., E. & REYES B., R. (1977): Las trigonias jurasicas de Chile y su valor cronoestratigrafico. - Bol. Inst. Invest. Geol. Chile, **30**: 1-149; Santiago de Chile.

PÉREZ D'A., E. & REYES B., R. (1997): Nuevos antecedentes acerca de la sistemática y chronoestratigrafía del orden Trigonioida en el Triásico y Jurásico de Chile. - VIII Congreso Geológico Chileno, **1**: 273-277; Antofagasta.

PERYT, T.M. (1983): Classification of coated grains. - In: PERYT, T.M. (ed.): Coated grains. - 3-6; Berlin (Springer-Verlag).

PHILIPPI, R. A. (1899): Los fósiles secundarios de Chile. - 1-104, 42 Taf.; Santiago (Brockhaus).

PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - 1-230; Stuttgart (Enke-Verlag).

PICHOWIAK, S. (1994): Early Jurassic to early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of north Chile. - In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. (eds.): Tectonics of the southern Central Andes. - 203-217; Berlin (Spinger Verlag).

PONDER, W.F. & WARÉN, A. (1988): Appendix Classification of the Caenogastropoda and Heterostropha - A List of the Family-Group Names and Higher Taxa. - Malacological Review, **4**: 288-326; Whitmore Lake, Mich.

POULTON, T.P. (1979): Jurassic Trigoniid Bivalves from Canada and Western United States of America. - Geol. Surv. Canada Bull., **282**: 1-82; Québec.

POULTON, T.P. (1987): Zonation and correlation of boreal Middle Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine River, Northern Yukon. - Geol. Surv. Canada Bull.; **358**: 1-555; Québec.

PRINZ, P. (1986): Mitteljurassische Korallen aus Nordchile. - N. Jb. Paläont. Mh., **12**: 736-750; Stuttgart.

PRINZ, P. (1991): Mesozoische Korallen aus Nordchile. - Palaeontographica (A), **216**: 147-209; Stuttgart.

PRINZ, P., WILKE, H.-G. & HILLEBRANDT, A. VON (1994): Sediment accumulation and subsidence history in the Mesozoic marginal basin of northern Chile. - In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. (eds.): Tectonics of the southern Central Andes. - 219-232, 8 Taf.; Heidelberg (Springer-Verlag).

PROTHERO, D.R. & SCHWAB, F. (1996): Sedimentary geology. - 1-575; New York (W.H. Freeman and company).

PUGACZWESKA, H. (1977): Additional studies on the Jurassic Trigoniidae of Poland. - Acta Palaeont. Polonica, **22** (3): 273-285, Taf. 19-20; Warschau.

PUGACZEWSKA, H. (1978): Jurassic Pelecypods from Cuba. - Acta Palaeont. Polonica, **23** (2): 162-182, Taf. 7-10; Warschau.

PÜSCHEL, H. & SCHAIRER, G. (1995): Zwei Ammoniten aus dem Mittleren Jura (Bajoc, Bathon) von Sengenthal/Opf. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **35**: 59-63; München.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., M. KAY, S., CORTÉS, J.M. & PALMA, M. (1986): Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. - Tectonics, **5**: 855-880; Washington, D.C.

REUTTER, K.-J., GIESE, P., GÖTZE, H.-J., SCHEUBER, E., SCHWAB, K., SCHWARZ, G. & WIGGER, P. (1988): Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25° S. - In: BAHLBURG, H., BREITKREUZ, CHR. & GIESE, P. (eds.): The southern Central Andes. - Lecture Notes in Earth Sciences, **17**: 231-261; Berlin.

REYES B., R. & PÉREZ D'A., E. (1985): *Myophorella (M.) hillebrandti* sp. nov. (Bivalvia; Trigoniidae) del Neocomiano, Norte de Chile. - Revista Geológica de Chile, **24**: 93-101; Santiago de Chile.

RICCARDI, A.C. (1983): The Jurassic of Argentina and Chile. - In: MOULLADE, M. (ed.): The Phanerozoic geology of the world II: the Mesozoic, B. - 201-263; Amsterdam (Elsevier).

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCEÑIDO, M.O. & BALLENT, S.C. (1994): Middle Jurassic biostratigraphy of Argentina. - Geobios, Mémoire Spécial, **17** (1): 423-440; Lyon.

RICCARDI, A.C., WESTERMANN, G.E.G. & ELMI, S. (1989): The middle Jurassic Bathonian-Callovian ammonites zones of the Argentine-Chilean Andes. - Geobios, **22**: 553-597, 11 Taf.; Lyon.

RICCARDI, A.C., WESTERMANN, G.E.G. & DAMBORENEA, S.E. (1990): 3. South America and Antarctic Peninsula. 3.2 Middle Jurassic of South America and Antartic Peninsula. - Newsl. Stratigr., **21** (2): 105-128; Stuttgart.

RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.G. (1991a): Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part III: Bajocian-Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae. - Palaeontographica (A), **216**: 1-110, 30 Taf.; Stuttgart.

RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.G. (1991b): Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part IV: Bathonian-Callovian Reineckeiidae. - Palaeontographica (A), **216**: 111-145, 20 Taf.; Stuttgart.

RIEDL, R. (1983): Fauna und Flora des Mittelmeeres. - 1-836; Hamburg (Verlag Paul Parey).

RÖHL, J., SCHMID-RÖHL, A. & OSCHMANN, W. (1997): Ökosystem Schwarzschiefer: vergleichende Untersuchungen im Posidonienschiefer (Lias ε) von Dotterhausen und Denkingen (SW-Deutschland). - Terra Nostra, Vortrags- und Posterkurzfassungen, **97** (6): 98-99; Köln.

ROMEUF, N., AGUIRRE, L., SOLER, P., FÉRAUD, G., JAILLARD, E. & RUFFET, G. (1995): Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. - Revista Geológica de Chile, **22** (2): 245-259; Santiago de Chile.

RÖSLER, H.J. (1984): Lehrbuch der Mineralogie. - 3. Aufl., 1-833; Leipzig (VEB-Verlag).

SANDOVAL, J. (1994): The Bajocian Stage in the Island of Majorca: biostratigraphy and ammonite assemblages. - Miscellanea del Servizio Geologico Nazionale, **5**: 203-215, 2 Taf.; Rom.

SANDOVAL, J. & WESTERMANN, G.E.G. (1986): The Bajocian (Jurassic) ammonite fauna of Oaxaca, Mexico. - J. Paleontol., **60**: 1220-1271, 39 Fig.; Tulsa.

SANDOVAL, J., WESTERMANN, G.E.G. & MARSHALL, M.C. (1990): Ammonite fauna, stratigraphy and ecology of the Bathonian-Callovian (Jurassic) Tecocoyunca group, South Mexico. - Palaeontographica (A), **210**: 93-149, 20 Taf.; Stuttgart.

SAYES G., J. (1978): Geología del Salar Pintados - Bellavista, Provincia de Iquique, Primera region. - Memoria de Prueba, Universidad de Chile: 15-21; Santiago.

SCANIAN, P.M. & TURNER, P. (1990): Sedimentological, tectonic & paleomagnetic implications of the Middle Jurassic of Caleta Camarones and Quebrada Chiza, northern Chile; an oceanic back-arc basin margin. - Symposium international „géodynamique Andine", Résumés des communications: 155-158; Paris.

SCASSO, R.A., OLIVERO, E.B. & BUATOIS, L.A. (1991): Lithofacies, biofacies, and ichnoassemblage evolution of a shallow submarine volcaniclastic fan-shelf depositional system (Upper Cretaceous, James Ross Island, Antarctica). - Journal of South American Earth Sciences, **4** (3): 239-260; Oxford.

SCHAIRER, G. (1990): Einige Ammoniten aus dem „Orbis-Oolith" (Oberbathon, Mittlerer Jura) von Sengenthal. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **30**: 15-26, 4 Taf.; München.

SCHEUBER, E. (1994): Tektonische Entwicklung des nordchilenischen aktiven Kontinentalrandes: Der Einfluß von Plattenkonvergenz und Rheologie. - Geotekt. Forsch., **81**: 1-131; Stuttgart.

SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A. & REUTTER, K.-J. (1994): Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. - In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. (eds.): Tectonics of the southern Central Andes. - 121-139; Berlin (Springer-Verlag).

SCHLAMPP, V. (1991): Malm-Ammoniten. - 1-184, 35 Taf.; Korb (Goldschneck-Verlag).

SCHLEGELMILCH, R. (1985): Die Ammoniten des süddeutschen Doggers. - 1-284, 59 Taf.; Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).

SCHLEGELMILCH, R. (1994): Die Ammoniten des süddeutschen Malms. - 1-297, 73 Taf.; Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).

SCHMID, D.U. (1996): Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. - Profil, **9**: 101-251; Stuttgart.

SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. - Geology, **9**: 41-43; Boulder.

SCHMINCKE, H.-U. (1986): Vulkanismus. - 1-164; Darmstadt (Wiss. Buchgesellschaft).

SCHRÖDER, M. (1995): Frühontogenetische Schalen jurassischer und unterkretazischer Gastropoden aus Norddeutschland und Polen. - Palaeontographica (A), **238**: 1-95, 15 Taf.; Stuttgart.

SCHWEIGERT, G. & DIETZE, V. (1998): Revision der dimorphen Ammonitengattungen *Phlycticeras* HYATT - *Oecoptychius* NEUMAYR (Strigoceratidae, Mitteljura). - Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **269**: 1-58, 10 Taf.; Stuttgart.

SCHWEIGERT, G., SEEGIS, D.B., FELS, A. & LEINFELDER, R.R. (1997): New internally structured decapod microcoprolites from Germany (Late Triassic/Early Miocene), Southern Spain (Early/Middle Jurassic) and Portugal (Late Jurassic): Taxonomy, palaeoecology and evolutionary implications. - Paläont. Z., **71** (1/2): 51-69; Stuttgart.

SEILACHER, A., MATYJA, B.A. & WIERZBOWSKI, A. (1985): Oyster beds: Morphologic response to changing substrate conditions. - In: BAYER, U. & SEILACHER, A. (eds.): Sedimentary and evolutionary cycles. - Lecture Notes of Earth Sciences, **1**: 421-435; Berlin.

SEMPERE, T. (1995): Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. - In TANKARD, A.J., SUÁREZ SORUCO, R. & WELSINK, H.J. (eds.): Petroleum basins of South America. - AAPG Memoir, **62**: 207-230; Tulsa.

SENOWBARI-DARYAN, B., BUCUR, I.I. & ABATE, B. (1994): Upper jurassic calcareous algae from the Madonie Mountains, Sicily. - In: PILLER, W.E. (ed.): Proceedings of the International Symposium and Field-Meeting „Alpine Algae '93". - Beitr. zur Paläontologie, **19**: 227-259, 11 Taf.; Wien.

SENOWBARI-DARYAN, B. & STANLEY, G.D. (JR.) (1986): Thalassinid anomuran microcoprolites from Upper Triassic carbonate rocks of central Peru. - Lethaia, **19**: 343-354; Oslo.

SEPKOSKI, J.J. (1981): A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. - Paleobiology, **7**(1): 36-53; Jacksonville, N.Y.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERIA (1982): Mapa geológico de Chile, escala 1:1.000.000. - Instituto de Investigaciones Geológicas, Hoja N° **1** de 6; Santiago de Chile.

SEYED-EMAMI, K., SCHAIRER, G. & BEHROOZI, A. (1994): Einige Ammoniten aus der Kashafrud-Formation (Mittlerer Jura) E Mashhad (NE-Iran). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **34**: 145-158, 1 Taf.; München.

SEYED-EMAMI, K., SCHAIRER, G. & BEHROOZI, A. (1996): Ammoniten aus dem oberen Bajoc (Mittlerer Jura) des SE-Koppeh Dagh und SE-Alborz (NE-Iran). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **36**: 87-106; München.

SEYFRIED, H., ASTORGA, A., AMANN, H., CALVO, C., KOLB, W., SCHMIDT, H. & WINSEMANN, J. (1991): Anatomy of an evolving island arc: tectonic and eustatic control in the south Central American fore-arc area. - In: MACDONALD, D.I.M. (ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy. - Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **12**: 217-240; Oxford.

SEYFRIED, H., WÖRNER, G., UHLIG, D. & KOHLER, I. (1994): Eine kleine Landschaftsgeschichte der Anden in Nordchile. - „Wechselwirkungen" - Jahrbuch 1994 der Universität Stuttgart: 60-72; Stuttgart.

SHA JINGENG & FÜRSICH, F.T. (1994): Bivalve faunas of eastern Heilongjiang, northeastern China. II. The Late Jurassic and Early Cretaceous buchiid fauna. - Beringeria, **12**: 3-93, 9 Taf.; Würzburg.

SHIMRON, A.E. & PELTZ, S. (1993): Mt. Hermon pyroclastic volcanism. - Geol. Surv. Isr. Bull., **84**: 1-43; Jerusalem.

SILVA, L.I. (1977): Carta Geológica de Chile. - Inst. Invest. Geol., Carta, **24**: Santiago de Chile.

SOTÁK, J. & MIŠÍK, M. (1993): Jurassic and Lower Cretaceous dasycladalean algae from the western Carpathians. - In: BARATTOLO, F., CASTRO, P. DE & PARENTE, M. (eds.): Studies on fossil benthic algae. - Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. Vol., **1**: 383-404, 12 Taf.; Modena.

SLOAN, R.J. & WILLIAMS, B.P.J. (1991): Volcano-tectonic control of offshore to tidal-flat regressive cycles from the Dunquin Group (Silurian) of southwest Ireland. - In: MACDONALD, D.I.M. (ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy. - Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **12**: 104-119; Oxford.

STANLEY, S.M. (1970): Relation of shell form to life habits of the Bivalvia (Mollusca). - The Geol. Soc. Amer. Inc.; **125**: 1-296, 40 Taf.; Boulder.

STANLEY, S.M. (1977): Coadaptation in the Trigoniidae, a remarkable family of burrowing bivalves. - Palaeontology, **20** (4): 869-899, Taf. 116-119; Oxford.

STANTON, R.L. (1994): Ore elements in arc lavas. - Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **29**: 1-391; Oxford.

STEHN, E. (1923): Beiträge zur Kenntnis des Bathonien und Callovien in Südamerika. - N. Jb. Min.. Geol. Pal., **49**: 52-158, 8 Taf.; Stuttgart.

STEINMANN, G. (1881): Zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation von Caracoles (Bolivia). -N. Jb. Min. Geol. Pal., **1**: 239-301; Stuttgart.

STENZEL, H.B. (1971): Oysters. - In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology. - Part N, Bivalvia, **3**: 953-1224; Kansas (Kansas Univ. Press).

STROHMENGER, C., DOZET, S. & KOCH, R. (1987): Diagenesemuster-Stratigraphie: Oolith-Horizonte im Jura von SW-Slowenien. - Facies, **17**: 253-266; Erlangen.

STURANI, C. (1971): Ammonites and stratigraphy of the „*Posidonia alpina*" beds of the Venetians Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian). - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**: 1-190, 16 Taf.; Padova.

SURLYK, F. & ZAKHAROV, V.A. (1982): Buchiid bivalves from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of East Greenland. - Palaeontology, **25** (4): 727-753, Taf. 72-77; London.

TAYLOR, D.W. & SOHL, N.F. (1962): An outline of Gastropod classification. - Malacologia, **1** (1): 7-32; Philadelphia.

THOMAS, A. (1970): Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle. - Inst. Invest. Geol., Cartas, **21/22**: 1-52; Santiago de Chile.

TORNQUIST, A. (1898): Der Dogger am Espinazito Pass. - Palaeont. Abh., N.F. **3** (2): 135-204, 10 Taf.; Jena.

TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung gesteinsbildender Minerale. Teil 2: Textband. - 1-822; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).

TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. - 1-262; Stuttgart (Enke Verlag).

TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990): Carbonate sedimentology. - 1-482; Oxford (Blackwell).

VOKES, H.E. (1980): Genera of the bivalvia: A systematic and bibliographic catalogue (revised and updated). - 1-307; Ithaca (Paleontological Research Institution).

WEAVER, C. (1931): Paleontology of the Jurassic and Cretaceous from west central Argentina. - University of Washington Memoir, **1**: 1-496, 62 Taf.; Washington, D.C.

WENZ, W. (1938-1944): Gastropoda, Teil 1 & 2. - In: SCHINDEWOLF, O.H. (Hrsg.): Handbuch der Paläozoologie, Bd. **6**: 1-1639; Berlin (Bornträger).

WESTERMANN, G.E.G. (1956): Monographie der Bajocien-Gattungen *Sphaeroceras* und *Chondroceras* (Ammonoidea). - Beih. Geol. Jb., **24**: 1-125, 14 Taf.; Hannover.

WESTERMANN, G.E.G. (1981): Ammonite biochronology and biogeography of the circum-Pacific Middle Jurassic. - In: HOUSE, M.R. & SENIOR, J.R. (eds.): The Ammonoidea. - The Systematics Association, spec. vol., **18**: 459-539; London.

WESTERMANN, G.E.G. (1983): The Upper Bajocian and Lower Bathonian (Jurassic) ammonite faunas of Oaxaca, Mexico and West-Tethyan affinities. - Paleontologia Mexicana, **46**: 1-63, 11 Taf.; Mexico.

WESTERMANN, G.E.G. (1984): The late Bajocian *Duashnoceras* association (Jurassic Ammonitina) of Mixtepec in Oaxaca, Mexiko. - III Congreso Latinoamericano de Paleontología, Oaxtepec: 192-199; México.

WESTERMANN, G.E.G. (1990): New developments in ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. - In: PALLINI, G., CECCA, F., CRESTA, S. & SANTANTONIO, M. (eds.): Atti del secondo convegno internationale fossili, evoluzioni, ambiente, Pergola, 25-30 ottobre 1987. - 459-478; Osta Vetere.

WESTERMANN, G.E.G. (1993): Global bio-events in mid-Jurassic ammonites controlled by seaways. - In: HOUSE, M.R. (ed.): The Ammonoidea: Environment, ecology, and evolutionary change. - The Systematics Association, spec. vol., **47**: 187-226; London.

WESTERMANN, G.E.G. & RICCARDI, A.C. (1979): Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part II: Bajocian Stephanocerataceae. - Palaeontographica (A), **164**: 85-188, 28 Taf.; Stuttgart.

WESTERMANN, G.E.G. & RIOULT, M. (1975): The lectotype of the ammonite *Cadomites psilacanthus* (WERMBTER). - Palaeontology, **18** (4): 871-877, Taf. 105; London.

WHITE, M.E., KITTING, C.L. & POWELL, E.N. (1985): Aspects of reproduction, larval development, and morphometrics in the Pyramidellid *Boonea impressa* (=*Odostomia impressa*) (Gastropoda: Opisthobranchia). - The Veliger, **28** (1): 37-51; Berkeley.

WIECZOREK, J. (1979): Upper Jurassic Nerineacean gastropods from the Holy Cross Mts. (Poland). - Acta Palaeont. Polonica, **24** (3): 299-350, 12 Taf.; Warschau.

WIEDEMANN, H. U. (1972): Shell deposits and shell preservation in Quaternary and Tertiary estuarine sediments in Georgia, U.S.A.. - Sediment. Geol., **7**: 103-125; Amsterdam.

WIEDENMAYER, F. (1994): Contributions to the knowledge of post-Palaeozoic neritic and archibenthal sponges (Porifera). - Schweizerische Paläontologische Abhandlungen, **116**: 1-147; Basel.

WIGNALL, P.B. (1990): Benthic palaeoecology of the late Jurassic Kimmeridge Clay of England. - Specials Papers in Palaeontology, **43**: 1-74; London.

WIGNALL, P.B. (1993): Distinguishing between oxygen and substrate control in fossil benthic assemblages. - Journal of the Geological Society, **150**: 193-196, 2 Abb.; London.

WIGNALL, P.B. (1994): Black shales. - Oxford monographs on geology and geophysics, **30**: 1-127; Oxford.

WILSON, M. (1989): Igneous Petrogenesis. - 1-466; London (Unwin Hyman).

WITTMANN, S.: Der Jura in der Küstenkordillere zwischen Zapiga (Nordchile) und La Yarada (Südperu). - in Vorb.

WRAY, J.L. (1977): Calcareous algae. - Developments in palaeontology and stratigraphy, **4**: 1-185; Amsterdam (Elsevier).

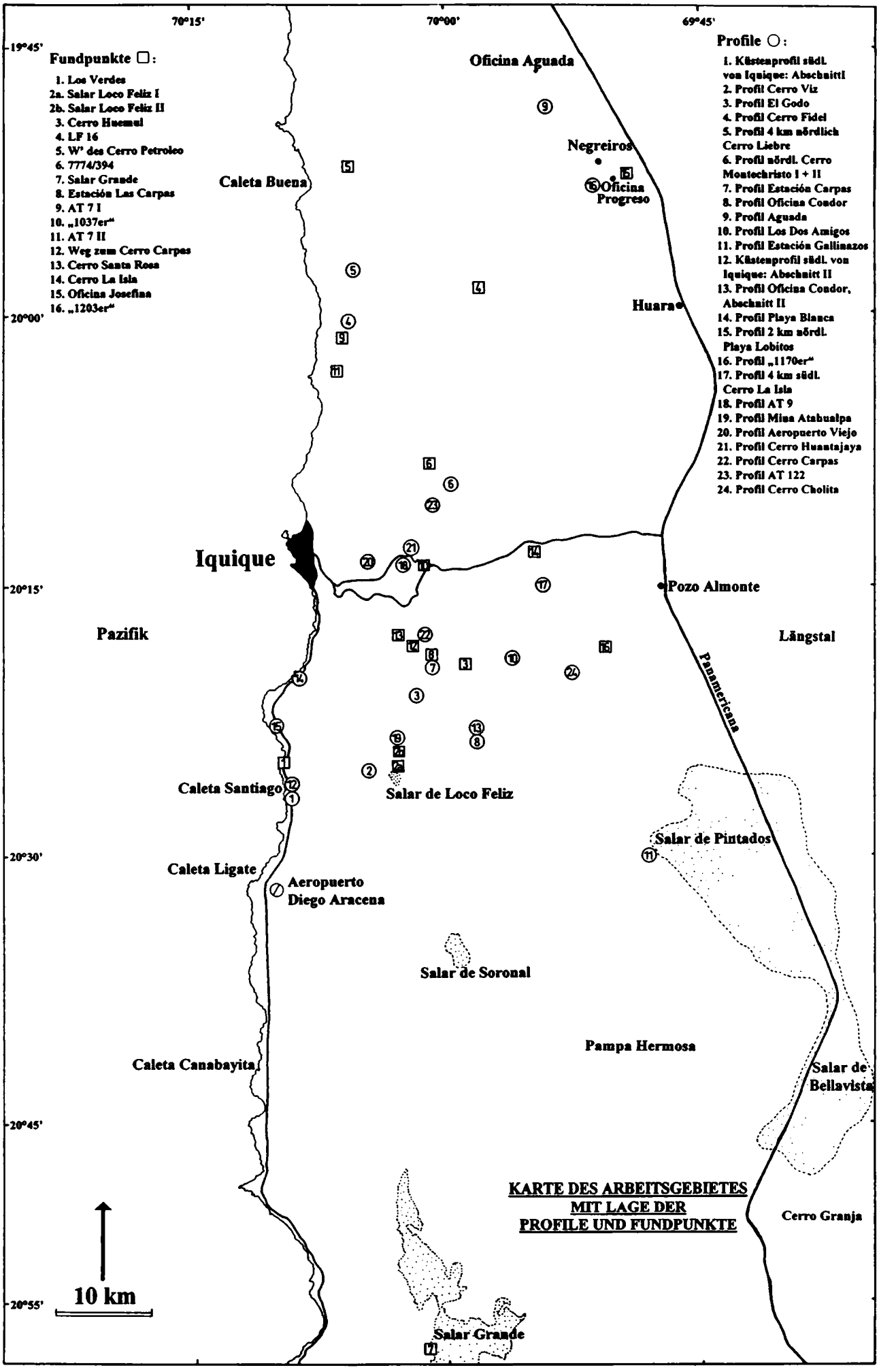
WRIGHT, V.P. & BURCHETTE, T.P. (1996): Shallow-water carbonate environments. - In: READING, H.G. (ed.): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. - 3. Aufl.: 325-394; Oxford (Blackwell Science).

YIN JIARUN (1996): *Neuqueniceras (Frickites) tibeticum*: an Andean ammonite in the Middle Jurassic of South Tibet. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **9**: 517-526; Stuttgart.

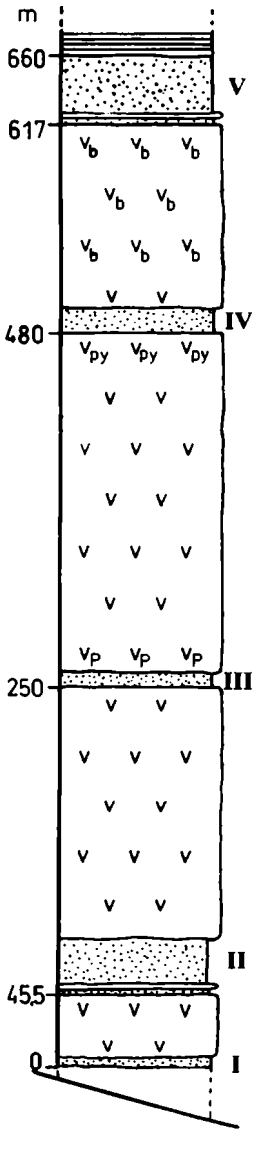
YIN JIARUN & FÜRSICH, F.T. (1991): Middle and Upper Jurassic bivalves from the Tanggula Mountains, W-China. - Beringeria, **4**: 127-192; Würzburg.

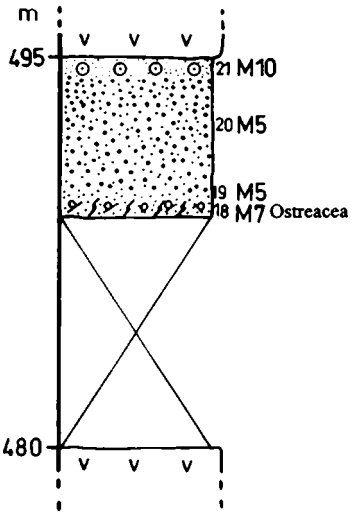
ZIMMERLE, W. (1991): Stratigraphic distribution, lithological paragenesis, depositional environments and diagenesis of fossil siliceous sponges in Europe. - In: REITNER, J. & KEUPP, H. (Eds.): Fossil and recent sponges. - 554-577; Berlin (Springer-Verlag).

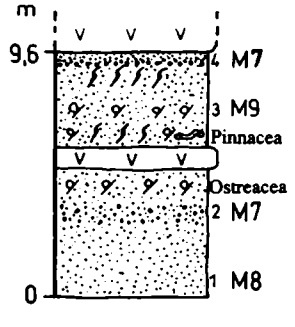
Anhang

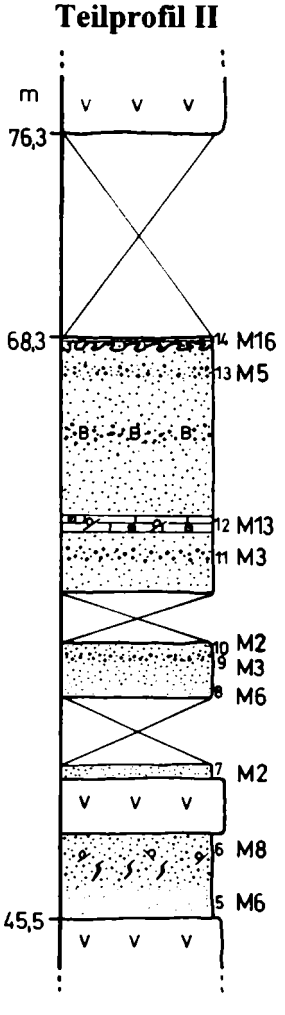

70°15'
70°00'
69°45'
19°45'
20°00'
20°15'
20°30'
20°45'
20°55'
Fundpunkte □:
1. Los Verdes
2a. Salar Loco Feliz I
2b. Salar Loco Feliz II
3. Cerro Huemul
4. LF 16
5. W' des Cerro Petroleo
6. 7774/394
7. Salar Grande
8. Estación Las Carpas
9. AT 7 I
10. „1037er"
11. AT 7 II
12. Weg zum Cerro Carpas
13. Cerro Santa Rosa
14. Cerro La Isla
15. Oficina Josefina
16. „1203er"
Profile ○:
1. Küstenprofil südl. von Iquique: Abschnitt I
2. Profil Cerro Viz
3. Profil El Godo
4. Profil Cerro Fidel
5. Profil 4 km nördlich Cerro Liebre
6. Profil nördl. Cerro Montechristo I + II
7. Profil Estación Carpas
8. Profil Oficina Condor
9. Profil Aguada
10. Profil Los Dos Amigos
11. Profil Estación Gallinazos
12. Küstenprofil südl. von Iquique: Abschnitt II
13. Profil Oficina Condor, Abschnitt II
14. Profil Playa Blanca
15. Profil 2 km nördl. Playa Lobitos
16. Profil „1170er"
17. Profil 4 km südl. Cerro La Isla
18. Profil AT 9
19. Profil Mina Atahualpa
20. Profil Aeropuerto Viejo
21. Profil Cerro Huantajaya
22. Profil Cerro Carpas
23. Profil AT 122
24. Profil Cerro Cholita
Oficina Aguada
Negreiros
Oficina Progreso
Caleta Buena
Huara
Iquique
Pozo Almonte
Pazifik
Längstal
Panamericana
Caleta Santiago
Salar de Loco Feliz
Salar de Pintados
Caleta Ligate
Aeropuerto Diego Aracena
Salar de Soronal
Pampa Hermosa
Caleta Canabayita
Salar de Bellavista
Cerro Granja
Salar Grande
10 km
KARTE DES ARBEITSGEBIETES MIT LAGE DER PROFILE UND FUNDPUNKTE

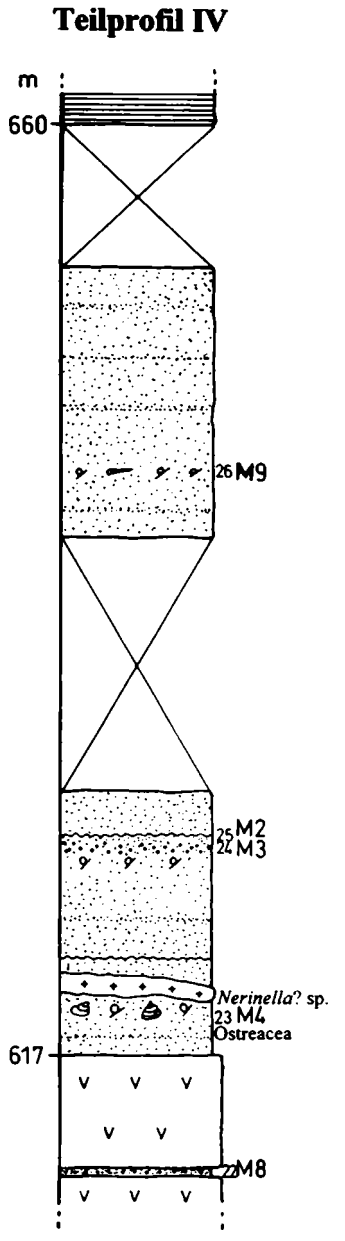
1. Küstenprofil südlich von Iquique:
Abschnitt I (Bereich südlich der Caleta Santiago)

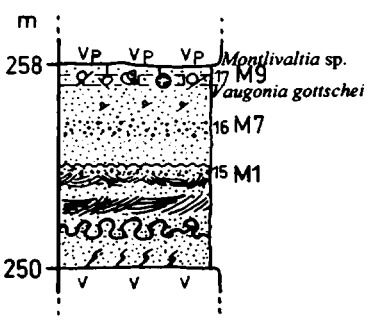




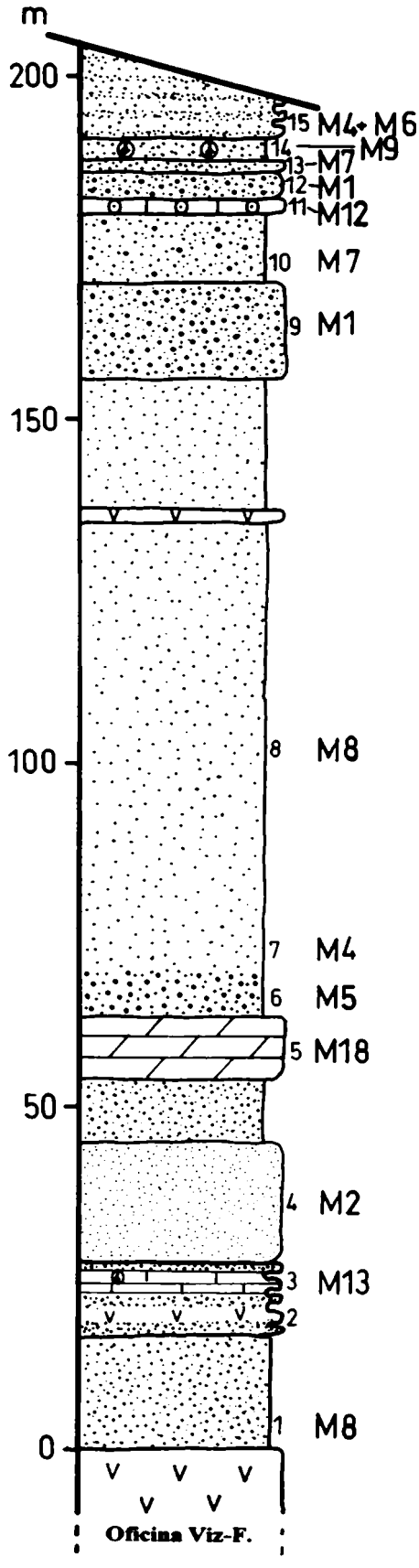




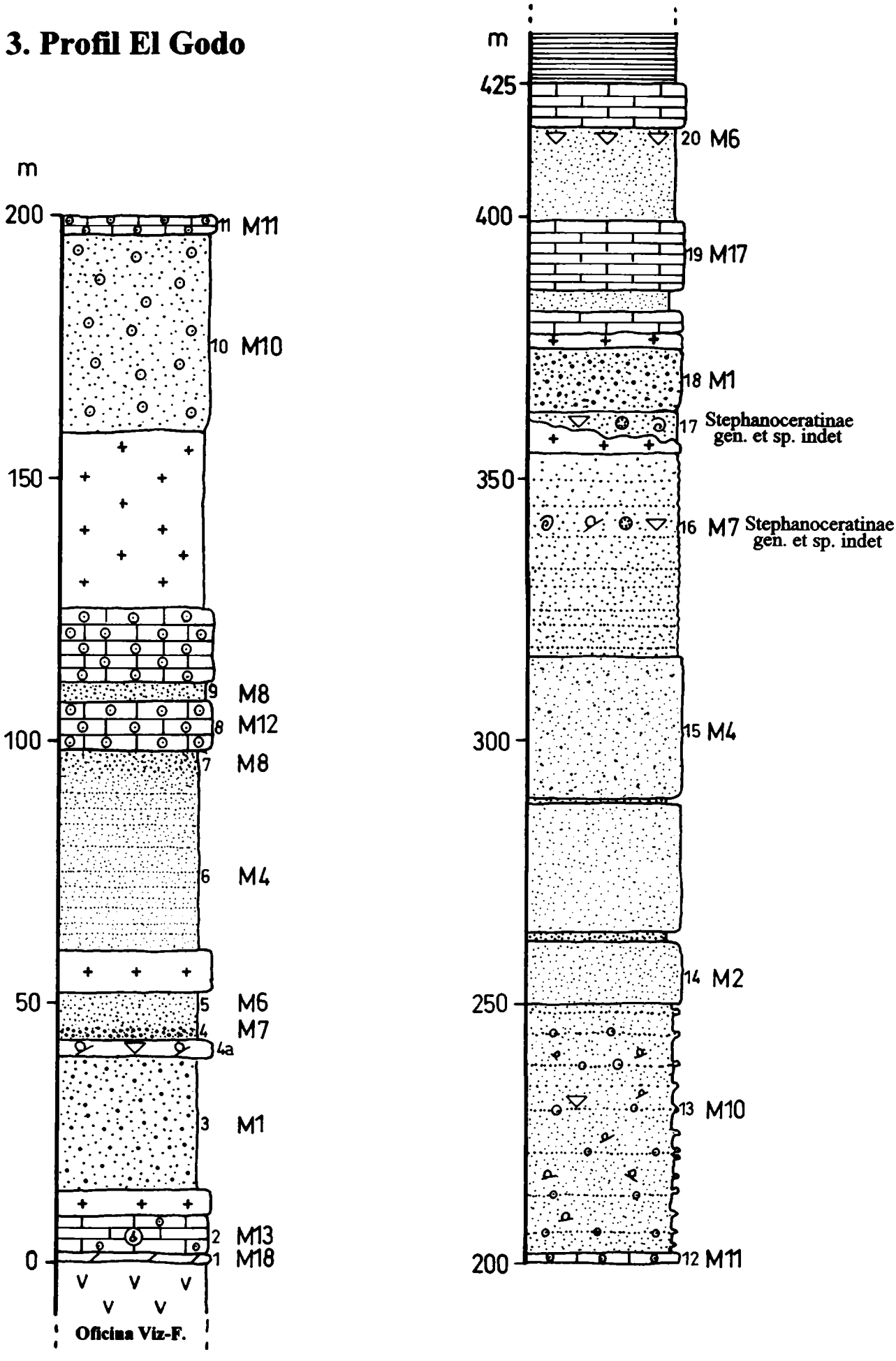




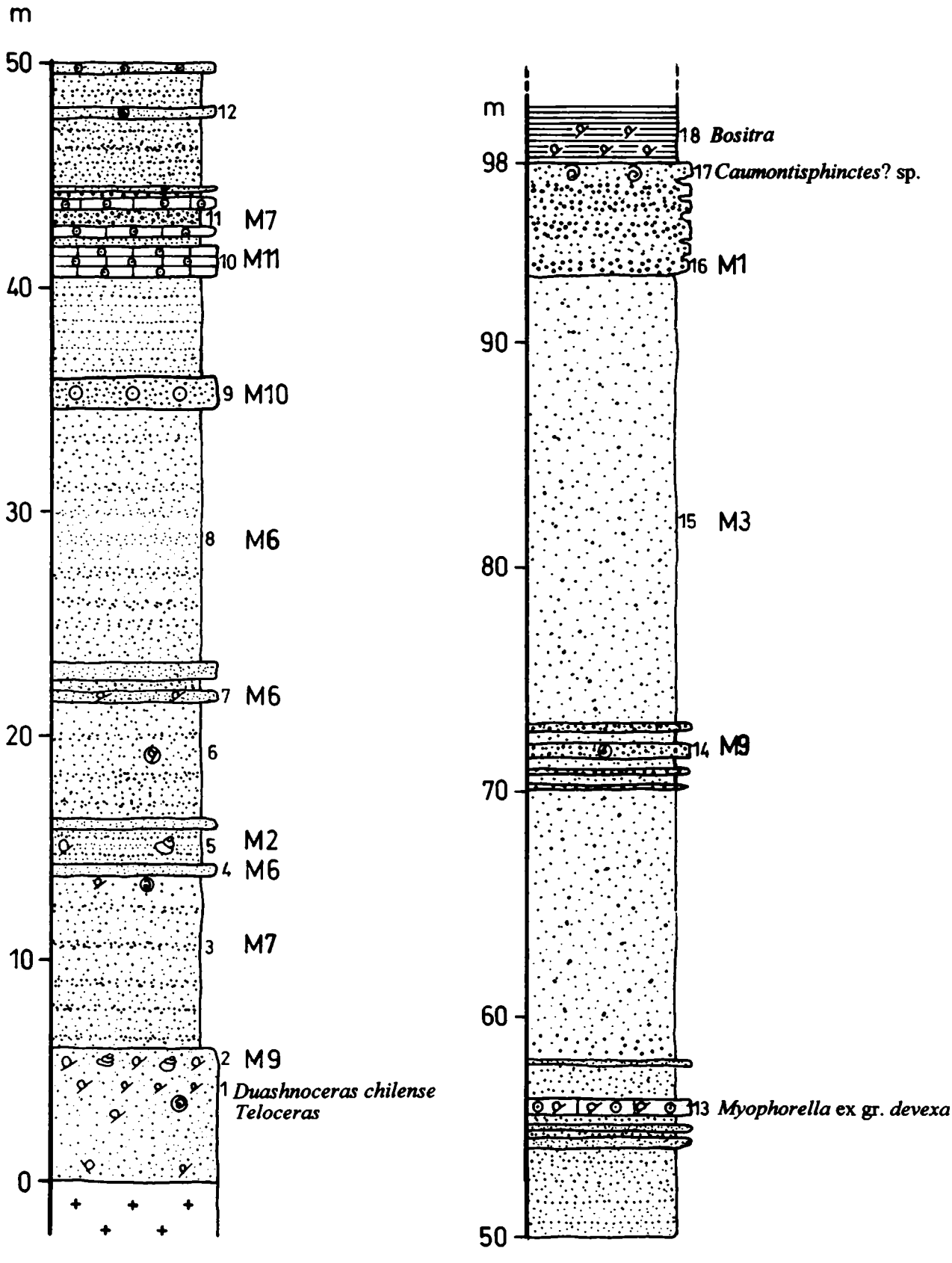
2. Profil Cerro Viz



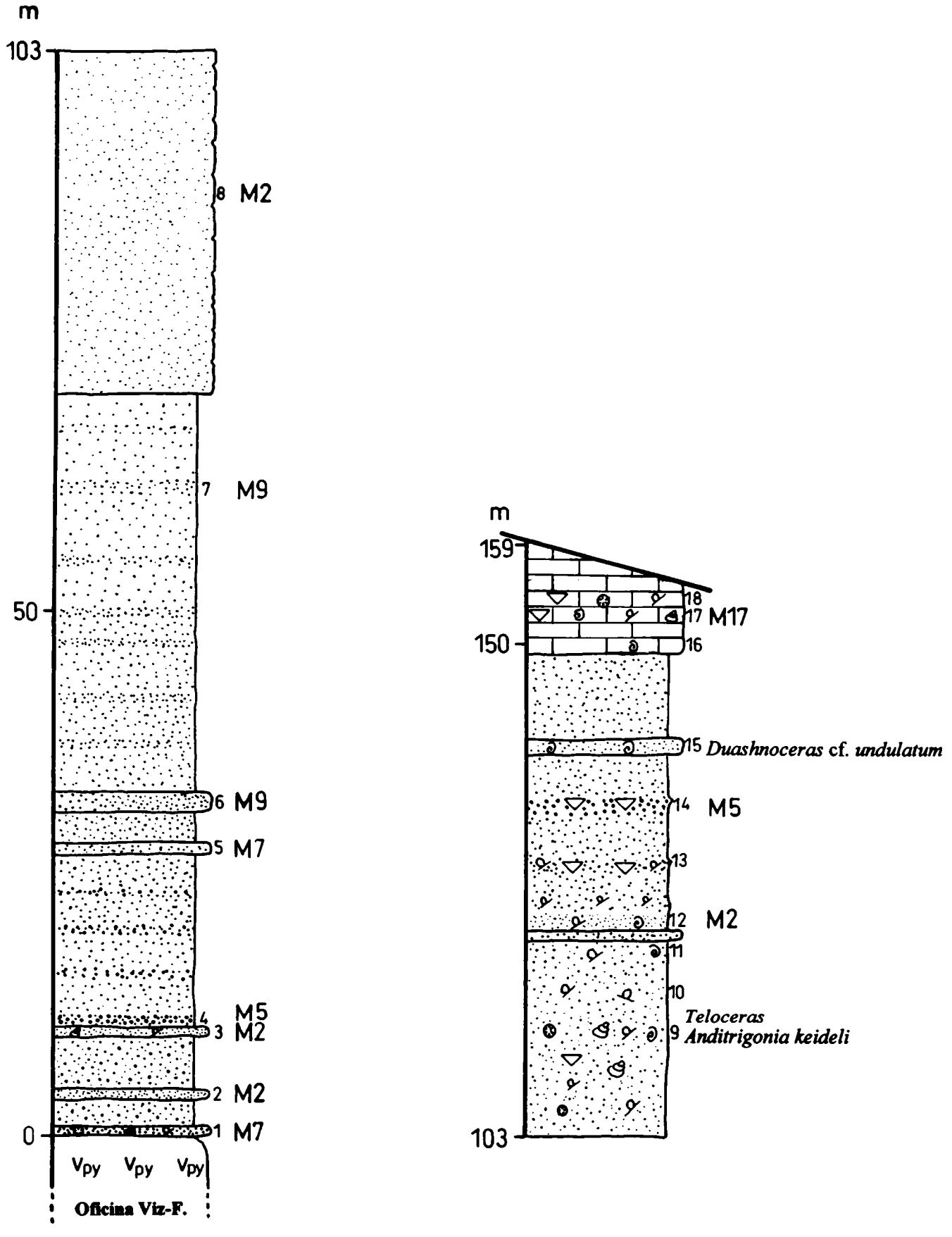
3. Profil El Godo



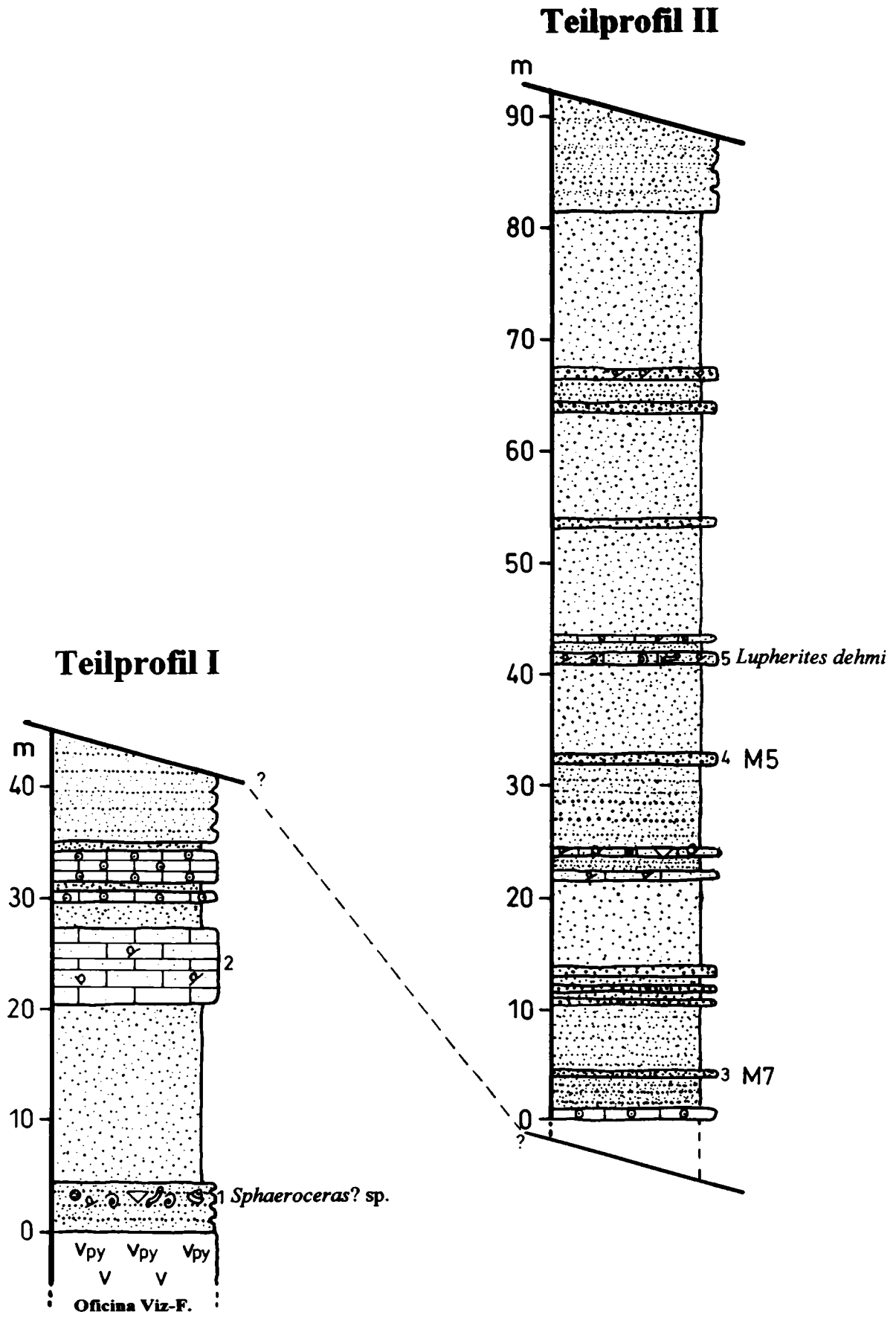
4. Profil Cerro Fidel



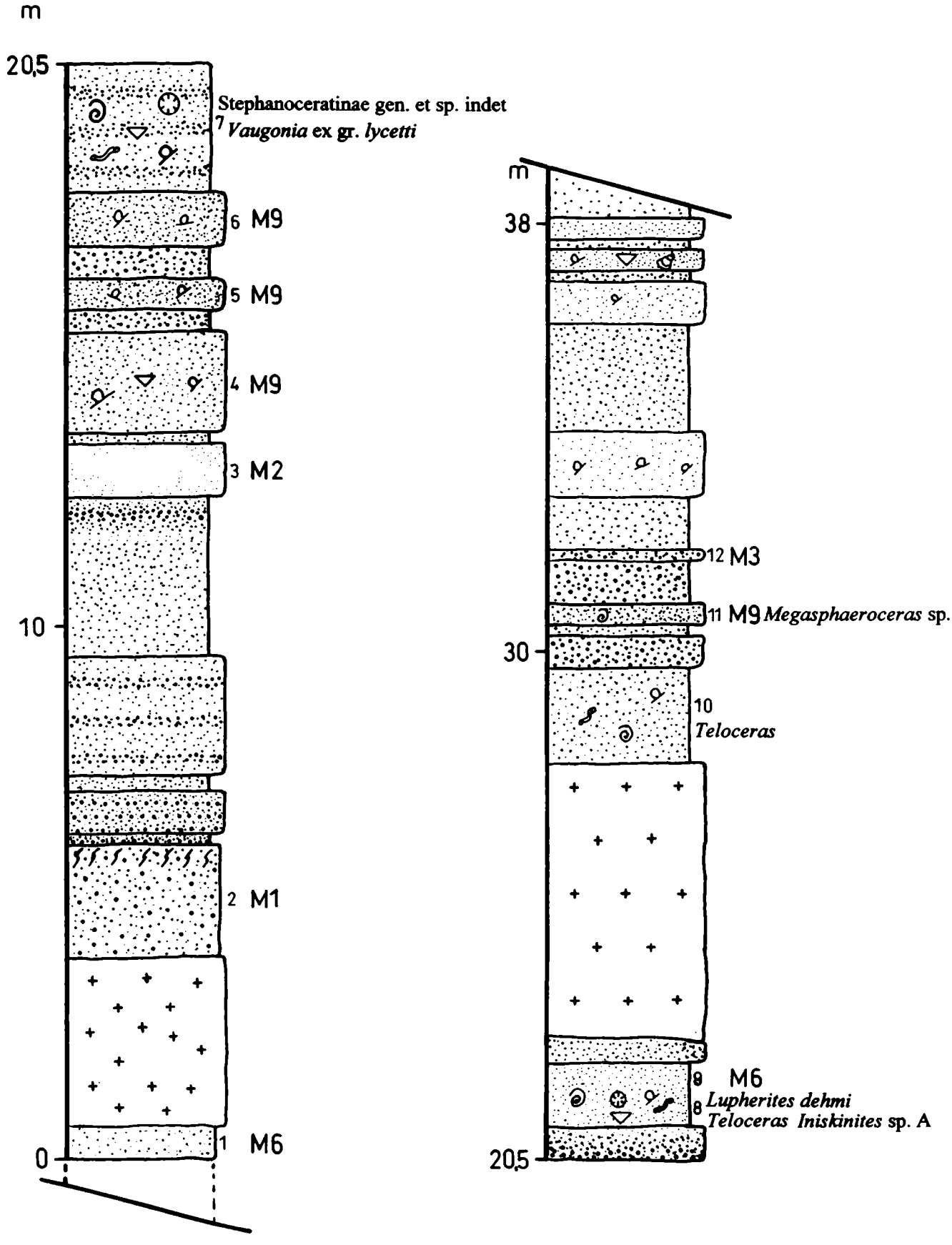
5. Profil 4 km nördlich Cerro Liebre



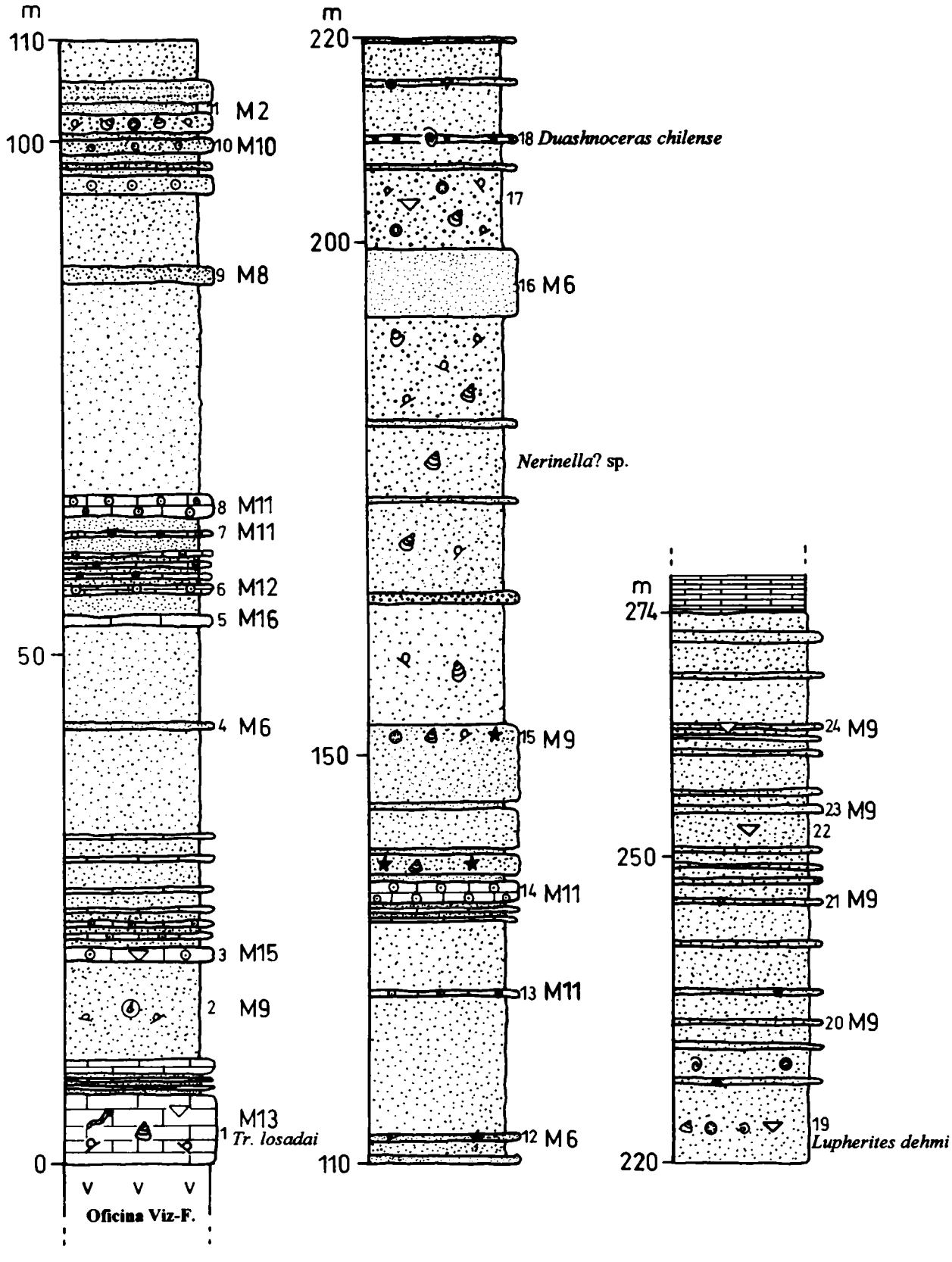
6. Profile Cerro Montechristo I + II



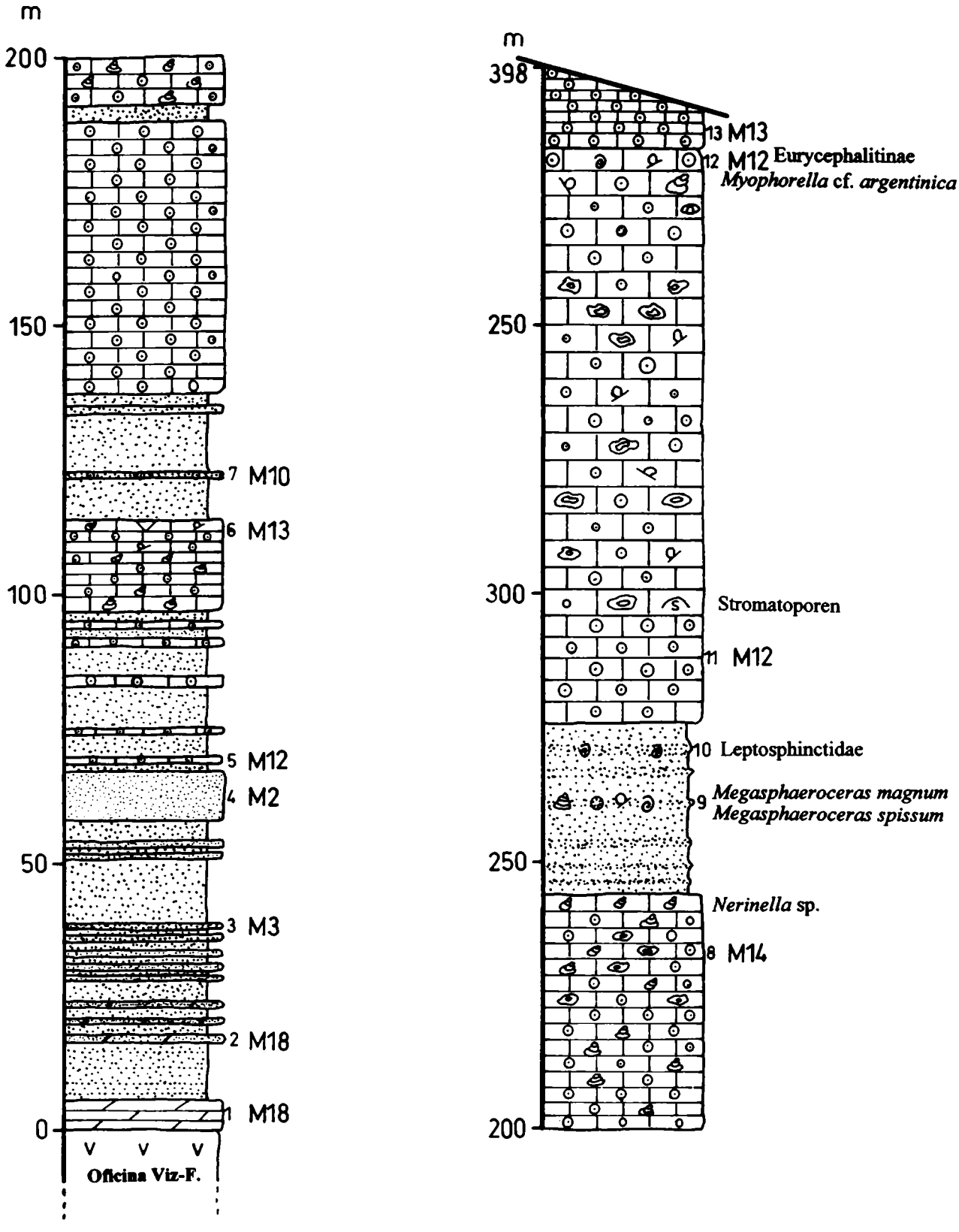
7. Profil Estación Las Carpas



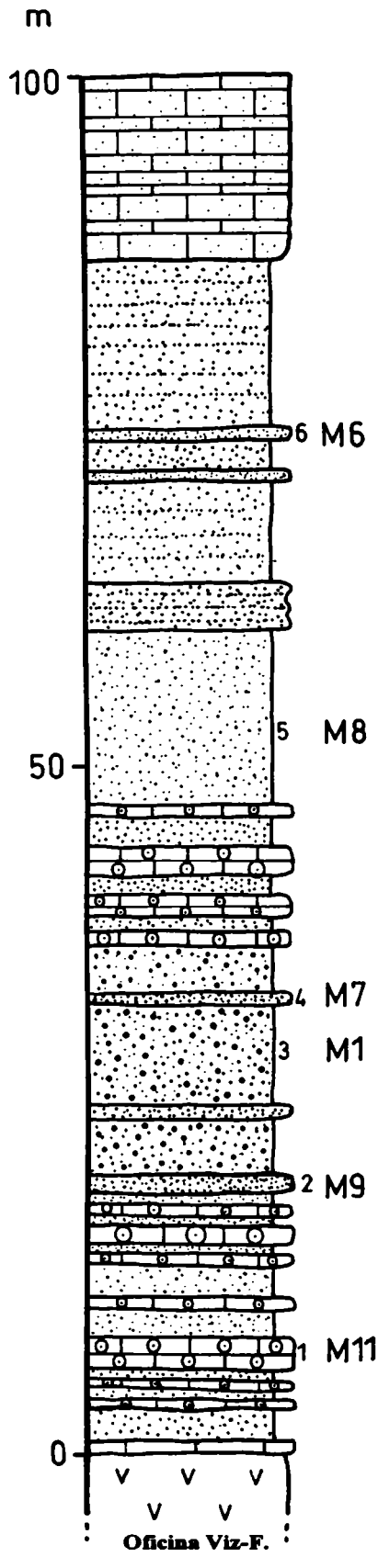
8. Profil Oficina Condor

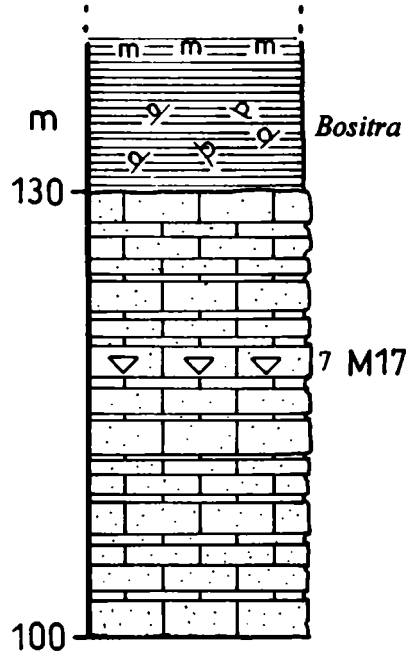


9. Profil Oficina Aguada

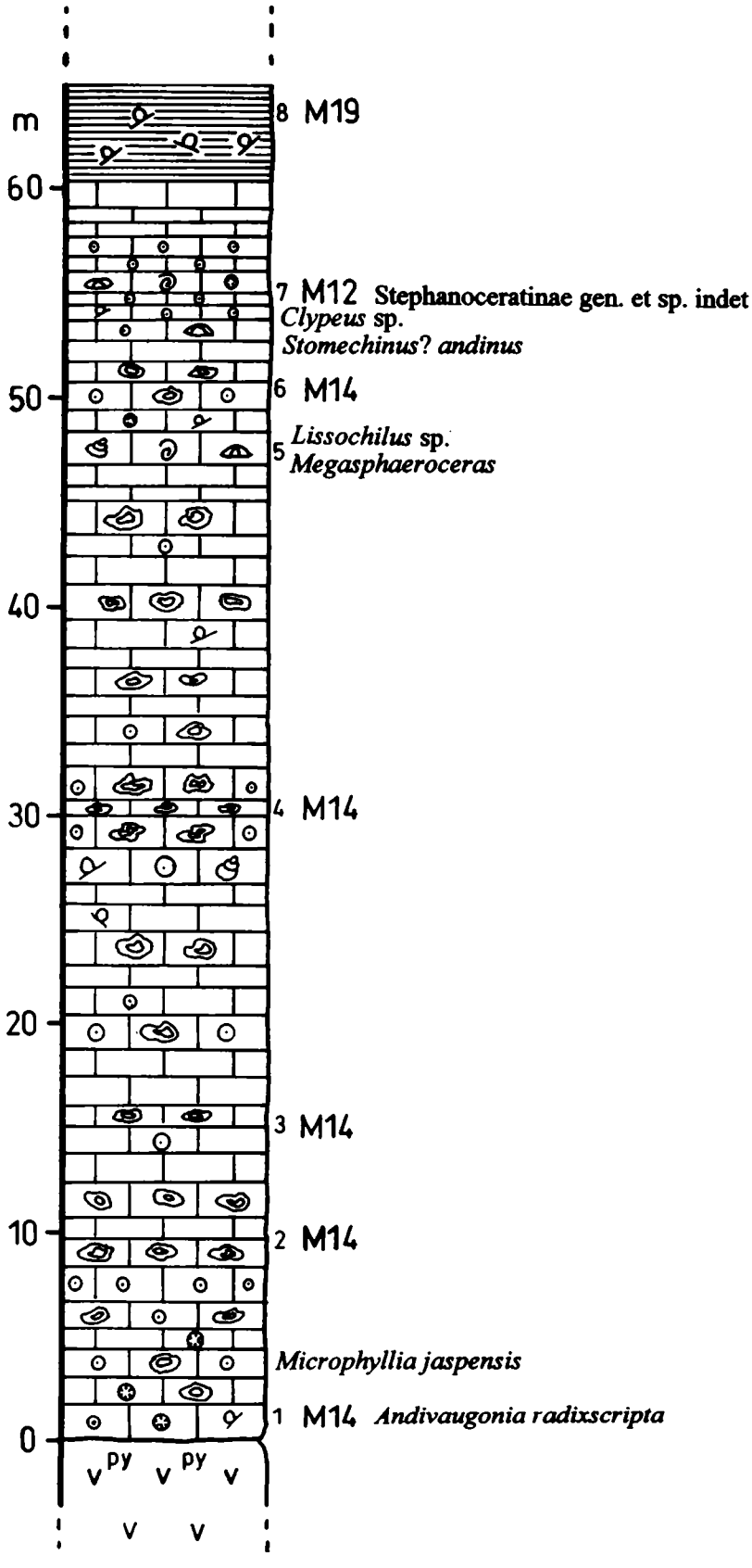


10. Profil Los Dos Amigos

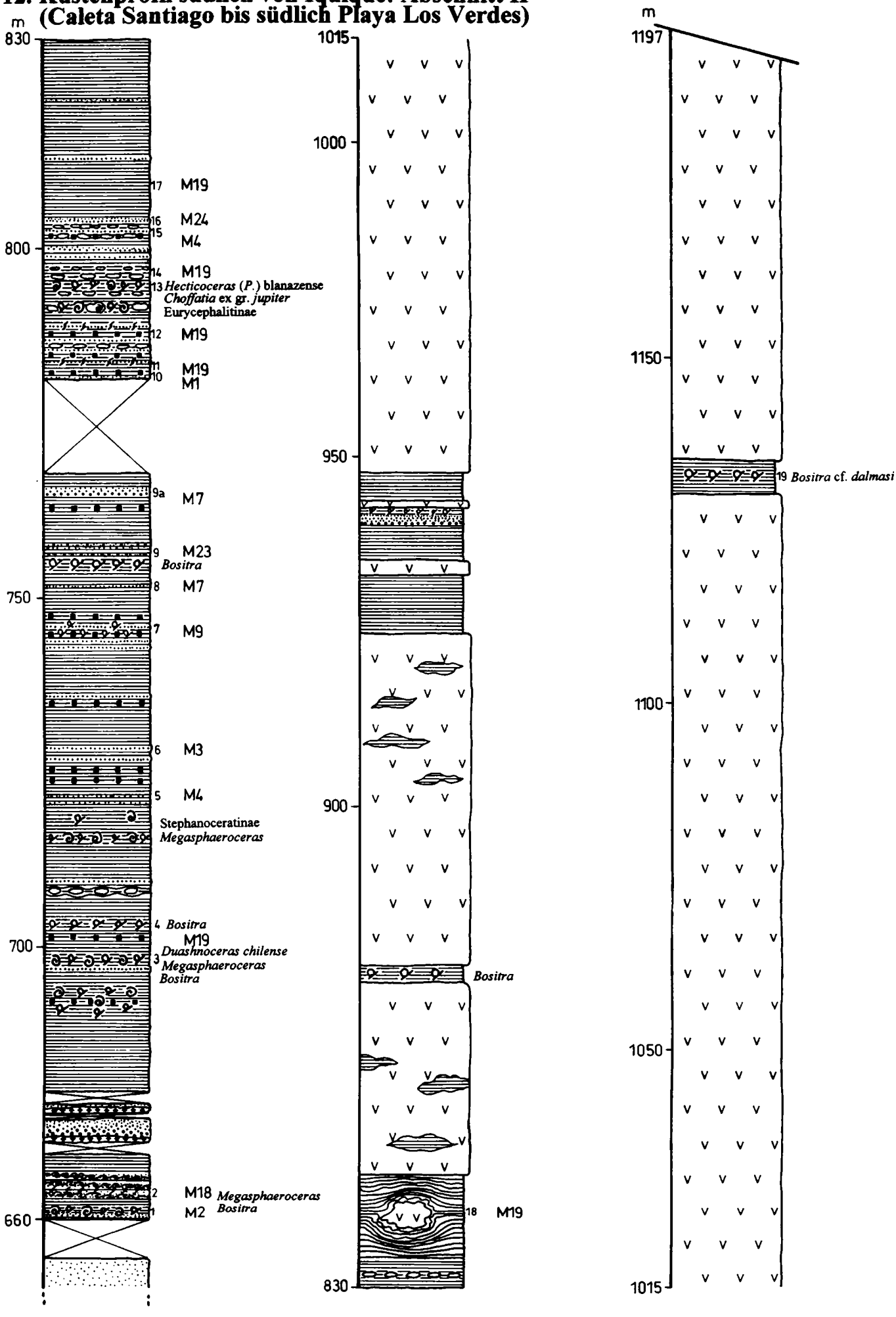




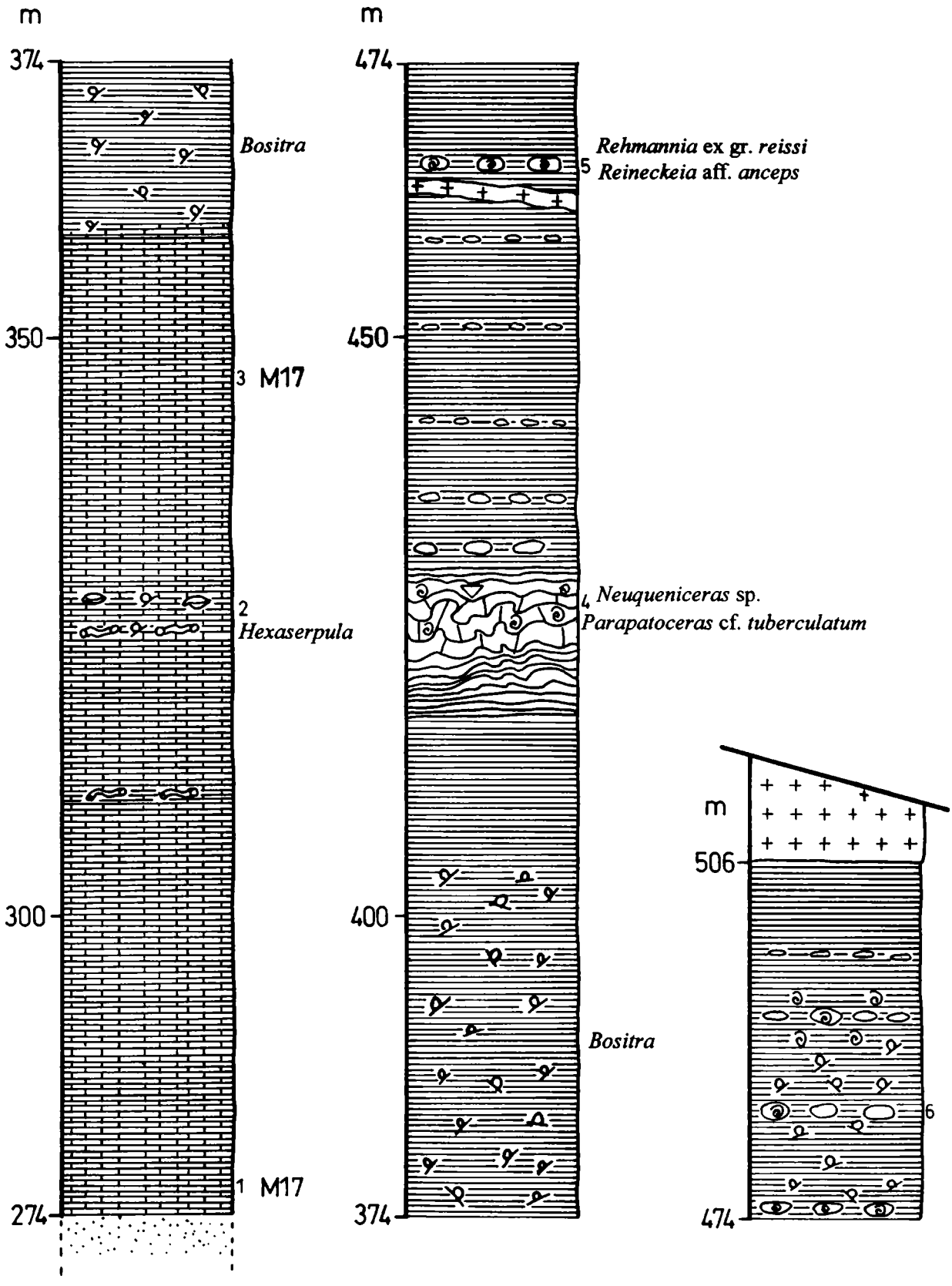
11. Profil Estación Gallinazos



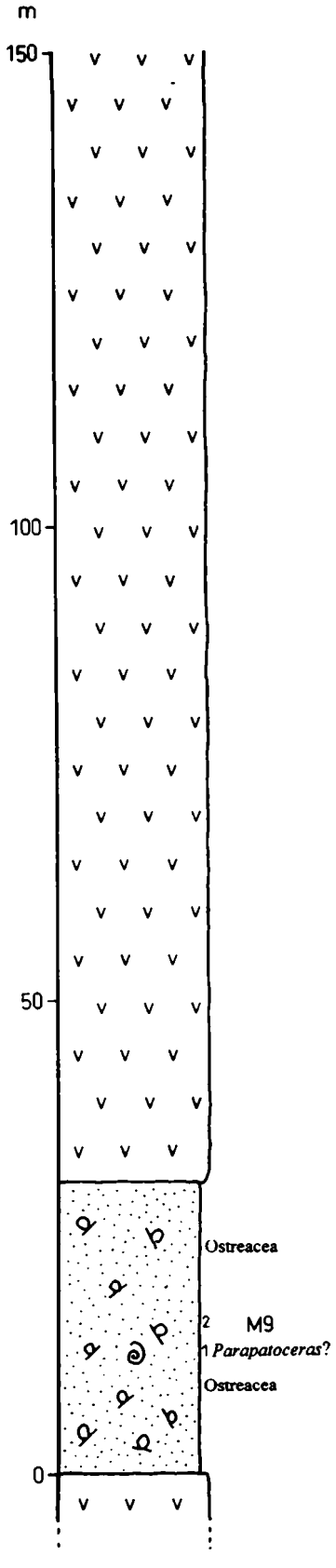
12. Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Caleta Santiago bis südlich Playa Los Verdes)

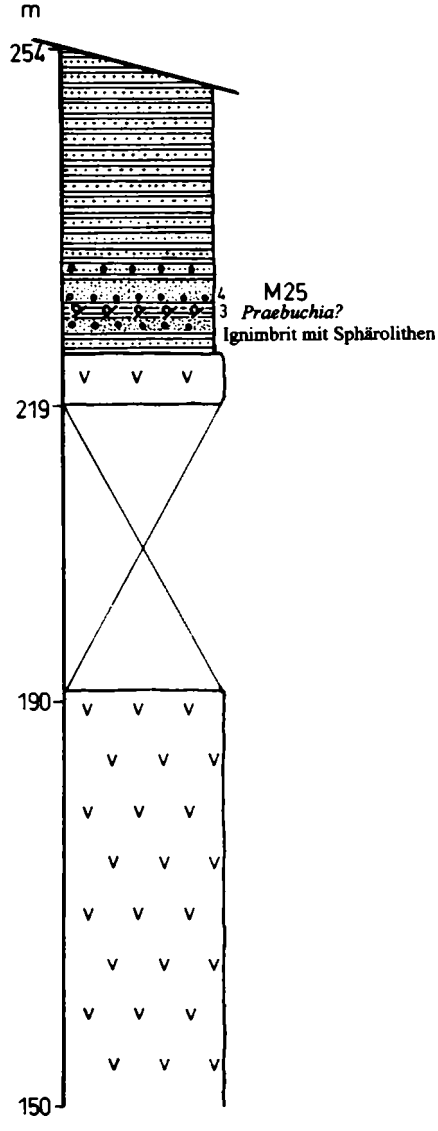


13. Profil Oficina Condor, Abschnitt II

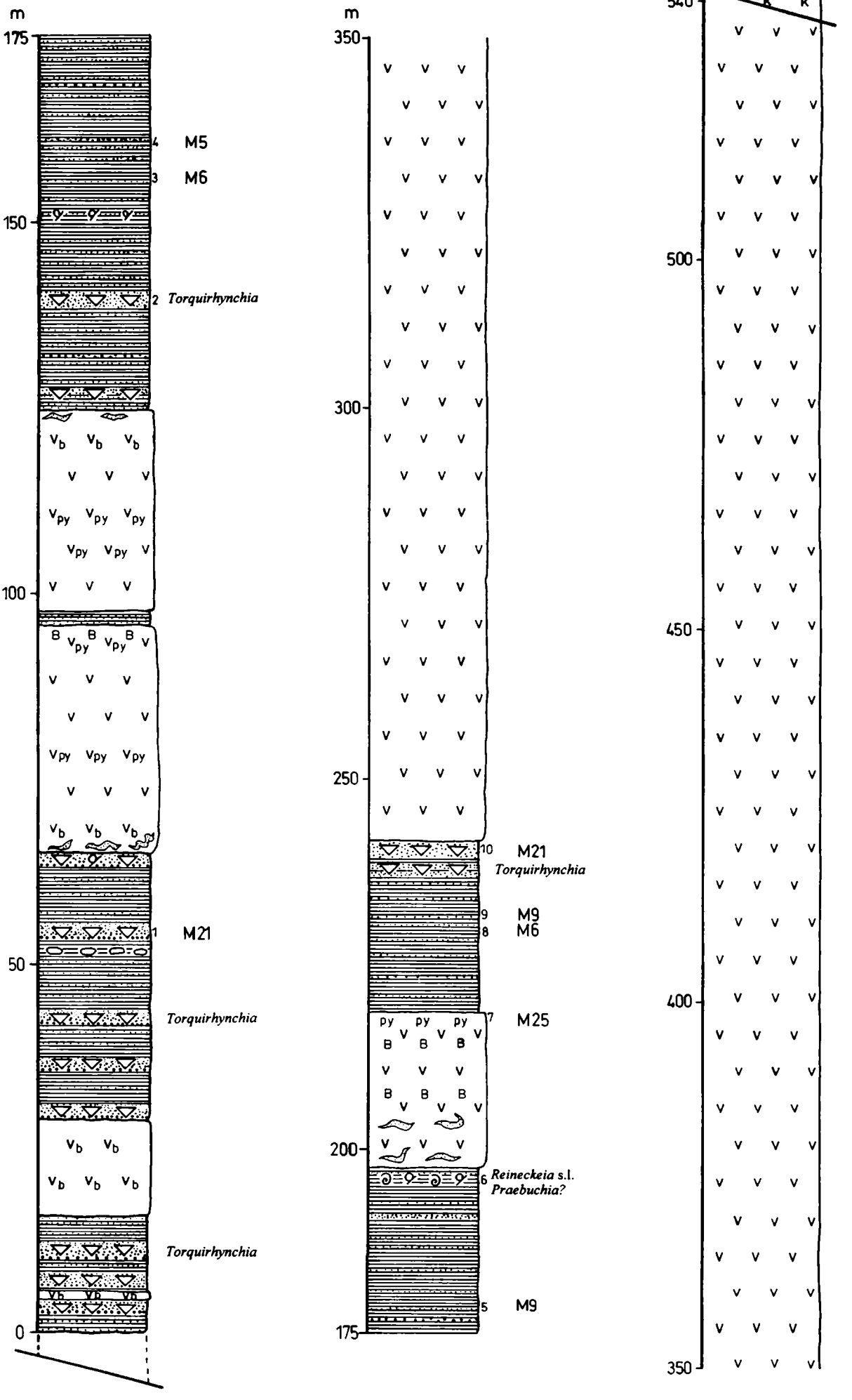


14. Profil Playa Blanca

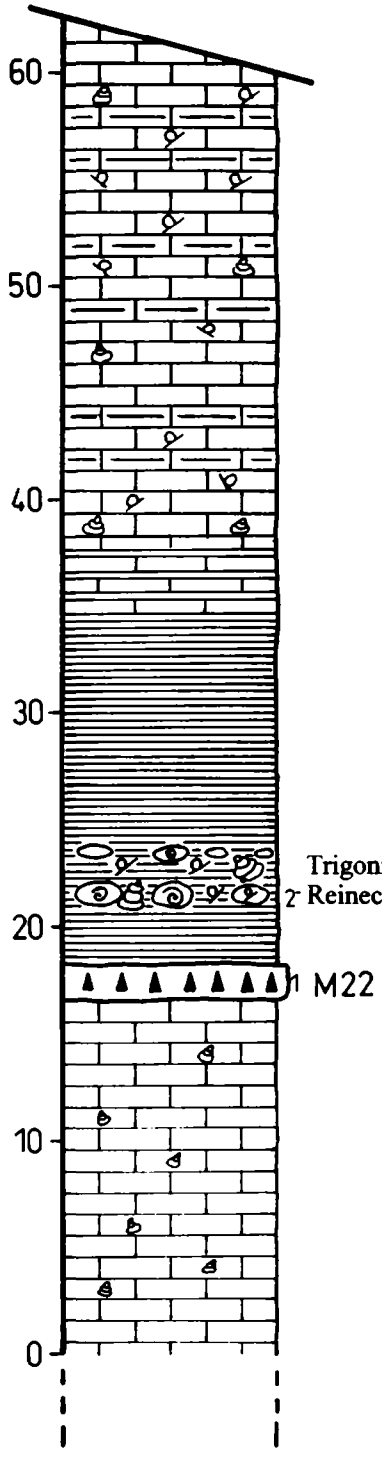




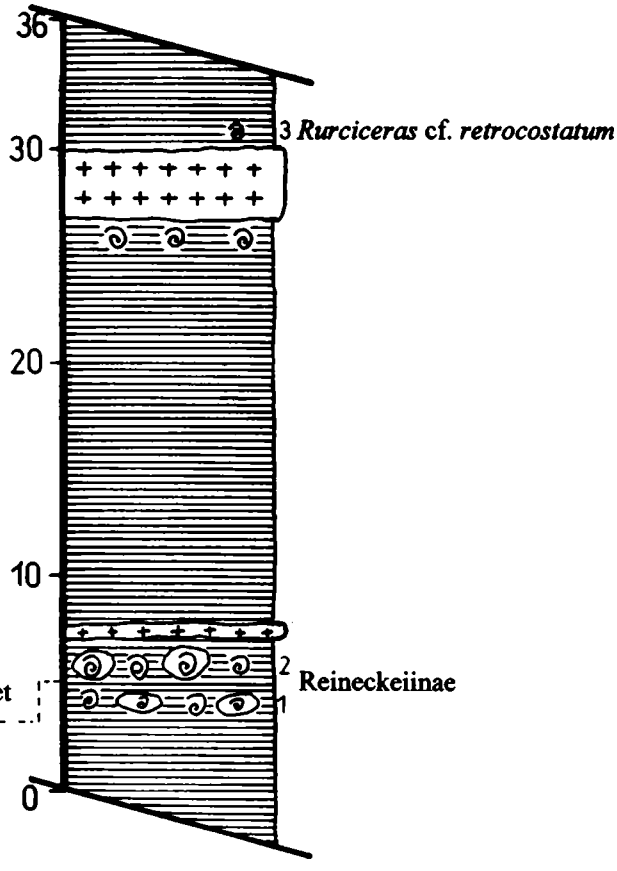
15. Profil 2 km nördlich Playa Lobitos

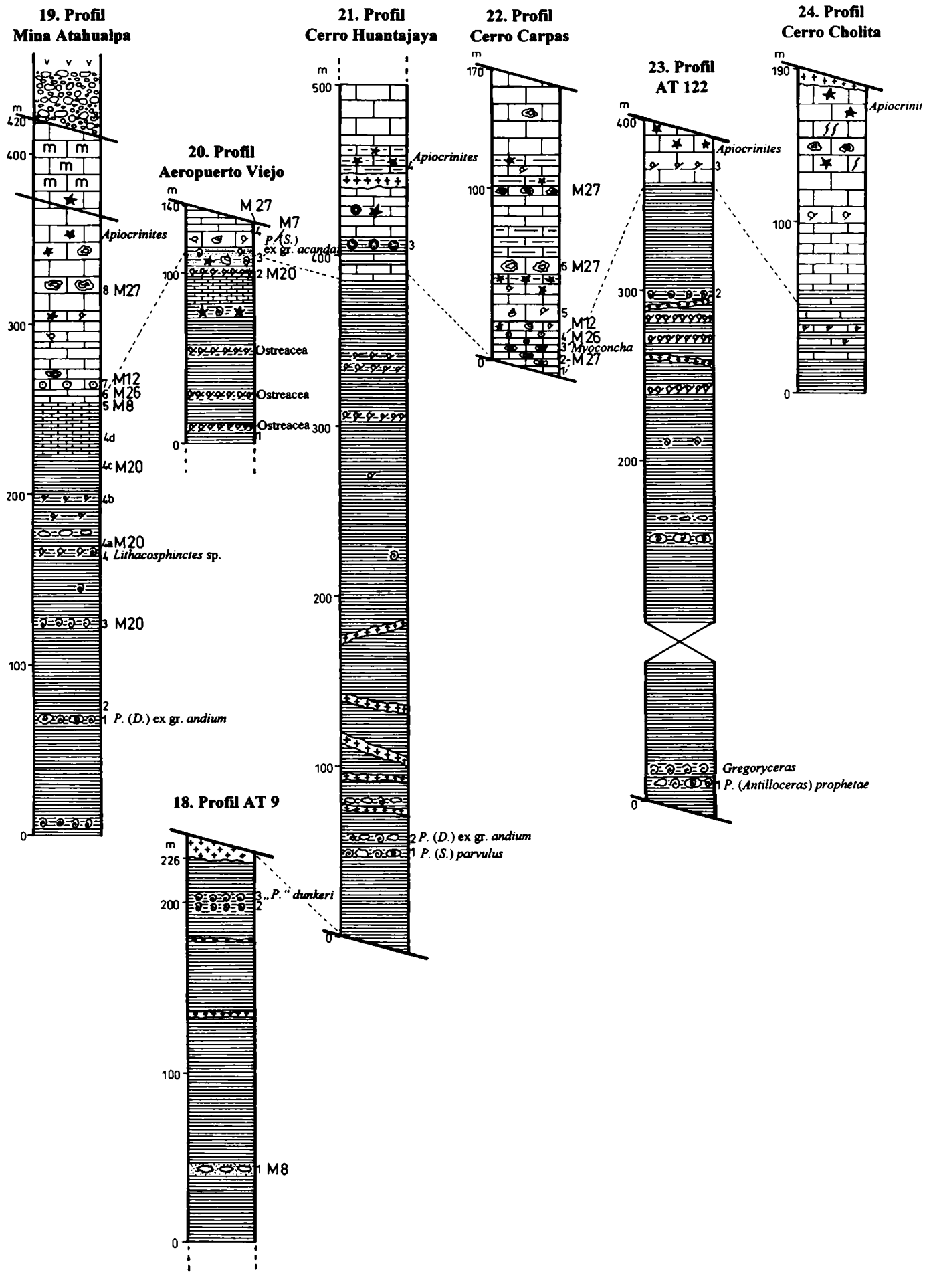


16. Profil „1170er“



17. Profil
4 km südlich Cerro La Isla




19. Profil
Mina Atahualpa
m
420
400
300
200
100
0
Apiocrinites
8 M27
7 M12
6 M26
5 M8
4d
4c M20
4b
4a M20
4 Lithacosphinctes sp.
3 M20
2
1 P. (D.) ex gr. andium
20. Profil
Aeropuerto Viejo
m
140
100
0
M 27
M7
4 P. (S.) ex gr. acanda
3
2 M20
Ostreacea
Ostreacea
Ostreacea
1
21. Profil
Cerro Huantajaya
m
500
400
300
200
100
0
Apiocrinites
4
3
2 P. (D.) ex gr. andium
1 P. (S.) parvulus
22. Profil
Cerro Carpas
m
170
100
0
M27
6 M27
5
4 M12
3 M26
2 Myoconcha
1 M27
23. Profil
AT 122
m
400
300
200
0
Apiocrinites
3
2
Gregoryceras
1 P. (Antilloceras) prophetae
24. Profil
Cerro Cholita
m
190
100
0
Apiocrinit
18. Profil AT 9
m
226
200
100
0
3 „P." dunkeri
2
1 M8

Profil-Schlüssel (Probennummern)

D = Dünnschliffprobe, F = Fossilien

1. Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I

1. D 150493/-10
2. D 150493/-1
3. D 150493/-11
4. D 150493/-3
5. D 150493/-4
6. D 150493/-13
7. D 150493/-5
8. D 150493/-12
9. D 150493/-6
10. D 150493/-7
11. D 150493/-8
12. D 150493/-9
13. D 150493/-10a
14. D 160493/-1
15. D 160493/-2
16. D 160493/-4
17. D 160493/-5
    F 080493/-2
18. D 160493/-6a
19. D 160493/-6b
20. D 160493/-7
21. D 160493/-8, -9
22. D 170493/-1
23. D 170493/-2
24. D 170493/-3a
25. D 170493/-3
26. D 170493/-6

2. Profil Cerro Viz

1. D 180194/-1
2. D 180194/-2a
3. D 180194/-2b
4. D 180194/-3
5. D 180194/-4
6. D 180194/-5
7. D 180194/-6
8. D 180194/-7
9. D 180194/-8
10. D 180194/-9
11. D 180194/-10
12. D 180194/-12
13. D 180194/-13
14. D 180194/-14
15. D 180194/-11a, b

3. Profil El Godo

1. D 010593/-1
2. D 010593/-2
3. D 010593/-4

4a. F 010593/-5

4. D 010593/-6
5. D 010593/-7
6. D 010593/-8
7. D 010593/-9
8. D 010593/-10
9. D 010593/-11
10. D 010593/-13
11. D 010593/-15
12. D 010593/-16
13. D 010593/-14
    F 020593/-2
14. D 020593/-3
15. D 020593/-4
16. D 020593/-5
    F 020593/-5
17. F 020593/-6
18. D 020593/-7
19. D 020593/-8
20. D 020593/-9

4. Profil Cerro Fidel

1. F 200593/-2
   F 070493/-2
2. D 200593/-2a
3. D 200593/-3
4. D 200593/-4
5. D 200593/-5
6. F 200593/-6
7. D 200593/-7
8. D 200593/-8
9. D 200593/-9
10. D 200593/-10
11. D 200593/-11
12. D 200593/-12
13. F 070493/-3
14. D 200593/-14
15. D 200593/-15
16. D 200593/-16
17. F 200593/-17
    F 070493/-4

5. Profil 4 km nördlich Cerro Liebre

1. D 200294/-1
   F 200294/-1
2. D 200294/-2
3. D 200294/-3
4. D 200294/-4
5. D 200294/-5
6. D 200294/-6
7. D 200294/-7
8. D 200294/-8
9. F 200294/-9
10. F 200294/-9a
11. F 200294/-10
12. D 200294/-10a
13. F 200294/-11
14. D 200294/-12
15. F 200294/-13
16. F 200294/-15
17. 200294/-14, -15, -16
18. F 200294/-16

6. Profil Cerro Montechristo I, II

1. F 280194/-1
2. F 280194/-2
3. D 311094/-1
4. D 311094/-2
5. F 311094/-4

7. Profil Estación Las Carpas

1. D 280493/-1
2. D 280493/-2

3. D 280493/-4
4. D 280493/-5
5. D 280493/-6
6. D 280493/-7
7. F 280493/-8, -9:
8. F 280493/-10, 10a
9. D 280493/-13
10. F 280493/-11
11. D 280493/-14
F 280493/-12
12. D 280493/-15

7. Profil Oficina Condor

1. D 060294/-1, -2
F 250194/-2
2. D 060294/-3
3. D 060294/-4a, b
4. D 060294/-5
5. D 060294/-6
6. D 060294/-7
7. D 060294/-8
8. D 060294/-9
9. D 060294/-10
10. D 060294/-11
11. D 060294/-12
12. D 060294/-13
13. D 060294/-14
14. D 060294/-15
15. D 060294/-16
F 060294/-16
16. D 060294/-17
17. F 060294/-18
18. F 060294/-19
19. F 070294/-1
20. D 070294/-2
21. D 070294/-3
22. F 070294/-4
23. D 070294/-5
24. D 070294/-6

9. Profil Oficina Aguada

1. D 021194/-2
2. D 021194/-2a
3. D 041194/-3
4. D 041194/-4
5. D 041194/-5
6. D 041194/-6
7. D 041194/-7
8. D 041194/-8
9. F 011194/-1
10. F 041194/-9
11. F 021194/-1
12. D 021194/-2c
F 021194/-2b
13. D 041194/-10

10. Profil Los Dos Amigos

1. D 100294/-5
2. D 100294/-8
3. D 100294/-9
4. D 100294/-10
5. D 100294/-12
6. D 100294/-14
7. D 100294/-15

11. Profil Estación Gallinazos

1. D 150593/-1
F 030493/-1
831218 (Slg.-Hillebrandt):
A. radixscripta
2. D 150593/-2
3. D 150593/-3
4. D 150593/-4
5. F 030493/-1a
6. D 150593/-5
7. D 150593/-6
F 150593/-6
8. D 150593/-8

12. Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II

1. D 170493/-4
2. D 170493/-5
3. D 280393/-3
F 280393/-3
F 260393/-1
4. F 280303/-2
5. D Me 18
6. D Me 16, 17
7. D Me 14
8. D Me 13
9. D Me 12
9a. D Me 11
10. D Me 10
11. D Me 9
12. D Me 8
13. F 270393/-1b
F 270393/-5
14. D Me 6
15. D Me 4
16. D 190493/-3
17. D Me 3
18. D Me 1, 2
19. F 190493/-4

13. Profil Oficina Condor, Abschnitt II

1. D 070294/-7
2. F 070294/-8
3. D 070294/-9
4. F 070294/-10
F 070294/-11
5. F 250194/-1
6. F 070194/-12

14. Profil Playa Blanca

1. F 310194/-4
2. D 310194/-3
3. F 310194/-1
4. D 310194/-2

15. Profil 2 km nördl. Playa Lobitos

1. D 060493/-1
2. F 060493/-1
3. D 240493/-2
4. D 240493/-1
5. D 240493/-3
6. F 280393/-1,
M.B.-C. 2196
7. D 240493/-4
8. D 280393/-1b
9. D 280393/-1a
10. D 240493/-5

16. Profil „1170er“

1. D 070995/-1
2. F 060995/-1
   M.B.-C. 2188
   M.B.-C. 2189
   M.B.-C. 2192
   M.B.-C. 2195

17. Profil 4 km südl. Cerro La Isla

1. F 020394/-1
   F 301094/-6
   M.B.-C 2190
2. F 020394/-2
3. F 020394/-3

18. Profil AT 9

1. D 120294/-1
2. F 290194/-8
3. F 290194/-8a

19. Profil Mina Atahualpa

1. F 200194/-4
2. F 200194/-5
3. D 200194/-6
   F 200194/-6
4. F 200194/-8

4a. D 040294/-3
4b. D 040294/-4
4c. D 040294/-5
4d. D 040294/-6

5. D 040294/-7
6. D 040294/-8
7. D 040294/-9
8. D 040294/-10

20. Profil Aeropuerto Viejo

1. F 090294/-7
2. D 090294/-1
3. D 290394/-3
   F 090294/-3
4. D 090294/-4
   F 290194/-5a-f

21. Profil Cerro Huantajaya

1. F 260194/-1a
2. F 260194/-1
3. F 050394/-3
4. F 260194/-3

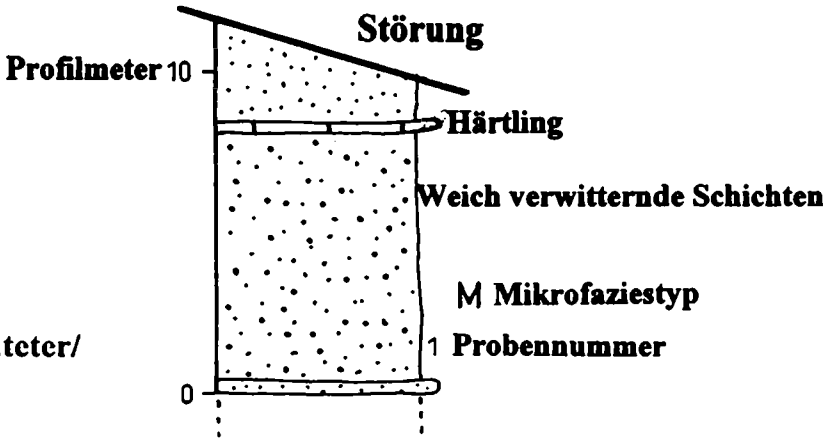
22. Profil Cerro Carpas

1. D 190294/-1
2. D 190494/-2
3. D 190493/-3a
   F 190493/-3
4. D 190493/-3
5. F 190493/-4
6. D 190493/-5

23. Profil AT 122

1. F AT 122/2
2. F 270194/-5
3. F 240294/-6

Legende:



- Kalke
- vulkaniklastische Kalke
- Wechsellagerung feingeschichteter/ gebankter Kalke
- metamorph überprägte Kalke/Lutite
- „Dolomit“
- feingeschichtete Lutite
- Lutite mit Kalkbänkchen
- Vulkaniklastite, undiff.
- grobkörnige Vulkaniklastite
- feinkörnige Vulkaniklastite
- Vulkaniklastite mit Gradierungen
- Vulkanite, undiff.
- Pillow-Laven
- Vulkanit-Brekzien
- Vulkanite und Pyroklastite
- Bomben-Tuffe
- Kreide-Vulkanite
- Konglomerate (kretazisch)
- Ganggesteine
- Schrägschichtung
- Wellenrippeln

- „convolute lamination“
- „slumping-structures“
- Fossilschutt
- Ammoniten
- Bivalven
- Gastropoden
- Brachiopoden
- Crinoiden
- Seeigel
- Korallen
- Serpeln
- Bioturbationen (Thallassinidae)
- Ooide
- Onkoide
- Konkretionen
- Pyrit-Anreicherungen

Tafeln

Tafel I

Fig. 1 *Microphyllia jaspensis* PRINZ, x 1, Profil Estación Gallinazos (Ko 150593/-5); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 2 *Actinastrea* cf. *crassoramosa* (MICHELIN), x 1, Fundpunkt Salar Loco Feliz (Ko 190194/-6); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 3 *Actinastrea pentagonalis* (GOLDFUSS), x 1, Profil Cerro Huantajaya (Ko 050394/-3); Übergangsbereich El Godo-/ Huantajaya-Formation.

Fig, 4 *Actinastrea*? *ramulifera* (ETALLON), x 1, Profil Cerro Huantajaya (Ko 050394/-3); Übergangsbereich El Godo-/ Huantajaya-Formation.

Fig. 5 *Isastrea marcoui* KOBY, x 1, Profil Estación Gallinazos (Ko 030493/-1); Caleta Ligate- Formation.

Fig. 6 *Montlivaltia* aff. *cottreaui* (COLLIGNON), x 1, Fundpunkt Salar Loco Feliz (Ko 160593/-9); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 7 *Isastrea* ex gr. *richardsoni* MILNE-EDWARDS & HAIME, x 1, Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-8); Caleta Ligate-Formation.

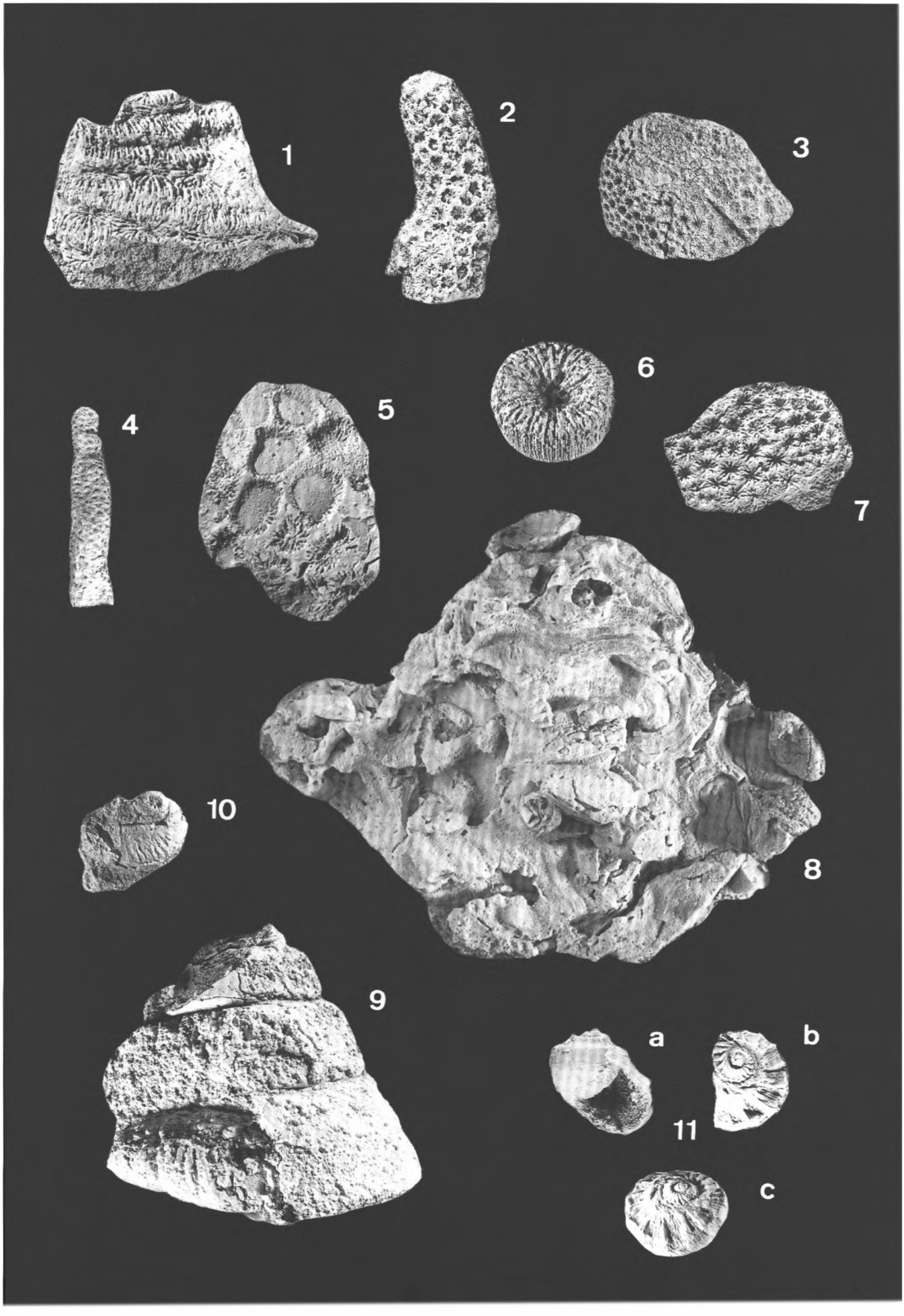
Fig. 8 Thamnasteriidae? gen. et sp. indet, x 1, Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-16); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 9 Trochoidea gen. et sp. indet, x1, Profil Oficina Condor (Ko 060294/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 10 *Neritopsis*? sp., x 1, Profil nördlich Cerro Montechristo I (Ko 280194/-1); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 11 a - c *Lissochilus* sp., x 1,5, Profil Estación Gallinazos (Ko 030493/-1a); Caleta Ligate-Formation.

Tafel I



Tafel II

Fig. 1 a, b — Cephalaspidea gen. et sp. indet, x 1,5, Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-1); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 2-6 — *Otostoma* sp., Fig. 2-4: x 1, Fig. 4-6: x 1,5, Profil Aeropuerto Viejo (Ko 290194/-5); Huantajaya-Formation.

Fig. 7-9 — *Nerinella*? sp., x 1, Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-10: Fig. 9), Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-1: Fig. 8), Profil Oficina Aguada (Ko 021194/-1: Fig. 7); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 10 — *Procerithium*? sp., x 1, Profil Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-12); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 11 — *Grammatodon* sp., x 1, Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-9), Caleta Ligate-Formation.

Fig. 12 — *Costigervillia* aff. *crassicosta* (MORRIS & LYCETT), x 1, Profil El Godo (Ko 020593/-5); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 13, 14 — *Pinna* aff. *kingi* MEEK, x 1, Profil Cerro Fidel (Ko 070493); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 15 — *Bositra buchii* (RÖMER), x 1, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 260393/-1); El Godo-Formation.

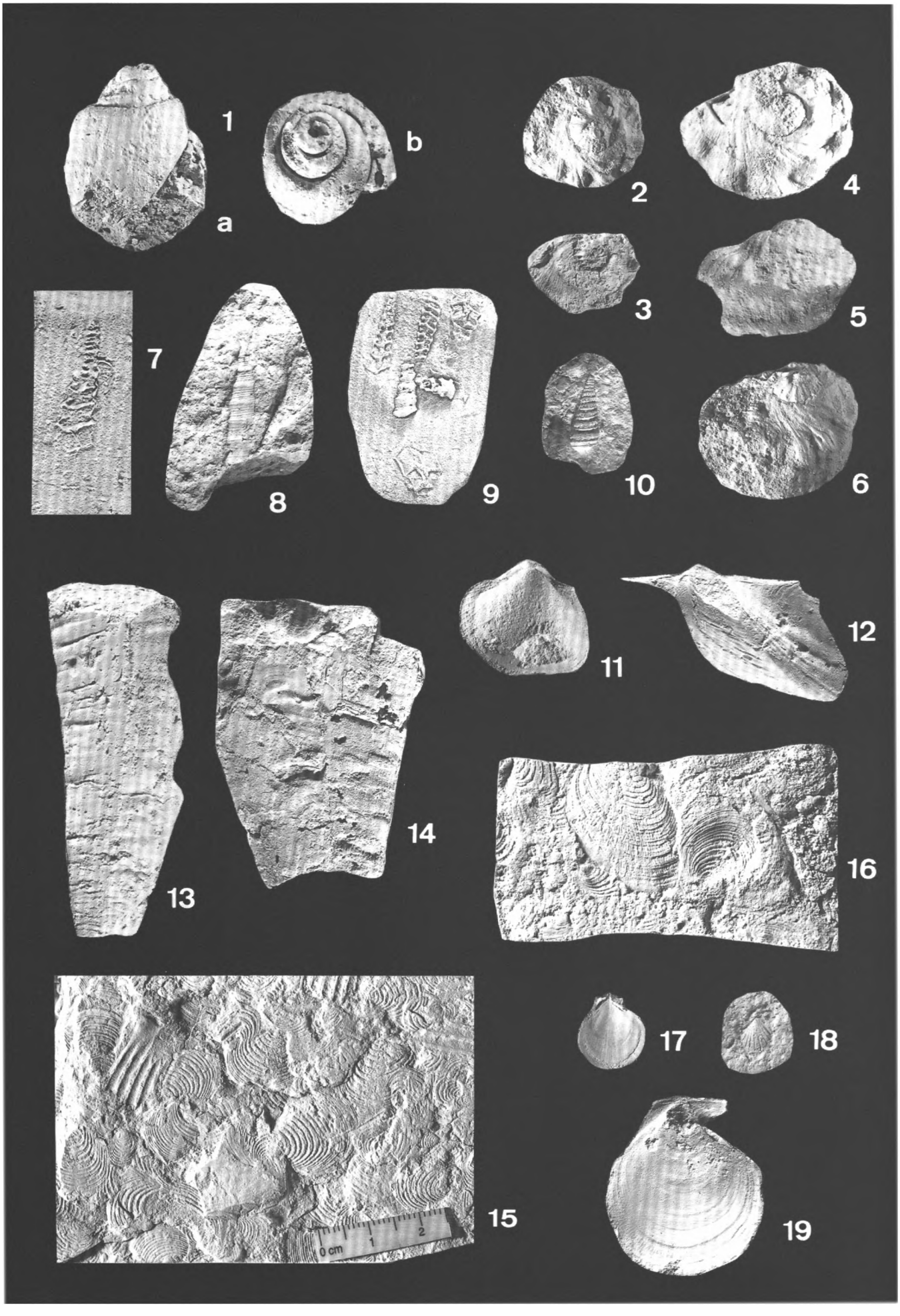
Fig. 16 — *Bositra* cf. *dalmasi* (DUMORTIER), x 1, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 270393/-1); El Godo-Formation.

Fig. 17 — *Entolium* (*E.*) *corneolum* (YOUNG & BIRD), x 1, Profil El Godo (Ko 020593/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 18 — *Propeamussium* (*P.*) sp., x 1, Fundpunkt W' des Cerro Petroleo (Ko 010294/-1); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 19 — *Camptonectes* (*C.*) *stygius* WHITE, x 1, Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-8); Caleta Ligate-Formation.

Tafel II



Tafel III

Fig. 1 — *Praebuchia*? sp., x 1, Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 280393/-1); El Godo-Formation.

Fig. 2, 3 — *Gryphaea* (*Bilobissa*) sp., x 1, Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 4, 5 — *Gryphaea* (*Catinula*?) sp., x 1, Fundpunkt Cerro Santa Rosa (Ko 050593/-2); Huantajaya-Formation.

Fig. 6 - 8 — *Trigonia stelzneri* GOTTSCHE, x 1, Fundpunkt Salar Loco Feliz (Ko 160593/-9); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 10 a, b — *Trigonia losadai* LEANZA, x 1, Profil Oficina Condor (Ko 060294/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 11 — *Vaugonia* (*V.*) *gottschei* (MÖRICKE), x 1, Profil El Godo (Ko 020593/-5); Caleta Ligate-Formation.

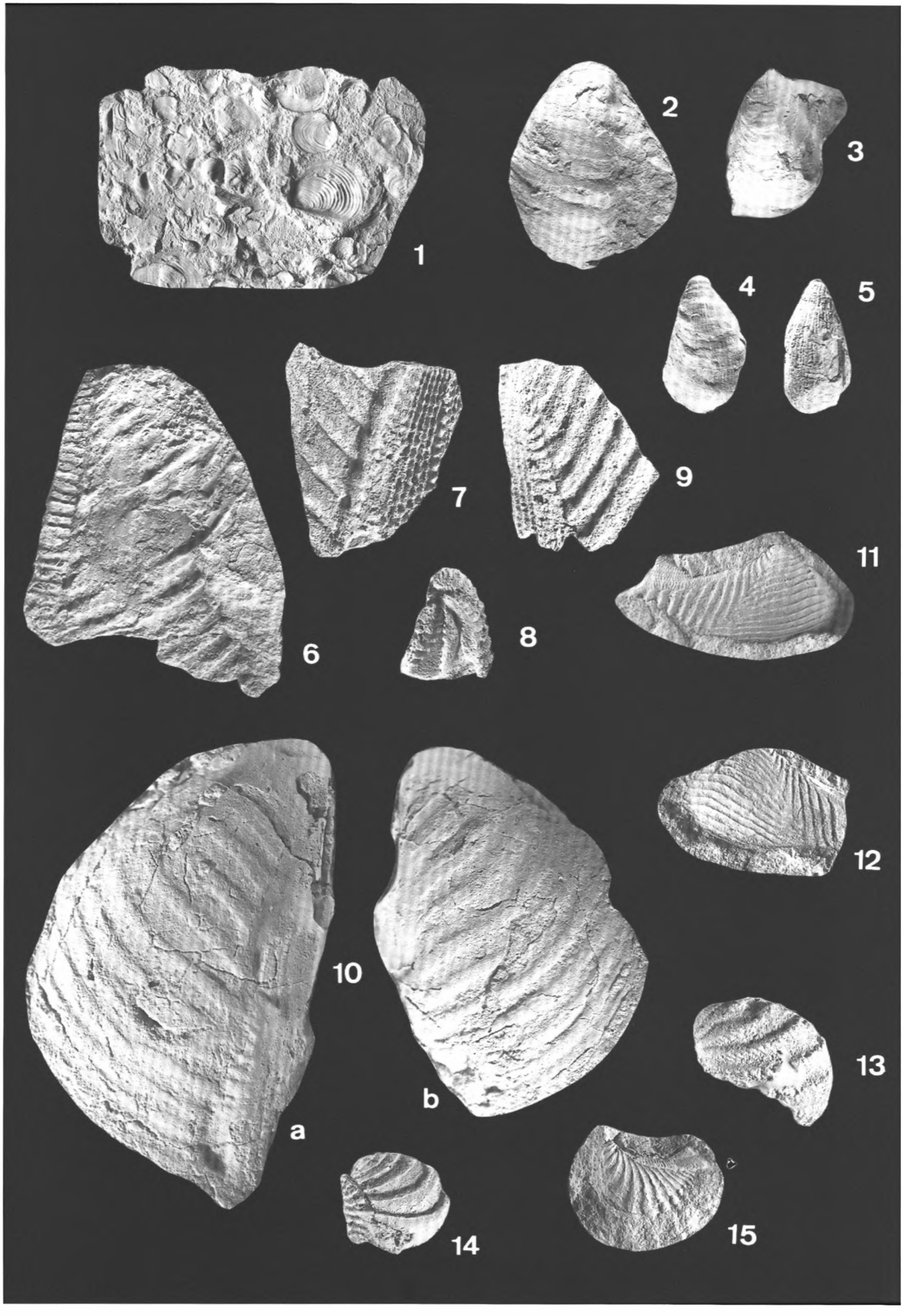
Fig. 12 — *Vaugonia* (*V.*) ex gr. *lycetti* (GOTTSCHE), x 1, Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 13 — *Myophorella* (*M.*) cf. *argentinica* (JAWORSKI), x 1, Profil Oficina Aguada (Ko 021194/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 14 — *Myophorella* (*P.*) cf. *hillebrandti* REYES & PÉREZ, x 1, Profil Cerro Carpas (Ko 240194/-1); Huantajaya-Formation.

Fig. 15 — *Myophorella* (*H.*) cf. *yellowstonensis* IMLAY, x 1, Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-2); Caleta Ligate-Formation.

Tafel III



Tafel IV

Fig. 1, 2 *Myophorella* ex gr. *devexa* (EICHWALD), x 1, Profil Cerro Fidel (Ko 070493/-3); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 3, 4 *Myophorella* aff. *cubanensis* (PUGACZWESKA), x 1, Fundpunkt Weg zum Cerro Carpas (Ko 060593/-3: Fig. 3), Profil Mina Atahualpa (Ko 140194: Fig. 4); Huantajaya-Formation.

Fig. 5, 6 *Pterotrigonia* (*Pterotrigonia*) sp., x 1, Profil Aeropuerto Viejo (Ko 290194/-5); Huantajaya-Formation.

Fig. 7 *Anditrigonia* (*Eoanditrigonia*) cf. *keideli* (WEAVER), x 1, Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-9); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 8 Trigoniidae gen. et sp. indet, x 1, Profil „1170er" (Ko 060995/-1); El Godo-Formation.

Fig. 9, 10 „*Astarte*" *gracilis* MÖRICKE, x 1, Profil Estación Las Carpas (280493/-11: Fig. 9, Linke Klappe), (Ko 280493/-9: Fig. 10, Rechte Klappe); Caleta Ligate-Formation.

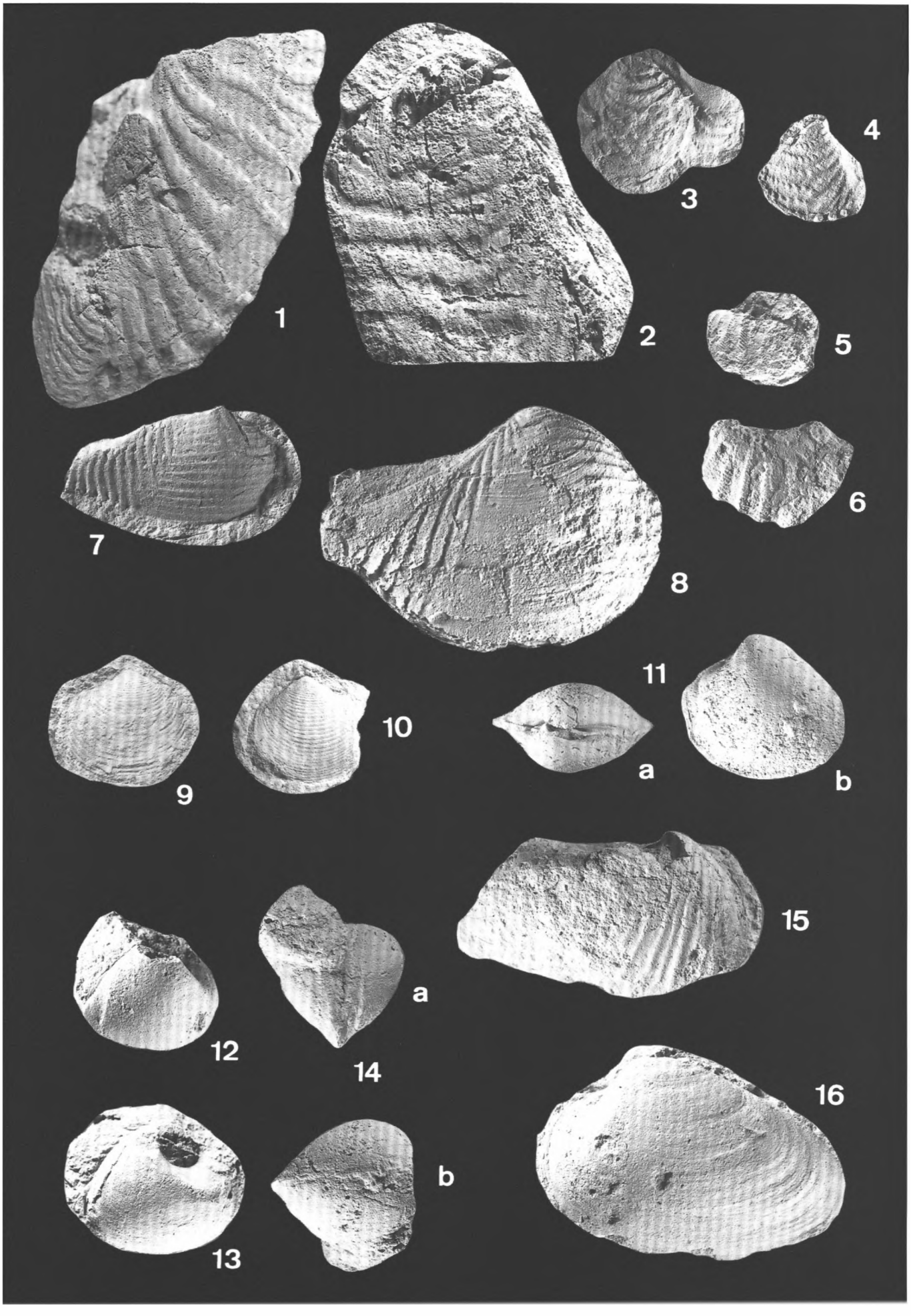
Fig. 11 a, b *Gresslya* aff. *gregaria*? (ZIETEN), x 1, Profil El Godo (Ko 020593/-5); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 12-14a, b *Ceratomya* sp., x 1, Profil Estación Carpas (Ko 280493/-8: Fig. 12), Profil El Godo (Ko 020593/-5: Fig. 13, 14a, b); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 15 *Pholadomya* cf. *plagemanni* MÖRICKE, x 1, Profil Oficina Condor (Ko 060294/-16); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 16 *Pleuromya* sp., x 1, Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-9); Caleta Ligate-Formation.

Tafel IV



Tafel V

Fig. 1-4 *Myoconcha* sp., x 1, Profil Cerro Carpas (Ko 190294/-3); Huantajaya-Formation.

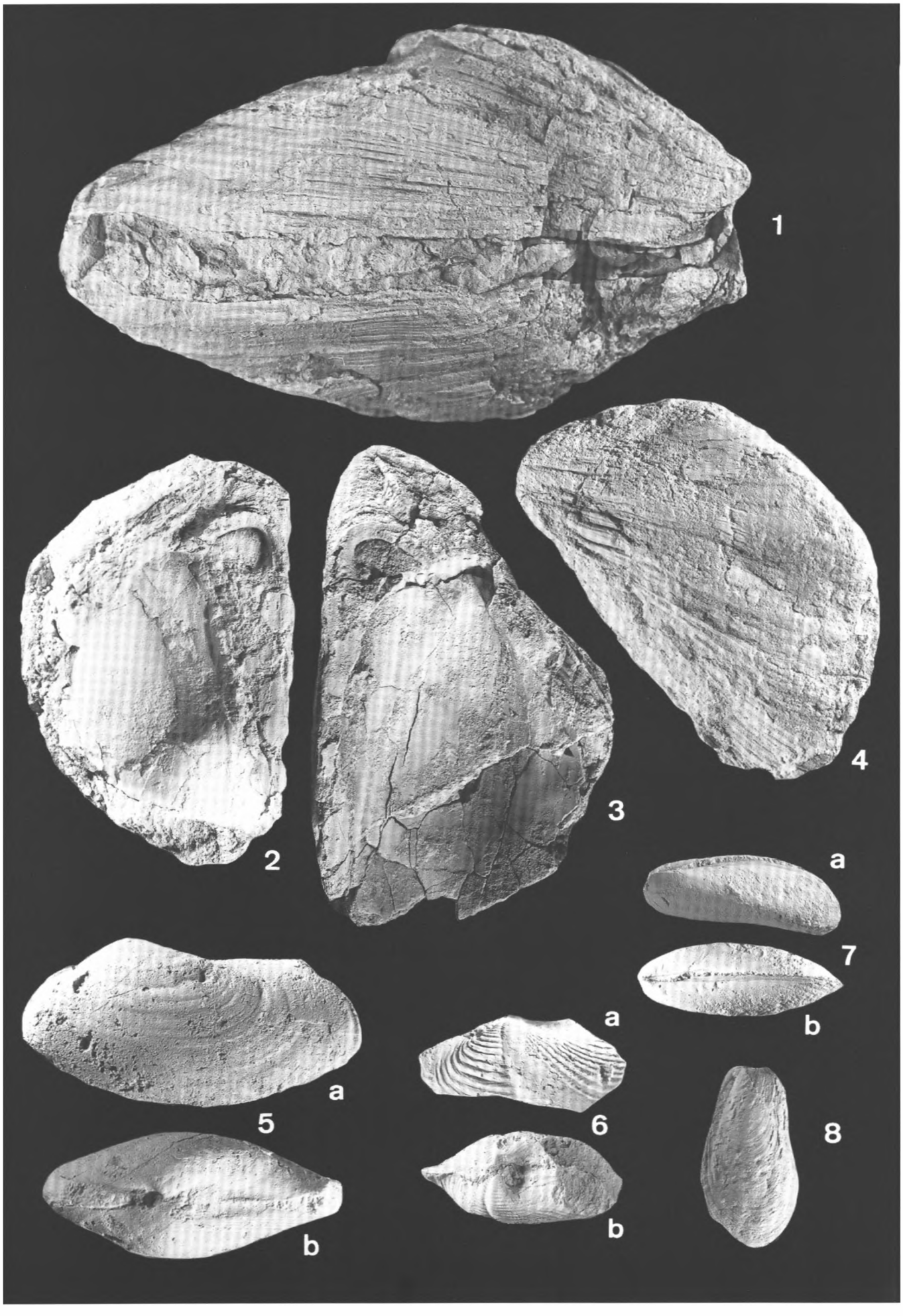
Fig. 5a, b *Homomya* sp., x 1, Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-7); Caleta Ligate-Formation

Fig. 6a, b *Cercomya* (*Capillimya*) sp., x 1, Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 7a, b *Inoperna* sp., x 1, Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-13); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 8 *Modiolus* (*M.*) *bipartitus* SOWERBY; Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-3); Caleta Ligate-Formation.

Tafel V



Tafel VI

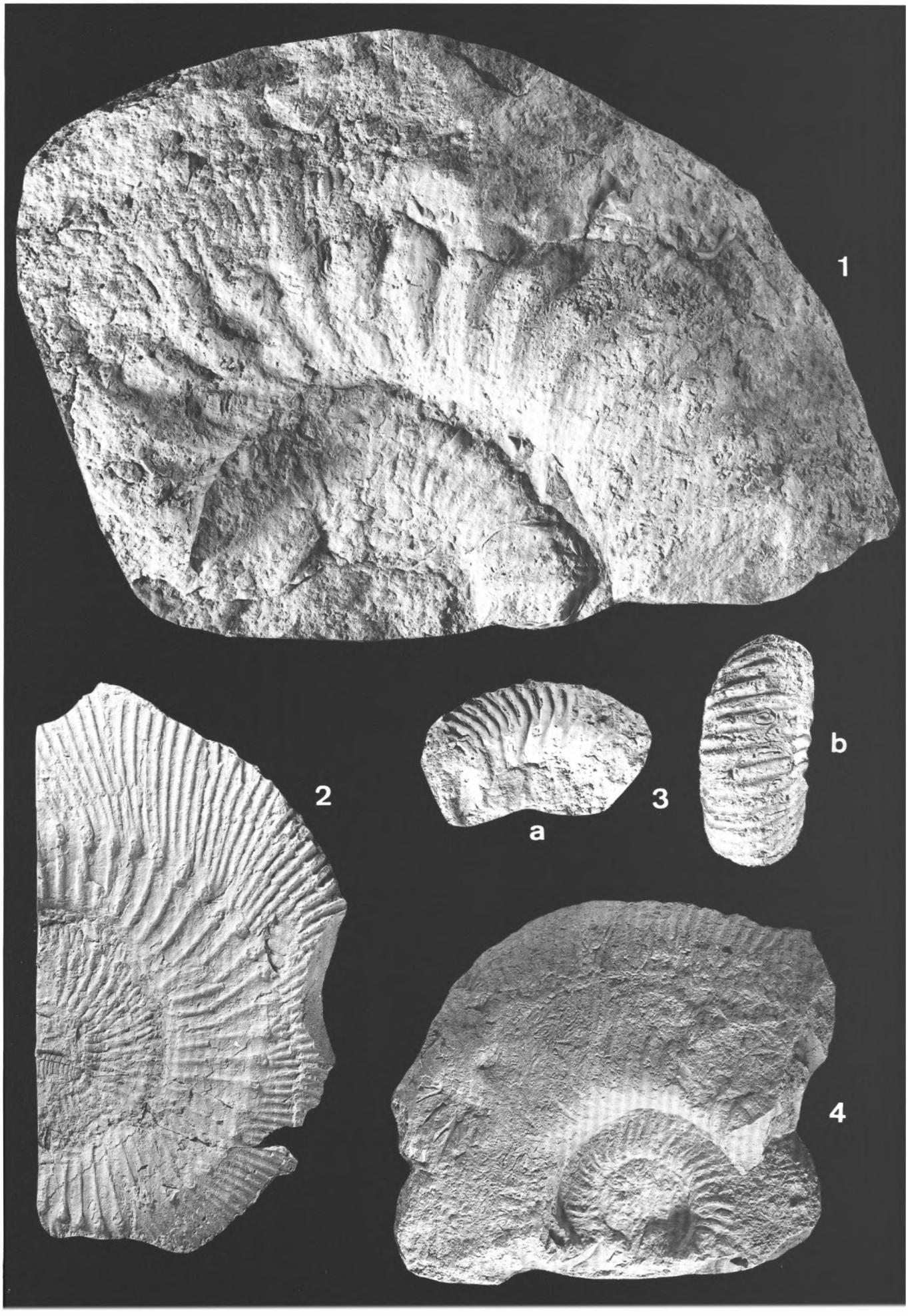
Fig. 1 *Duashnoceras chilense* (HILLEBRANDT), x 1, Profil Cerro Fidel (Ko 070493/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 2 *Duashnoceras chilense* (HILLEBRANDT), x 1, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 280393/-3); El Godo-Formation.

Fig. 3 a, b *Duashnoceras* cf. *undulatum* (BURCKHARDT), x 1, Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-13); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 4 *Lupherites dehmi* (HILLEBRANDT), x 1, Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-9); Caleta Ligate-Formation.

Tafel VI



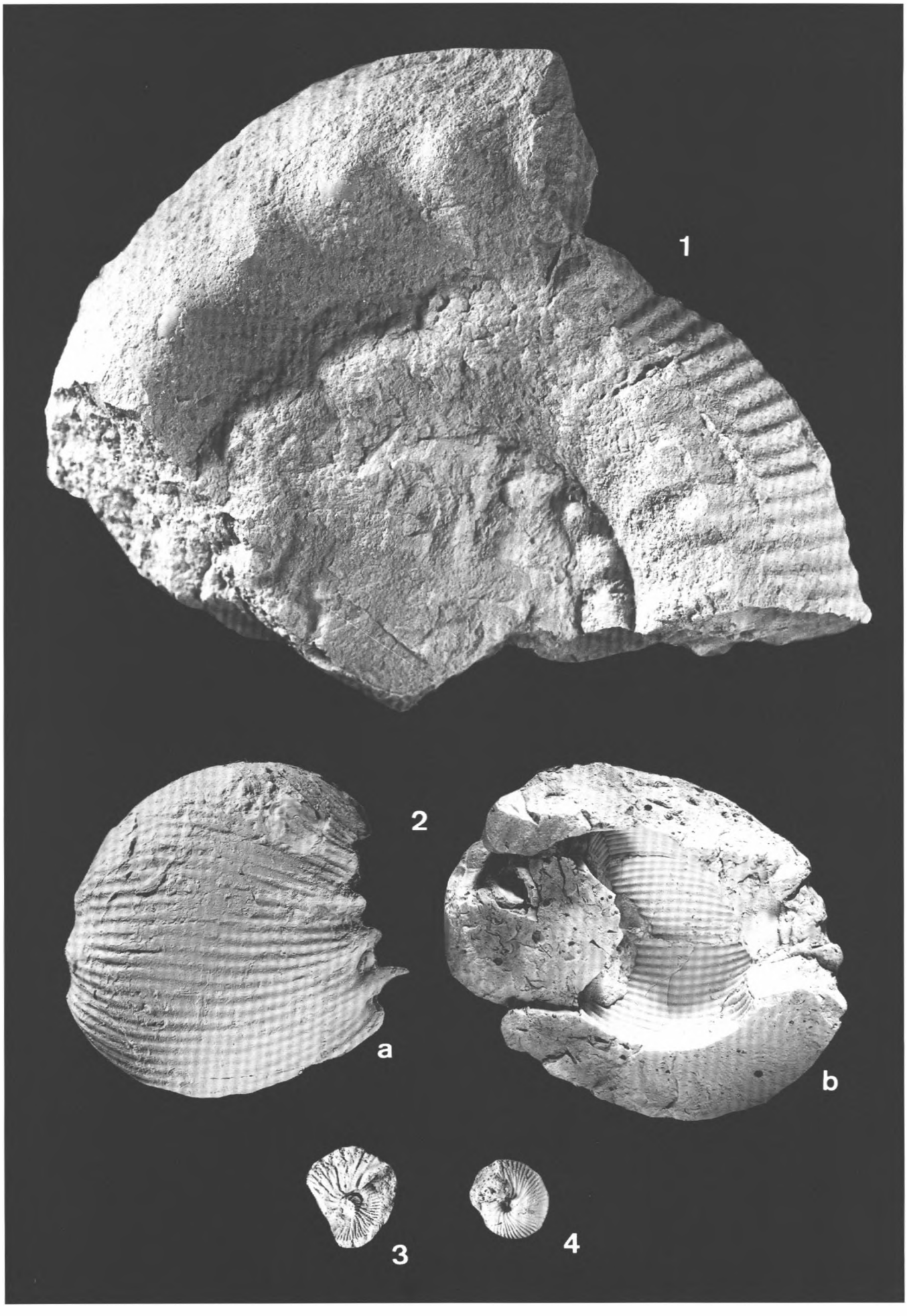
Tafel VII

Fig. 1 *Teloceras* ex gr. *crickmayi chacayi* WESTERMANN & RICCARDI, x 1, Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10); Caleta Ligate Formation.

Fig. 2a, b *Teloceras* sp., x 1, Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 200294/-15); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 3, 4 *Sphaeroceras*? sp., x 1, Profil nördlich Cerro Montechristo (Ko 280194/-1b: Fig. 3), (Ko 280194/-1c: Fig. 4); Caleta Ligate-Formation.

Tafel VII



Tafel VIII

Fig. 1, 2 — *Cadomites* ex gr. *psilacanthus* (Wermbter), x 1, Fundpunkt Salar Grande (Ko 051194/-1).

Fig. 3 — *Cadomites* sp., x 1, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 270393/-2); El Godo-Formation.

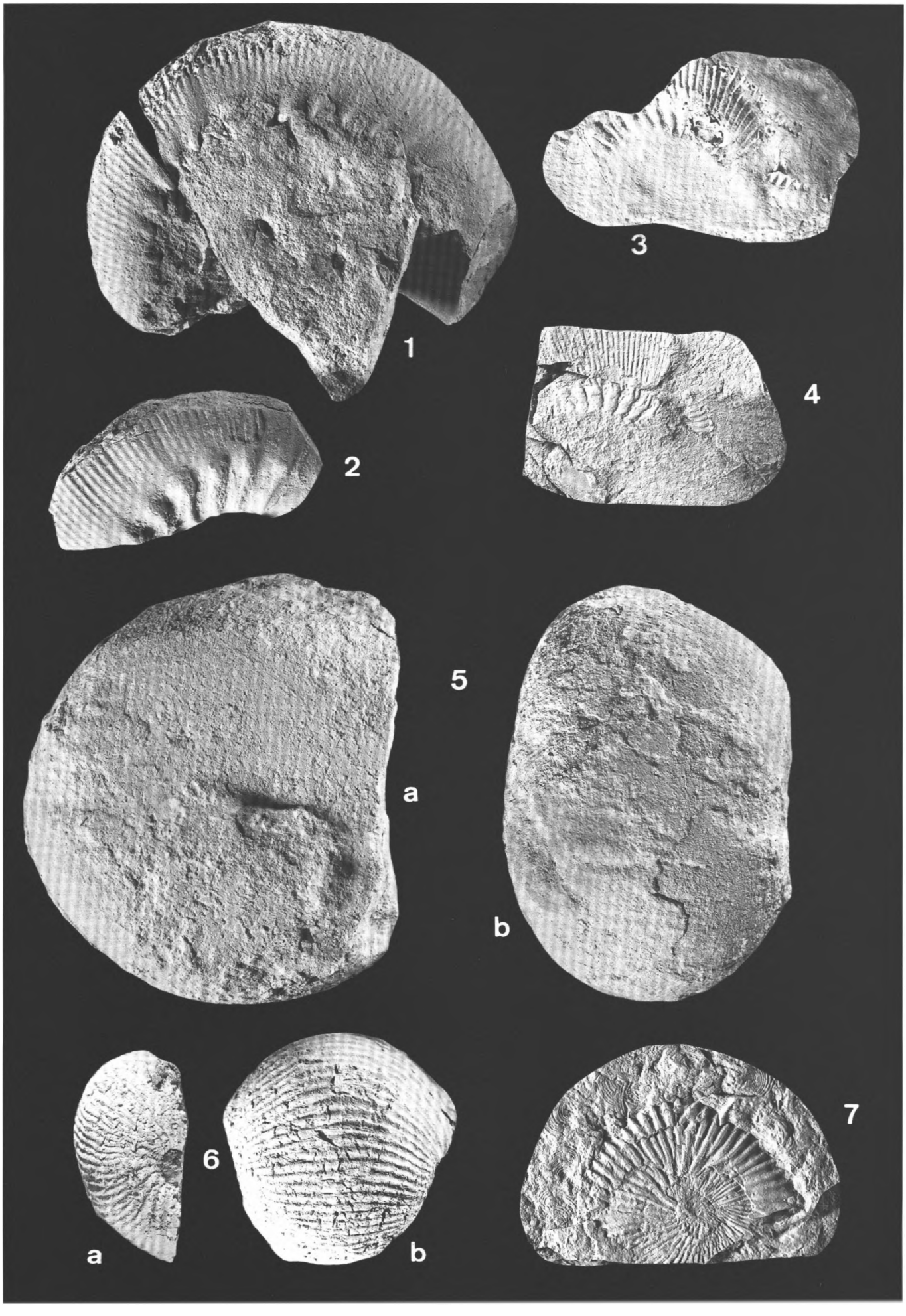
Fig. 4 — *Cadomites* sp., x 1, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 270393/-2); El Godo-Formation.

Fig. 5 a, b — *Megasphaeroceras spissum* RICCARDI & WESTERMANN, x 1, Profil Oficina Aguada (Ko 011194/-1); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 6 a, b — *Megasphaeroceras spissum* RICCARDI & WESTERMANN, x 1, Profil 4 km nördlich Cerro Liebre (Ko 300194/-1); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 7 — *Megasphaeroceras magnum* RICCARDI & WESTERMANN, x 1, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 280393/-3); El Godo-Formation.

Tafel VIII



Tafel IX

Fig. 1 a-c — *Iniskinites* cf. *crassus* RICCARDI & WESTERMANN, x 1, Fundpunkt Salar Grande (Ko 050493a); El Godo-Formation.

Fig. 2a, b — „*Iniskinites*" sp. A, Profil Estación Las Carpas (Ko 280493/-10); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 3, 4 — *Parapatoceras* cf. *tuberculatum* (BAUGIER & SAUZÉ), x 1, Profil Oficina Condor (Ko 070294/-11); El Godo-Formation.

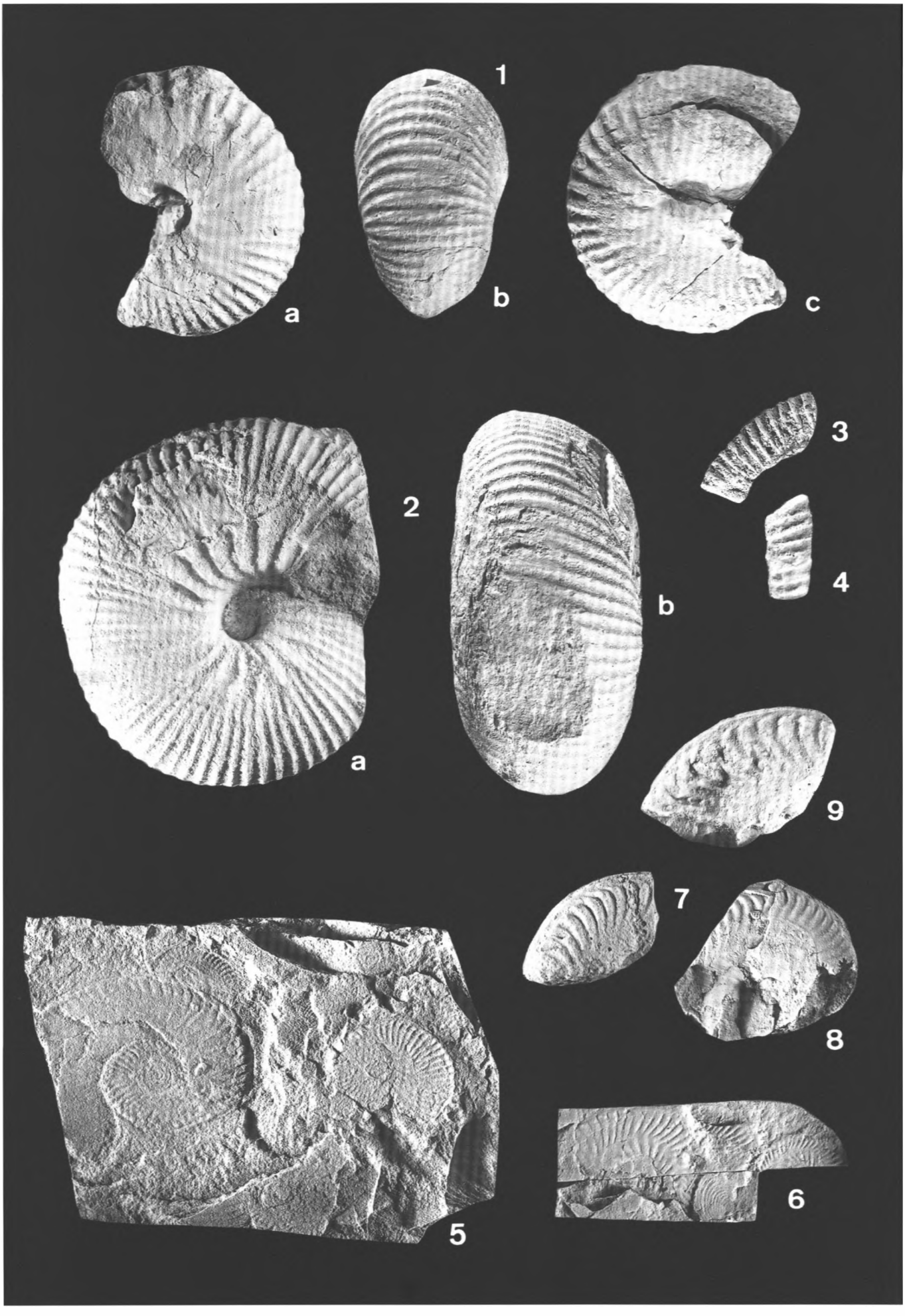
Fig. 5, 6 — *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *blanazense* ELMI, x 1, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 270393/-1b); El Godo-Formation.

Fig. 7 — *Campylites* (*Neoprionoceras*) sp., x 1, Profil AT 9 (Ko 290194/-8); El Godo-Formation.

Fig. 8 — *Campylites* (*Neoprionoceras*) sp., x 1, Profil AT 9 (Ko 290194/-8); El Godo-Formation.

Fig. 9 — *Campylites* (*Neoprionoceras*) sp., x 1,5, Profil AT 9 (Ko 290194/-8); El Godo-Formation.

Tafel IX



Tafel X

Fig. 1 *Reineckeia* (*R.*) aff. *anceps* (REINECKE), x 1, Profil Oficina Condor (Ko 250194/-1); El Godo-Formation.

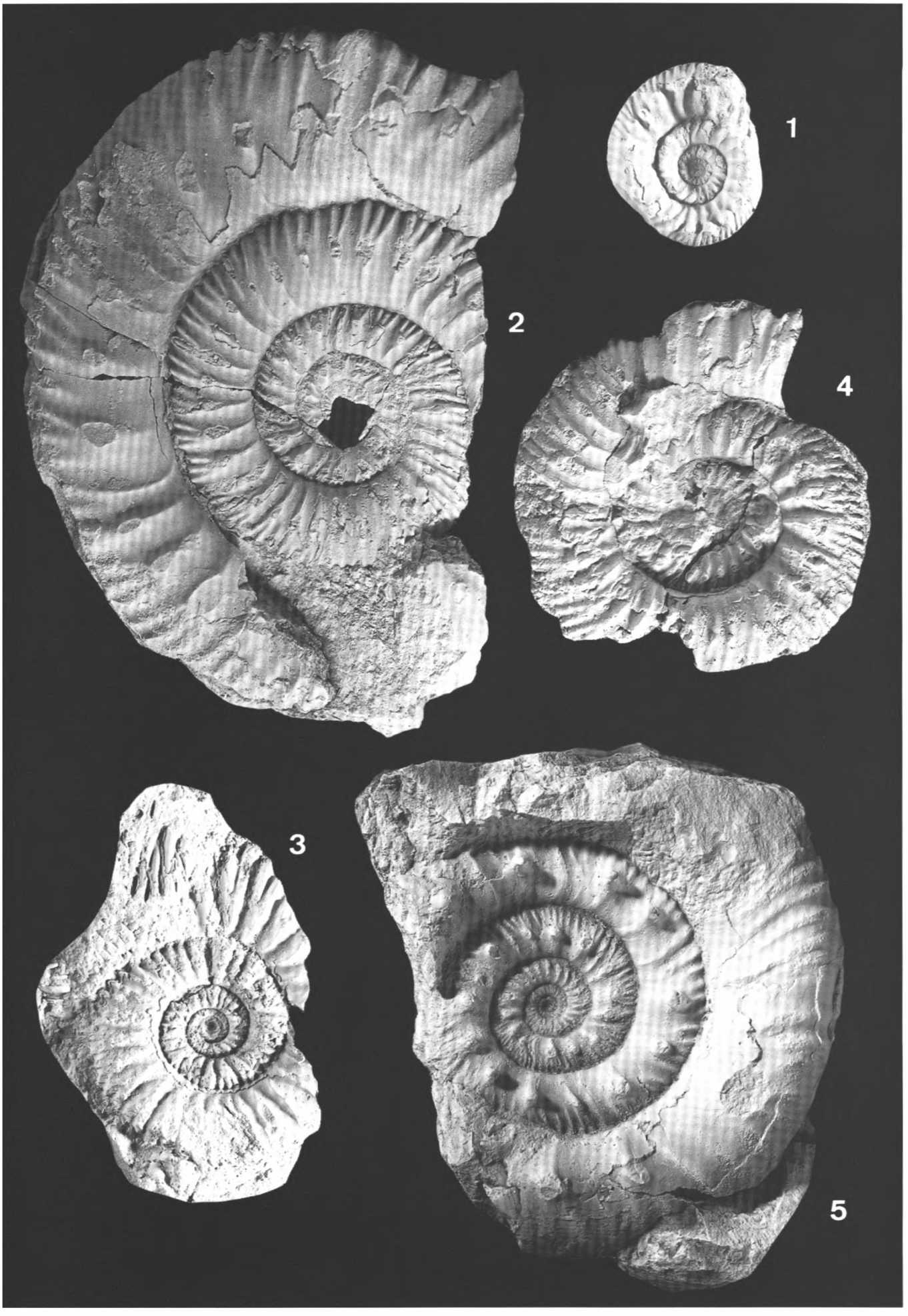
Fig. 2 *Rehmannia* (*Loczyceras*) ex gr. *reissi* (STEINMANN), x 1, Profil Oficina Condor (Ko 250194/-1); El Godo-Formation.

Fig. 3 *Rehmannia* (*Loczyceras*) sp. A, , x 1, Profil Oficina Condor (Ko 070294/-12); El Godo-Formation.

Fig. 4 *Rehmannia* (*Loczyceras*) sp. B, x 1, Profil „1170er" (Ko 060995/-1); El Godo-Formation.

Fig. 5 *Reineckeia* s.l., x 1, Profil „1170er" (M.B.-C. 2195: Mikrokonch); El Godo-Formation.

Tafel X



Tafel XI

Fig. 1 *Reineckeia* s.l., x 1, Profil „1170"er (Ko 060995/-1ab: Makrokonch); El Godo-Formation.

Tafel XI



Tafel XII

Fig. 1 Reineckeiinae n. gen. sp. A, x 1, Profil „1170er“ (M.B.-C. 2192); El Godo-Formation.

Fig. 2 Reineckeiinae n. gen. sp. B, x 1, Profil „1170er“ (M.B.-C. 2188); El Godo-Formation.

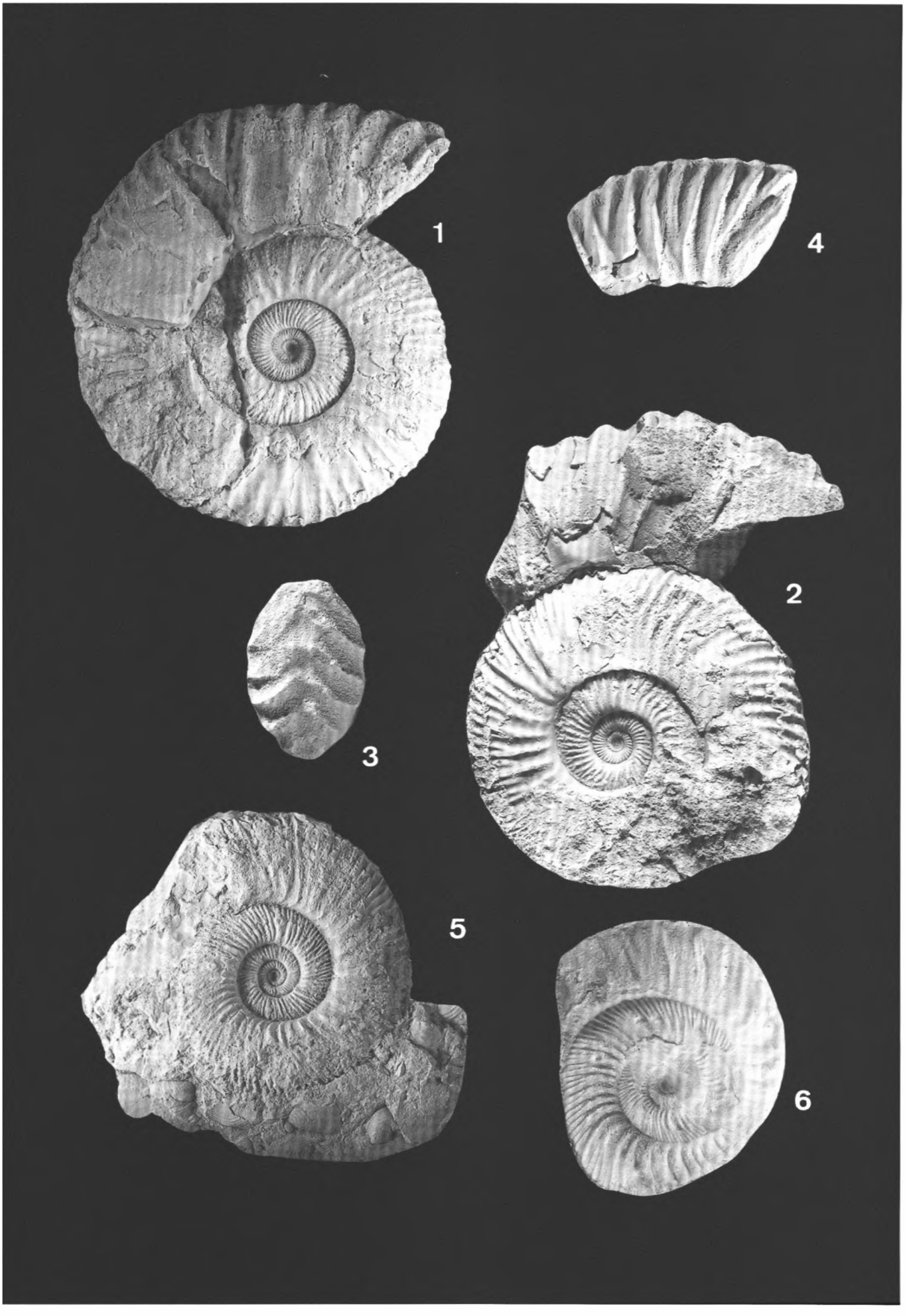
Fig. 3 Reineckeiinae n. gen. sp. D, x 1, Profil 4 km südlich Cerro La Isla (Ko 020394/-2); El Godo-Formation.

Fig. 4 Reineckeiinae n. gen. sp. C, x 1, Profil 4 km südlich Cerro La Isla (Ko 020394/-1); El Godo-Formation.

Fig. 5 Reineckeiinae n. gen. sp. E, x 1, Profil „1170er“ (M.B.-C. 2189); El Godo-Formation.

Fig. 6 Reineckeiinae n. gen. sp. E, x 1, Profil 4 km südlich Cerro La Isla (M.B.-C. 2190: Mikrokonch?); El Godo-Formation.

Tafel XII



Tafel XIII

Fig. 1 *Caumontisphinctes*? sp., x 1, Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-17); Top der Caleta Ligate-Formation.

Fig. 2-6 „*Perisphinctes*“ *dunkeri* (STEINMANN), x 1, Profil AT 9 (Ko 290194/-8); El Godo-Formation.

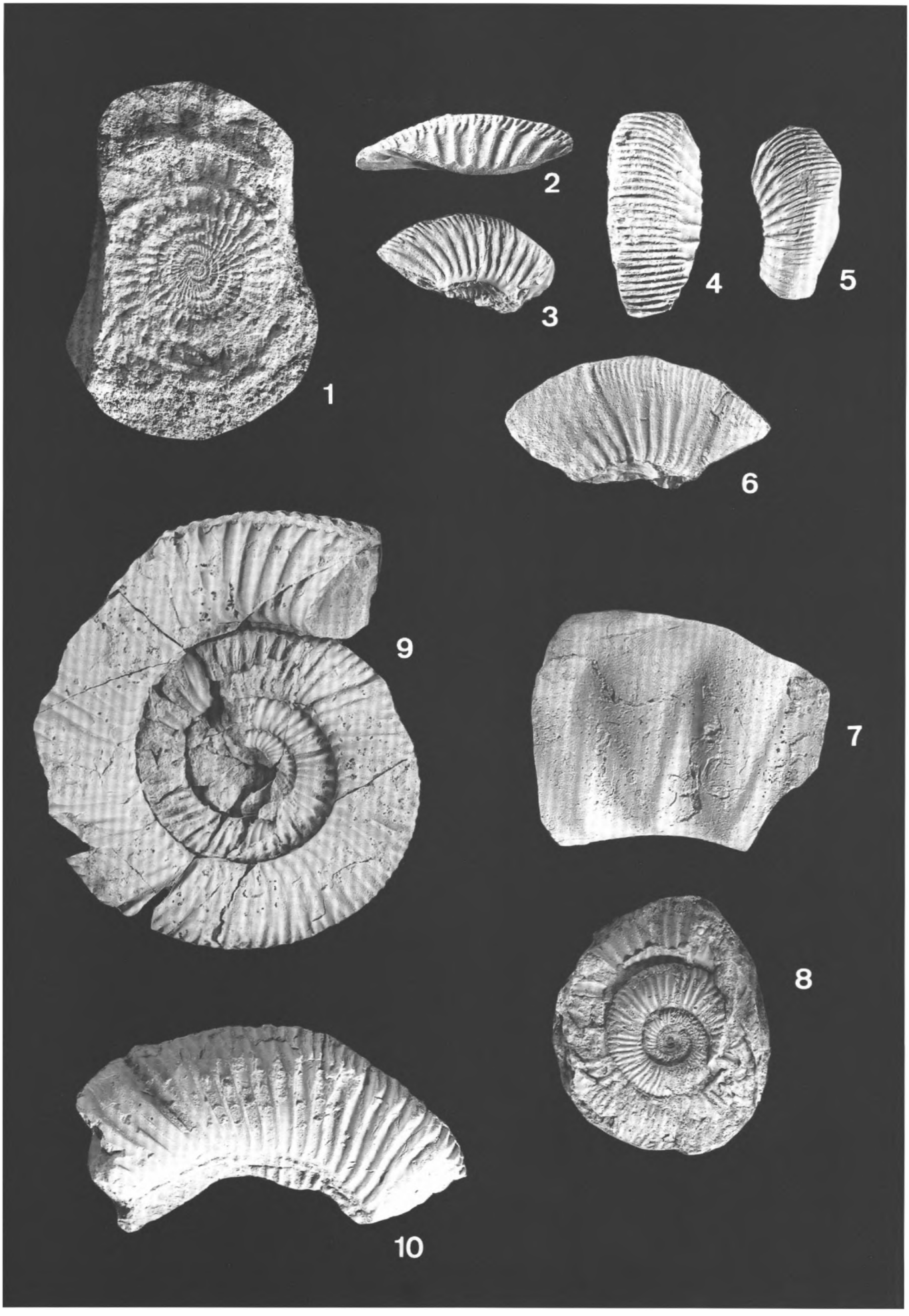
Fig. 7 *Perisphinctes* (*Perisphinctes*?) sp., x 1, Profil AT 122 (Ko 122/2: Wohnkammerfragment); El Godo-Formation.

Fig. 8 *Perisphinctes* (*Perisphinctes*?) sp., Fundpunkt AT 7 (II) (Ko 070493/-1a: Phragmokon); El Godo-Formation.

Fig. 9 *Perisphinctes* (*Antilloceras*) *prophetae* GYGI & HILLEBRANDT, x 1, Profil AT 122 (Ko 122/2a); El Godo-Formation.

Fig. 10 *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) ex gr. *andium* STEINMANN, x 1, Profil Mina Atahualpa (Ko 200194/-4); El Godo-Formation.

Tafel XIII



Tafel XIV

Fig. 1, 2 — *Perisphinctes* (*Subdiscosphinctes*) cf. *parvulus* GYGI & HILLEBRANDT, x 1, Profil Cerro Huantajaya (Ko 260194/-1); El Godo-Formation.

Fig.3 — *Perisphinctes* (*Subdiscosphinctes*) ex gr. *acandai* JUDOLEY & FURRAZOLA - *kreutzi* (SIEMIRADZKI), x 1, Profil Mina Atahualpa (Ko 200194/-5); El Godo-Formation-Formation.

Fig. 4 — *Perisphinctes* (*Subdiscosphinctes*) ex gr. *acandai* JUDOLEY & FURRAZOLA - *kreutzi* (SIEMIRADZKI), x 1, Profil Aeropuerto Viejo (Ko 090294/-3); Übergangsbereich El Godo-/ Huantajaya-Formation, Phragmokon.

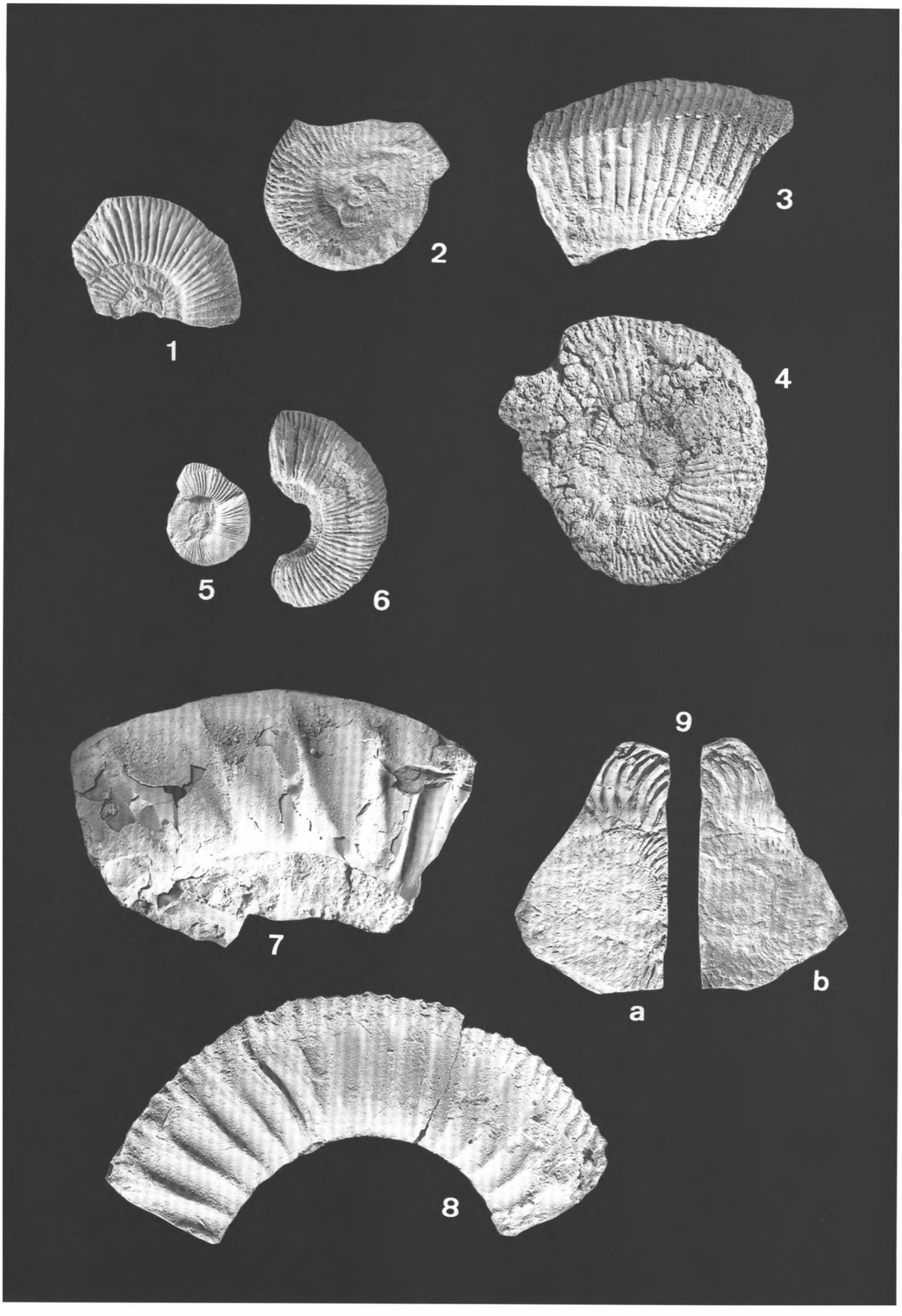
Fig. 5, 6 — *Perisphinctes* (*Subdiscosphinctes*) sp., x 1, Profil Cerro Huantajaya (Ko 260194/-1); El Godo-Formation.

Fig. 7 — *Lithacosphinctes* sp., x 1, Profil Mina Atahualpa (Ko 200194/-8: Wohnkammerfragment); El Godo-Formation.

Fig. 8 — *Lithacosphinctes* sp., x 1, Profil AT 122 (Ko 270194/-6); El Godo-Formation.

Fig. 9a, b — *Rursiceras* cf. *retrocostatum* HILLEBRANDT, x 1, Profil 4 km südlich Cerro La Isla (Ko 020394/-3); El Godo-Formation.

Tafel XIV



Tafel XV

Fig. 1-5 „*Rhynchonella*“ ex gr. *moerickei* TORNQUIST - *manflasensis* MÖRICKE, x 1, Profil Oficina Condor (Ko 070294/-4); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 6-10 *Rhactorhynchia*? *caracolensis* GOTTSCHE, x 1, Profil Oficina Condor (Ko 070294/-4); Caleta Ligate-Formation.

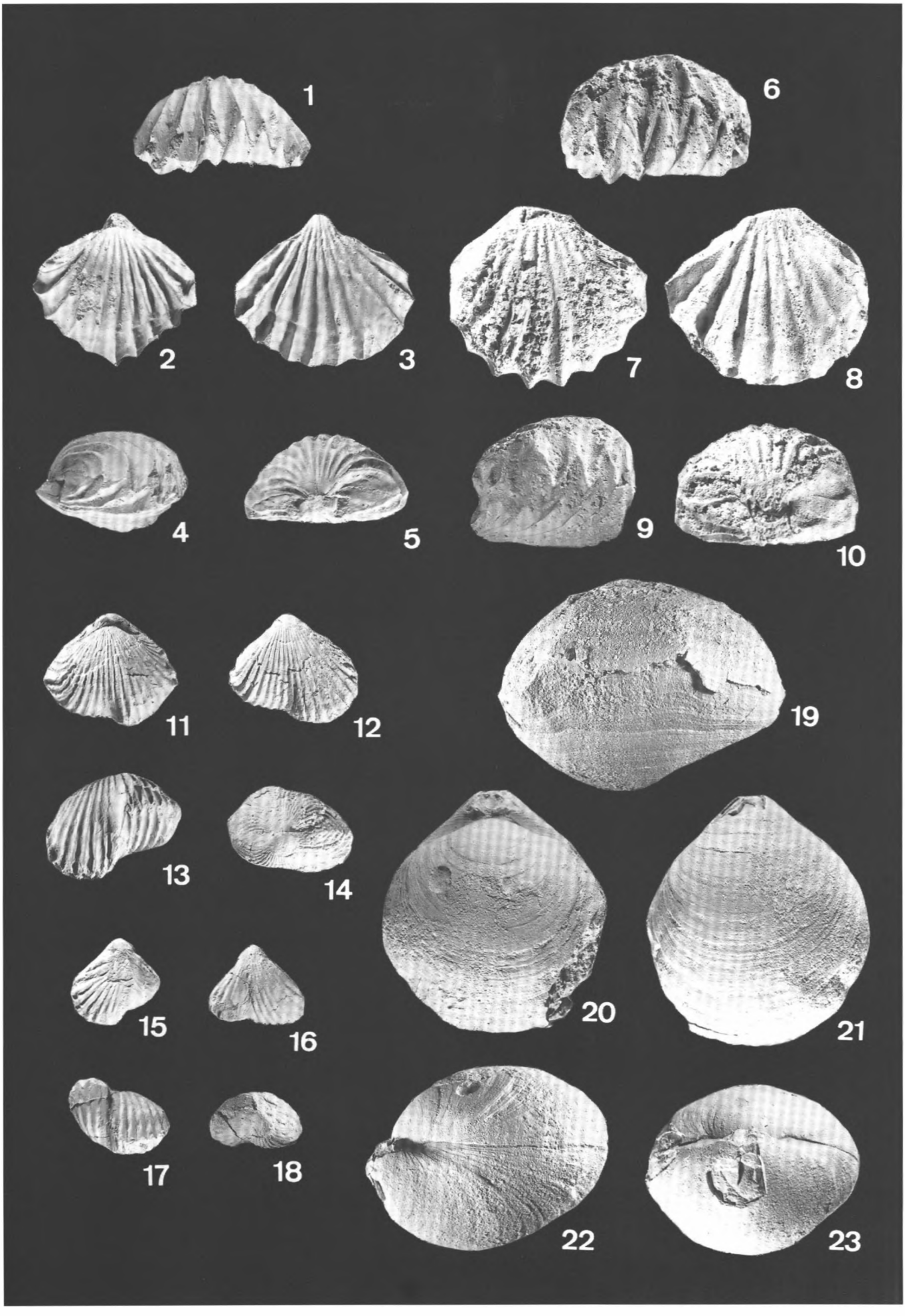
Fig. 11-14 *Torquirhynchia* sp., x 1, Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 060493/-1); El Godo-Formation.

Fig. 15-18 *Torquirhynchia* sp., x 1, Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 060493/-1); El Godo-Formation.

Fig. 19 *Loboidothyris perovalis* (SOWERBY), x 1, Fundpunkt Salar Loco Feliz II (Ko 070593/-2); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 20-23 *Loboidothyris perovalis* (SOWERBY), x 1, Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-2); Caleta Ligate Formation.

Tafel XV



Tafel XVI

Fig. 1-5 *Rhynchonelloidella* sp., x 1, Profil Oficina Condor, Abschnitt II (Ko 070294/-10); El Godo-Formation.

Fig. 6 *Clypeus* sp., x 1, Profil Estación Gallinazos (Ko 150593/-6); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 7 a, b *Stomechinus*? *andinus* (PHILIPPI), x 1, Profil Estación Gallinazos (Ko 150593/-6); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 8 *Hemitiaris* sp., x 1, Fundpunkt Cerro La Isla (Ko 170194); Huantajaya-Formation.

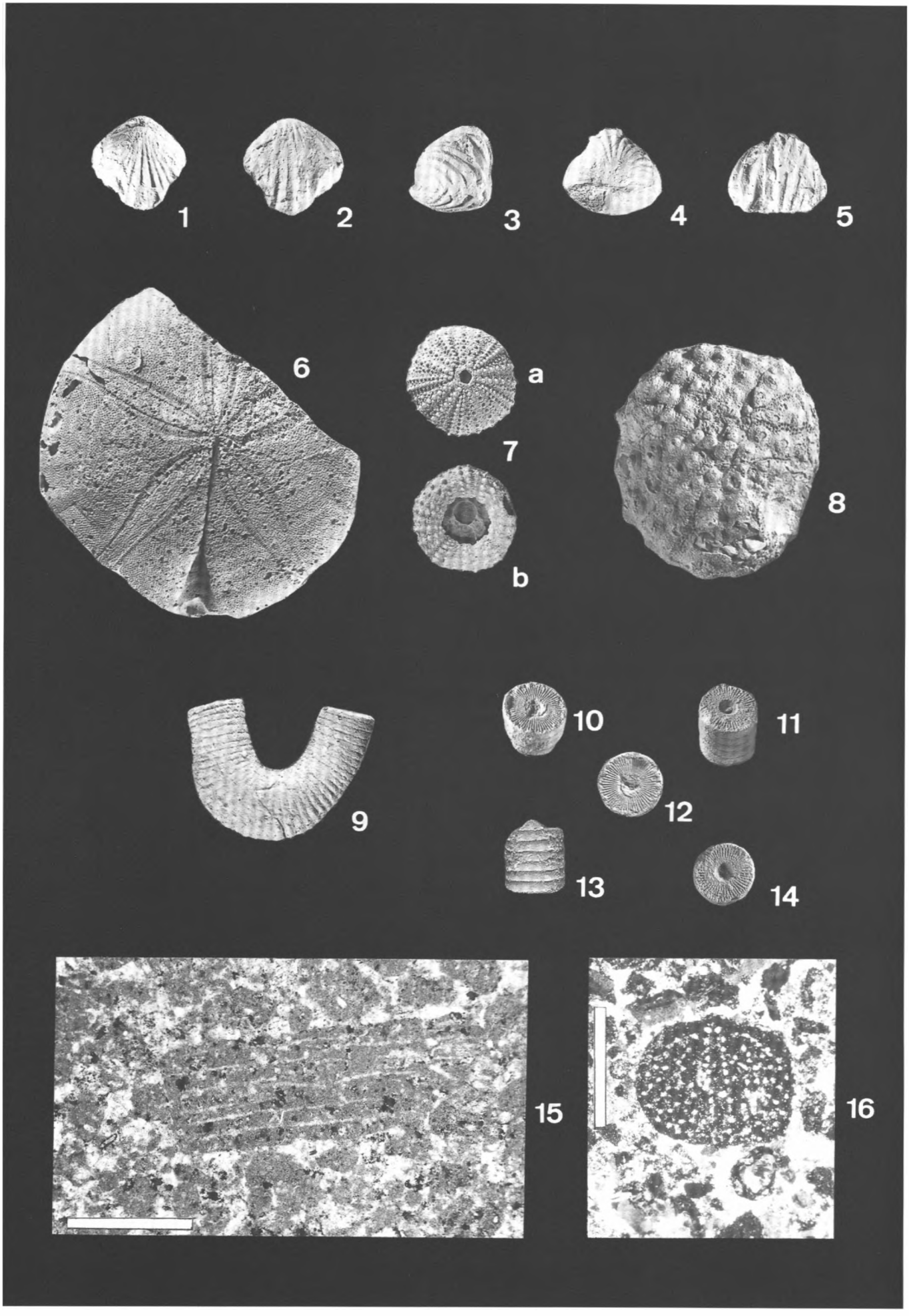
Fig. 9-14 *Apiocrinites* aff. *roissyanus* D'ORBIGNY, x 1, Fundpunkt Cerro La Isla (Ko 170194); Huantajaya-Formation.

Fig. 15 Mikrofaziestyp-15: Mikrokoprolithen-Kalkstein, Längsschnitt eines Mikrokoprolithen der Thalassinidae, 50 x vergr., Profil Oficina Condor (Ko 060294/-4a, b); Caleta Ligate-Formation.

Fig. 16 Mikrofaziestyp-11: Vulkaniklastischer Oolith, Querschnitt von *Parafavreina thoronetensis* BRÖNNIMANN (Thalassinidae), 50 x vergr., Profil El Godo (Ko 010593/-13), Caleta Ligate-Formation.

Maßstab für Fig. 15 - 16: Länge der Balken 500 µm

Tafel XVI



Tafel XVII

Fig. 1 Mikrofaziestyp-1: Lapilli-führender, grobkörniger Kristall-Tuff, 14 x vergr., x Ns, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I (Ko 160493/-2).

Fig. 2 Mikrofaziestyp-3: Lapilli-führender Glas-Tuff, mit perlitischen Sprüngen, 35 x vergr., x Ns, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I (Ko 150493/-8).

Fig. 3 Mikrofaziestyp-1: Lapilli-führender, grobkörniger Kristall-Tuff, 20 x vergr., Profil Cerro Viz (Ko 180194/-8).

Fig. 4 Mikrofaziestyp-3: Lapilli-führender Glas-Tuff, mit Bims-Fragmenten, 40 x vergr., x Ns, Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-15).

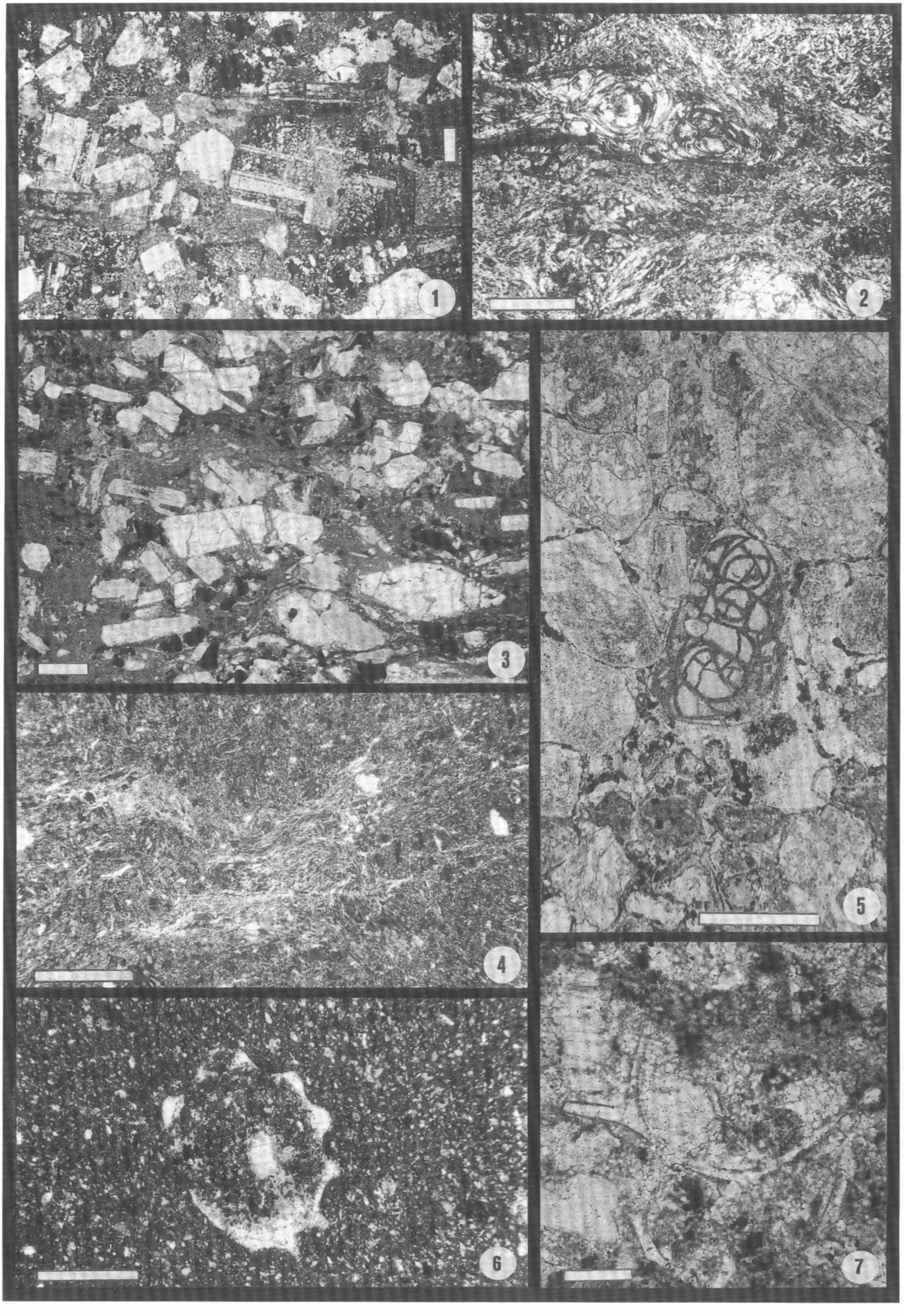
Fig. 5 Mikrofaziestyp-10: Ooid-führender, vulkaniklastischer Sandstein, Vitriklast mit perlitischen Sprüngen, 50 x vergr., Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-9).

Fig. 6 Mikrofaziestyp-6: Vulkaniklastischer Siltstein, 40 x vergr., Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I (Ko 150493/-12).

Fig. 7 Mikrofaziestyp-6: Vulkaniklastischer Siltstein, „cuspate shard", 130 x vergr., Profil Oficina Condor (Ko 060294/-5).

Maßstab für Fig. 1 - 6: Länge der Balken 500 µm
Maßstab für Fig. 7: Länge des Balken 100 µm

Tafel XVII



Tafel XVIII

Fig. 1 Mikrofaziestyp-4: Glasscherben-Tuff, 40 x vergr., Profil Cerro Viz (Ko 180194/-11).

Fig. 2 Mikrofaziestyp-8: Mäßig bis gut sortierter, vulkaniklastischer Sandstein, 40 x vergr., Profil Oficina Condor (Ko 060294/-10).

Fig. 3 Mikrofaziestyp-25: Sphärolithischer, Lapilli-führender Tuff, mit sphärolithischen Entglasungsstrukturen, 50 x vergr., Profil Playa Blanca (Ko 310194/-2).

Fig. 4 Mikrofaziestyp-7: Schlecht sortierter, vulkaniklastischer Sandstein, 20 x vergr., x Ns, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I (Ko 160493/-4).

Fig. 5 Mikrofaziestyp-18: „Dolomit", 40 x vergr., Profil El Godo (Ko 010593/-1).

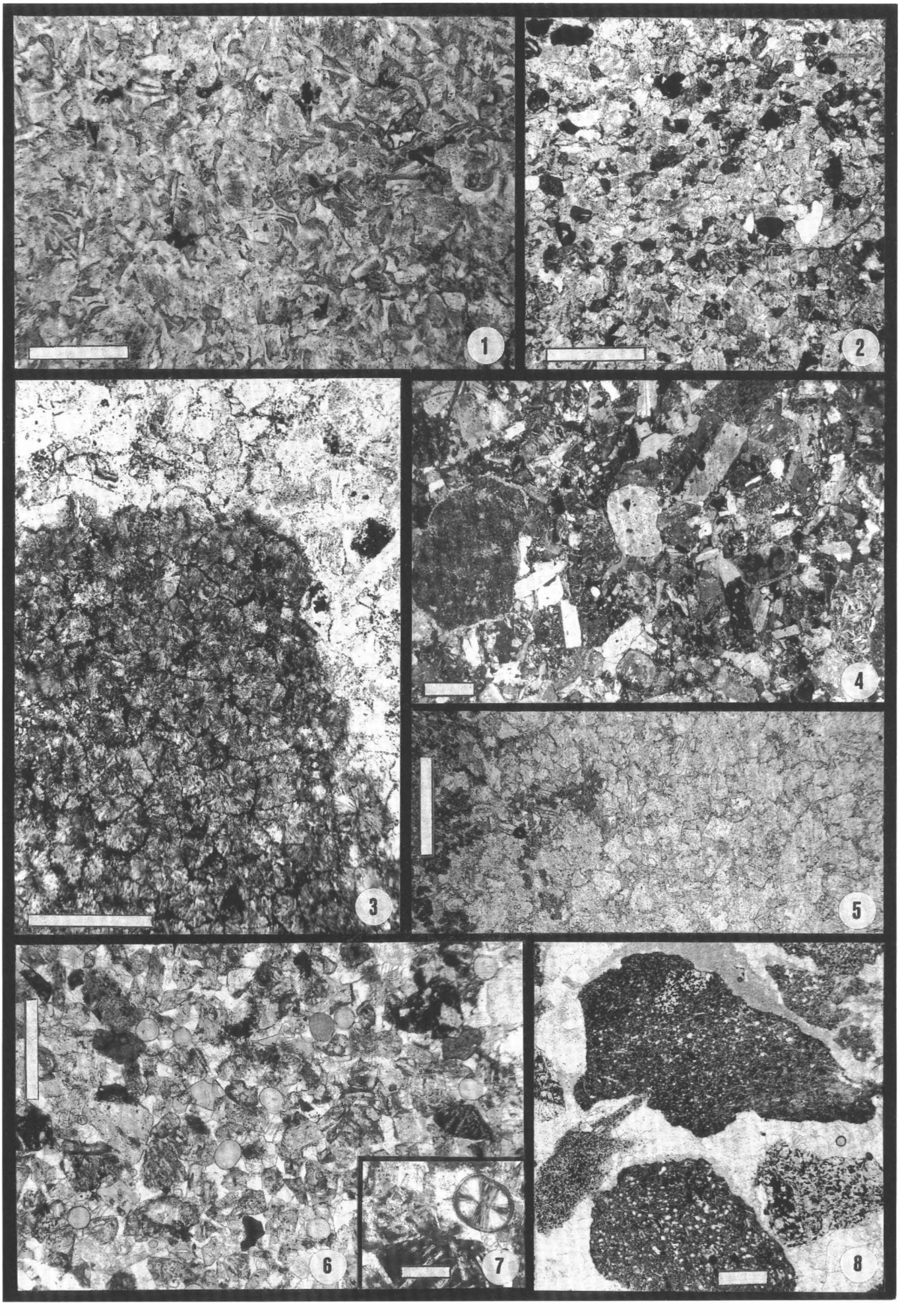
Fig. 6 Mikrofaziestyp-9: Biogen-führender, vulkaniklastischer Sandstein, mit Rhaxen, 40 x vergr. Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 240493/-3).

Fig. 7 Mikrofaziestyp-9: Biogen-führender, vulkaniklastischer Sandstein, Rhax mit Radialstrukturen, 100 x vergr., x Ns, Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 240493/-3).

Fig. 8 Mikrofaziestyp-24: Vulkaniklastische Brekzie, 20 x vergr., x Ns, Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Ko 190493/-3).

Maßstab für Fig. 1 - 6, 8: Länge der Balken 500 µm
Maßstab für Fig. 7: Länge des Balken 100 µm

Tafel XVIII



Tafel XIX

Fig. 1 Mikrofaziestyp-10: Ooid-führender, vulkaniklastischer Sandstein, 20 x vergr., Profil Cerro Fidel (Ko 200593/-10).

Fig. 2 Mikrofaziestyp-11: Vulkaniklastischer Oolith, 50 x vergr., x Ns, Profil Oficina Condor (Ko 060294/-9).

Fig. 3 Mikrofaziestyp-12: Schwach biogenführender Oolith, 50 x vergr., x Ns, Profil Oficina Condor (Ko 060294/-7).

Fig. 4 Mikrofaziestyp-20: Mikritischer Kalkstein, 20 x vergr., x Ns, Profil Aeropuerto Viejo (Ko 090294/-1).

Fig. 5 Mikrofaziestyp-16: Peloid-Kalkstein, 40 x vergr., Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt I (Ko 160493/-1).

Fig. 6 Mikrofaziestyp-27: Onkoid-Algen-Kalkstein, *Rivularia*?, 50 x vergr., Profil Aeropuerto Viejo (Ko 090294/-4).

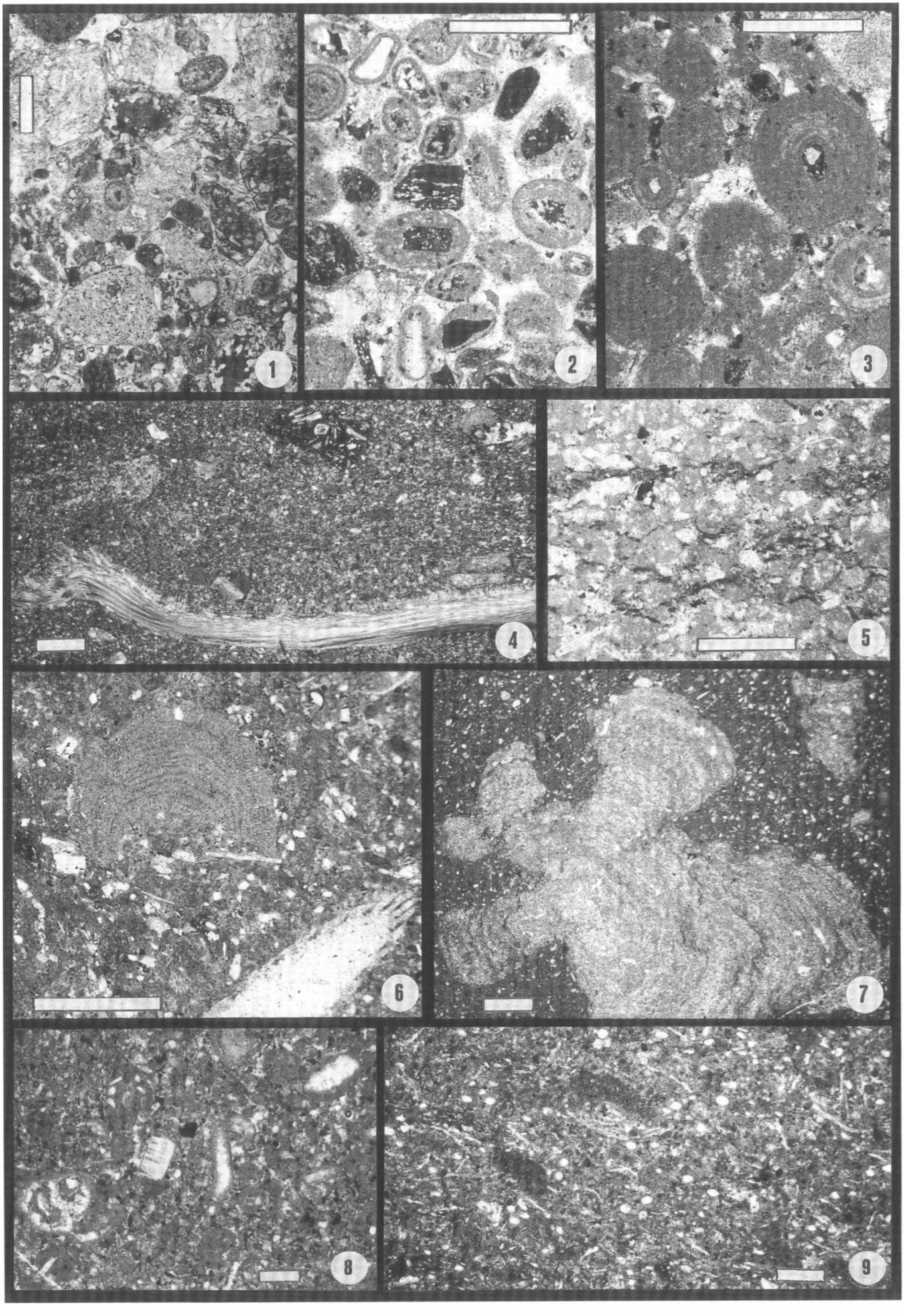
Fig. 7 Mikrofaziestyp-27: Onkoid-Algen-Kalkstein, 20 x vergr., Profil Mina Atahualpa (Ko 040294/-10).

Fig. 8 Mikrofaziestyp-13: Biogen-führender Peloid-Intraklasten-Ooid-Kalkstein, 16 x vergr., Profil Cerro Viz (Ko 180194/-2b).

Fig. 9 Mikrofaziestyp-17: Bio- und Vulkaniklasten-führender Kalkstein, 20 x vergr., Profil Oficina Condor (Ko 070294/-9).

Maßstab für alle Fig.: Länge der Balken 500 µm

Tafel XIX



Tafel XX

Fig. 1 Mikrofaziestyp-14: Algen-führender, onko- und oolithischer Kalkstein, *Mitcheldeania*?, 35 x vergr., Profil Estación Gallinazos (Ko 271094/-2).

Fig. 2 Mikrofaziestyp-14: Algen-führender, onko- und oolithischer Kalkstein, *Mitcheldeania*?, 100 x vergr., Profil Estación Gallinazos (Ko 271094/-2).

Fig. 3 Mikrofaziestyp-13: Biogen-führender Peloid-Intraklasten-Ooid-Kalkstein, Rhax, 100 x vergr., Profil Oficina Aguada (Ko 041194/-10).

Fig. 4 Mikrofaziestyp-21: Brachiopoden-führender, vulkaniklastischer Kalkstein, 40 x verg., x Ns, Profil 2 km nördlich Playa Lobitos (Ko 060493/-1)

Fig. 5 Mikrofaziestyp-19: Bituminöser, mikritischer Lutit, Filamente (f), Radiolarien (r), Dacycladaceae (d), 100 x vergr., Küstenprofil südlich von Iquique: Abschnitt II (Me 2).

Maßstab für Fig. 1, 4: Länge der Balken 500 µm
Maßstab für Fig. 2, 3, 5: Länge der Balken 200 µm

Tafel XX

