

Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen der Gesteine der Küstenkordillere Chiloés, Südchile

Von der Fakultät Bio- und Geowissenschaften der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde einer Doktorin der
Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Lydia Hufmann

aus Schwabach

Hauptberichter:	Prof. Dr. H.-J. Massonne
Mitberichter:	Prof. Dr. Dr. h.c. H. Miller PD Dr. A. Willner

Tag der mündlichen Prüfung:	28. April 2003
-----------------------------	----------------

Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart

2003

Erklärung

Hiermit bestätige ich, Lydia Hufmann, die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt zu haben.

Lauf, Juli 2003

Lydia Hufmann

Danksagung

Bei meinem Hauptberichter Prof. Dr. H.-J. Massonne bedanke ich mich für die Übernahme der Betreuung meiner Arbeit und für die Möglichkeit an seinem Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart meine Arbeiten über das metamorphe Grundgebirge Südchiles durchführen zu können. Vor allem für die von ihm gewährte Freiheit, die Arbeiten selbständig umzusetzen, möchte ich mich bedanken. Durch seine Unterstützung war es mir möglich, einige Finanzmittel zu akquirieren und die Elektronenstrahlmikrosonde zu nutzen.

Mein herzlicher Dank gilt ebenso Prof. Dr. H. Miller, der durch die Diplomarbeit in Chile mein Interesse für das metamorphe Grundgebirge Südchiles weckte und maßgeblich unterstützte. Vor allem die über ihn geknüpften Kontakte zu chilenischen Kollegen waren für die Umsetzbarkeit meiner Geländearbeiten Voraussetzung. Auch während meiner Arbeiten hatte er stets ein offenes Ohr für meine Sorgen und Nöte.

Auch bei Prof. Dr. F. Hervé aus Santiago bedanke ich mich herzlich. Mit seiner Offenheit und Herzlichkeit verstand er es immer, meinen Blick auf das Wesentliche zu lenken.

Eine wesentlich Grundlage für die Durchführung meiner Arbeiten bildeten das Kurzzeitstipendium des DAADs (Deutscher Akademischer Austauschdienst) und das Landesgraduiertenstipendium der Universität Stuttgart. Bei den zuständigen Bewilligungskommissionen bedanke ich mich ganz herzlich für ihr Vertrauen.

Beim SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile) bedanke ich mich für die tatkräftige logistische und personelle Unterstützung meiner Geländearbeiten. Von Dr. E. Godoy wurde ich in den SERNAGEOMIN von Puerto Varas eingeführt. Mein besonderer Dank gilt dem Leiter des Büros von Puerto Varas Dr. J. Muñoz, der mich logistisch wie auch personell bei den Geländearbeiten unterstützte. Besonders die Einladung zur Schiffsexpedition entlang der Südküste Chiloés verdanke ich ihm. Auch seinen Mitarbeitern bin ich zu großen Dank verpflichtet. Ohne ihre großartige Erfahrung bei der Geländearbeit in Südchile hätten kritische Situationen Folgen haben können.

Mein besonderer Dank gilt auch Prof. Dr. N. Clauer vom CNRS in Strassburg, Frankreich. Er gab mir die Möglichkeit in seinem Labor kostenlos die Seltenen Erdelemente und diverse Spurenelemente zu analysieren. Bei Dr. H.-P. Meyer vom Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg bedanke ich mich für die Messung meiner Proben mit der Röntgenfluoreszenzanalytik.

Herrn E. Wilhelm bin ich für die hervorragenden Dünnschliffe und polierten Dünnschliffe sehr dankbar. Seine stets optimistische Einstellung war mir eine große Hilfe. Für die Einführung und Unterstützung an der Elektronenstrahlmikrosonde der Ruhr-Universität Bochum bedanke ich mich besonders bei Dr. H. J. Bernhardt. Herzlich danke ich T. Parra von der Ecole Normale in Paris, Frankreich. Er stellte mir seine Daten und Programme zur Verfügung, so konnte ich ohne große Vorarbeiten seine Methode anwenden mit der es möglich ist, die bearbeiteten Metasedimente thermobarometrisch zu berechnen.

Meinen Kollegen Dr. R. Schweinehage, Dr. T. Theye und A. Brandelik bin ich für die offene Arbeitsatmosphäre am Institut sehr dankbar. Sie hatten immer ein offenes Ohr für meine Fragen und halfen mir stets bei der Einführung in neue Arbeitsmethoden. Auch E. Ramirez aus Chile danke ich herzlich, da sie mir nicht nur während ihres Deutschlandaufenthaltes bei allen durchlebten Höhen und Tiefen freundschaftlich zur Seite stand. Meinen Geländepraktikantinnen S. Schwarz aus Bremen und P. Vasquez aus Concepción, Chile danke ich herzlich für ihre freundschaftliche und fachliche Begleitung meiner Geländearbeit in Chile.

Meinem Freund B. Bisping danke ich für die ständige Unterstützung. Vor allem als alle Geldquellen versiegt waren, konnte ich durch seine Unterstützung diese Arbeit zu Ende führen.

Inhaltsverzeichnis.....	5
Abkürzungsverzeichnis.....	8
1. EINLEITUNG.....	15
1.1 ZIELSETZUNG DER ARBEIT.....	16
1.2 FRÜHERE BEARBEITER.....	16
1.3 GEOGRAPHIE DES ARBEITSGEBIETES.....	17
2. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE	19
2.1 REGIONALE GEOLOGIE UND GEOLOGIE DER INSEL CHILOÉ.....	19
2.1.1 <i>Quartär</i>	19
2.1.2 <i>Tertiär</i>	19
2.1.3 <i>Metamorphes Grundgebirge</i>	21
2.2 ERGEBNISSE DER GELÄNDEARBEIT.....	21
2.2.1 <i>Cordillera Piuchén</i>	22
2.2.2 <i>Lago Huillinco</i>	23
2.2.3 <i>Canal Compu</i>	24
2.2.4 <i>Südküste der Insel Chiloé</i>	24
2.3 TEKTONIK.....	25
2.3.1 <i>Satellitenbilddauswertung</i>	26
2.3.2 <i>Deformationsphasen</i>	27
2.3.3 <i>Tektonik des WE-Gelände Profils</i>	30
2.4 PETROGRAPHIE DES METAMORPHEN GRUNDGEBIRGES.....	31
2.4.1 <i>Metasedimente</i>	32
2.4.2 <i>Metavulkanite</i>	36
3. MINERALCHEMIE.....	38
3.1 ZONIERUNG VON MINERALEN.....	38
3.2 GRANAT IN METASEDIMENTEN.....	38
3.2.1 <i>Zonierung von Granat</i>	39
3.2.2 <i>Grossular</i>	40
3.2.3 <i>Spessartin</i>	42
3.3 PLAGIOKLAS.....	46
3.4 EPIDOT.....	46
3.5 HELLGLIMMER.....	46
3.5.1 <i>Grundlagen zur Mineralchemie der Hellglimmer</i>	46
3.5.2 <i>Mineralchemie der metapelitischen Hellglimmer</i>	48
3.5.3 <i>Elementverteilungsbilder der Hellglimmer</i>	51
3.5.4 <i>Hellglimmer im WE-Gelände Profil</i>	54
3.6 CHLORITE.....	55
3.6.1 <i>Chlorite der Metapelite</i>	56
3.6.2 <i>Chlorite der Metabasite</i>	58
3.7 AMPHIBOLE.....	59
3.7.1 <i>Ca-Amphibole</i>	60
3.7.2 <i>Ca-Na-Amphibole</i>	61
3.7.3 <i>Na-Amphibole</i>	61
3.7.4 <i>Zonierung der Amphibole</i>	63

4. GEOTHERMOBAROMETRIE.....	65
4.1 GRUNDLAGEN UND METHODIK.....	65
4.1.1 <i>Thermodynamische Grundlagen.....</i>	66
4.1.2 <i>Konventionelle Geothermobarometer.....</i>	67
4.1.3 <i>Multigleichgewichtsberechnung.....</i>	68
4.2 VERWENDETE GEOTHERMOBAROMETER UND MULTIGLEICHGEWICHTSBERECHNUNG.....	70
4.2.1 <i>Phengit-Barometrie.....</i>	71
4.2.2 <i>Granat-Phengit-Thermometer.....</i>	71
4.2.3 <i>Chlorit-Phengit-Multigleichgewicht.....</i>	72
4.2.4 <i>Chlorit-Phengit-Granat-Multigleichgewicht.....</i>	74
4.2.5 <i>Chlorit-Glaukophan -Albit-Tremolit-Klinozoisit-Multigleichgewicht.....</i>	74
4.3 GEOTHERMOBAROMETRIE METAPELITE.....	75
4.3.1 <i>Geothermobarometrie granatführender Metapelite.....</i>	75
4.3.2 <i>Geothermobarometrie der übrigen Metapelite.....</i>	87
4.4 GEOTHERMOBAROMETRIE METABASITE.....	89
4.4.1 <i>Chlorit-Glaukophan-Albit-Tremolit-Klinozoisit-Multigleichgewicht.....</i>	90
4.5 VERGLEICH DER P-T-DATEN MIT REGIONALEN P-T-DATEN AUS DER LITERATUR.....	92
4.6 P-T-ENTWICKLUNG DER KÜSTENKORDILLERE CHILOÉS.....	95
4.6.1 <i>P-T-Entwicklung mit Daten der Phengit-Barometrie und des Granat-Phengit-Thermometers.....</i>	95
4.6.2 <i>P-T-Entwicklung mit Daten des Chlorit-Phengit- und Chlorit-Phengit-Granat-Multigleichgewichts.....</i>	96
5. GEOCHEMIE.....	105
5.1 EINLEITUNG.....	105
5.1.1 <i>Probenahme.....</i>	106
5.1.2 <i>Analytische Methoden.....</i>	109
5.1.3 <i>Elementmobilisierungen.....</i>	109
5.1.4 <i>Grundlagen zur geochemischen Interpretation.....</i>	110
5.2 GEOCHEMISCHE GESTEINSKLASSIFIZIERUNG.....	112
5.2.1 <i>Cordillera Piuchén und Lago Huillinco.....</i>	112
5.2.2 <i>Canal Compu.....</i>	113
5.2.3 <i>Südküste der Insel Chiloé.....</i>	113
5.3 KALK-ALKALISCHE METAVULKANITE.....	114
5.3.1 <i>Diskriminationsdiagramme der kalk-alkalischen Metavulkanite.....</i>	114
5.3.2 <i>Multielementdiagramme der kalk-alkalischen Metavulkanite.....</i>	116
5.3.3 <i>Seltene Erden-Muster der kalk-alkalischen Metavulkanite.....</i>	119
5.3.4 <i>Geotektonische Position der kalk-alkalischen Metavulkanite.....</i>	121
5.4 THOLEIITISCHE METAVULKANITE.....	122
5.4.1 <i>Diskriminationsdiagramme der tholeiitischen Metavulkanite.....</i>	122
5.4.2 <i>Multielementdiagramme der tholeiitischen Metavulkanite.....</i>	124
5.4.3 <i>Seltene Erden-Muster der tholeiitischen Metavulkanite.....</i>	126
5.4.4 <i>Geotektonische Position der tholeiitischen Metavulkanite.....</i>	127
5.5 METAANDESITE.....	128
5.5.1 <i>Diskriminationsdiagramme der Metaandesite.....</i>	128
5.5.2 <i>Multielementdiagramm der Metaandesite.....</i>	129
5.5.3 <i>Seltene Erden-Muster für die Metaandesite.....</i>	130
5.5.4 <i>Geotektonische Position der Metaandesite.....</i>	131
5.6 ALKALISCHE METAVULKANITE.....	132
5.6.1 <i>Diskriminationsdiagramme der alkalischen Metavulkanite.....</i>	132

5.6.2	<i>Multielementdiagramm der alkalischen Metavulkanite</i>	132
5.6.3	<i>Seltene Erden-Muster der alkalischen Metavulkanite</i>	133
5.6.4	<i>Geotektonische Position der alkalischen Metavulkanite</i>	134
5.7	GEOTEKTONISCHES BILDUNGSMILIEU DER METAVULKANITE CHILOÉS	135

6. GEODYNAMISCHES MODELL FÜR DIE KÜSTENKORDILLERE CHILOÉS139

6.1	GENESEMDELLE DER CHILENISCHEN KÜSTENKORDILLERE.....	139
6.2	ÜBERBLICK ÜBER GEOCHRONOLOGISCHE DATEN DES METAMORPHEN GRUNDGEBIRGES	140
6.2.1	<i>Alter von Metasedimenten</i>	140
6.2.2	<i>Alter von Metabasiten</i>	141
6.2.3	<i>Geochronologische Einordnung der Küstenkordillere Chiloés</i>	141
6.3	GEODYNAMISCHES MODELL.....	141
6.3.1	<i>P-T-Entwicklung der Einheiten</i>	141
6.3.2	<i>Geochemische Signaturen der Metavulkanite</i>	144
6.3.3	<i>Zusammenfassung und Schlussfolgerung</i>	146

7. LITERATURVERZEICHNIS150

ANHANG

A. METHODIK.....156

1.1	GESTEINSAUFBEREITUNG FÜR GEOCHEMISCHE ANALYTIK	156
1.2	RÖNTGENFLUORESCENZANALYTIK (RFA)	156
1.3	NACHWEISGRENZEN DER RFA UND FEHLERBETRACHTUNG	156
1.4	BESTIMMUNG VOLATILER KOMPONENTEN.....	157
1.5	ICP-MS	158
1.6	ELEKTRONENSTRAHLMIKROSONDE (EMS).....	159
1.7	MINERALCHEMISCHE BERECHNUNGEN.....	160
B.	MESSUNGEN DES TEKTONISCHEN INVENTARS.....	162
C.	MIKROSONDENANALYSEN GRANAT.....	166
	GRANAT.....	166
	EPIDOT.....	178
	PHENGIT 11 SAUERSTOFFATOME.....	182
	PHENGIT 22 SAUERSTOFFATOME.....	200
	CHLORITE METAPELITE.....	201
	CHLORIT METAVULKANITE.....	209
	CA-AMPHIBOLE.....	213
	CA-NA-AMPHIBOLE.....	217
	NA-AMPHIBOLE.....	221
	ALBIT.....	223
D.	ERGEBNISSE GEOTHERMOBAROMETRIE.....	224
	GRANAT-PHENGIT-THERMOMETER PROBE 107.....	224
	GRANAT-PHENGIT-THERMOMETER PROBE 158.....	225
	GRANAT-PHENGIT-THERMOMETER PROBE 159.....	225
	CHLORIT-PHENGIT-GRANAT-MULTIGLEICHGEWICHT PROBE 107.....	226
	CHLORIT-PHENGIT-GRANAT-MULTIGLEICHGEWICHT PROBE 158.....	228
	CHLORIT-PHENGIT-GRANAT-MULTIGLEICHGEWICHT PROBE 159.....	229
	CHLORIT-PHENGIT-MULTIGLEICHGEWICHT.....	230
E.	GESAMTGESTEINSCHEMIE DER PROBEN.....	231
F.	PROBENLISTE.....	235

Verzeichnis der Abkürzungen

Namen von Mineralen und Mineralkomponenten:

Ab	Albit	Grs	Grossular
Alm	Almandin	Grt	Granat
Al-Cel	Al-Seladonit	Ms	Muskovit
Am	Amesit	Mspg	phengitischer Muskovit
Amph	Amphibol	Or	Orthoklas
An	Anorthit	Para	Paragonit
Akt	Aktinolith	Phen	Phengit
aQz	alpha Quarz	Prp	Pyrop
Cc	Calcit	Prl	Pyrophyllit
Cel = Sel	Seladonit	Prlphg	phengitischer Pyrophyllit
Chl	Chlorit	Qz	Quarz
Czo	Klinozoisit	Sps	Spessartin
Dph	Daphnit	Tr	Tremolit
Ed	Edenit	Tri	trioctaedrischer Glimmer
Epi	Epidot	Ts	Tschermakit
Fe-Am	Fe-Amesit	Tit	Titanit
Fe-Cel	Fe-Seladonit	Tur	Turmalin
Gln	Glaukophan	W	Wasser
Gr	Graphit	Zo	Zoisit

EMS	Elektronenstrahlmikrosonde	□ = v	Leerstelle im Kristallgitter
okta	Oktaeder	T	Temperatur
P	Druck	tetra	Tetraeder
Ma	Millionen Jahre	wt. %	Gewichtsprozent
sf	Schieferung	Ø	Durchschnitt

SEE	Seltene Erden Elemente
LSEE	leichte Seltene Erden Elemente
SSEE	schwere Seltene Erden Elemente
MORB	Mittelozeanischer Rückenbasalt
E-MORB	angereicherter Mittelozeanischer Rückenbasalt
N-MORB	verarmter oder normaler Mittelozeanischer Rückenbasalt
BAB	back-arc-Becken Basalt
VAB	Vulkanischer Bogenbasalt
ARC	Inselbogen
IAB	Inselbogenbasalt
IAT	Inselbogentholeiit
CAB	Kalkalkalischer Basalt
WPB	Intraplattenbasalt
OIB	Ozeanischer Inselbasalt

Zusammenfassung

Die Geologie Chiles wird durch den seit dem Jura aktiven Kontinentalrand entlang des süd-amerikanischen Kontinents geprägt. Durch die Überpägung der älteren geologischen Einheiten existieren heute nur bruchstückhafte Vorstellungen über die prä-andinen Gegebenheiten und Ereignisse des ehemaligen westlichen Gondwanarandes. Zur Rekonstruktion der prä-andinen Geschichte ist das metamorphe Grundgebirge der chilenischen Küstenkordillere ein wichtiger Schlüssel, da diese Einheiten relativ wenig durch andine Ereignisse beeinflusst wurde. Schon früh wurde die Westliche Serie des metamorphen Grundgebirges als fossiler Akkretionskeilkomplex des südwestlichen Gondwanarandes interpretiert (Hervé 1988) der hauptsächlich von turbiditischen Sequenzen und deren metamorphe Äquivalente aufgebaut wird. Untergeordnet treten mafische bzw. ultramafische Gesteine auf, die als Relikte der ehemaligen ozeanischen Platte interpretiert werden (Godoy 1980, Frutos & Alfaro 1987, Hervé 1988, Schira 1991, Hufmann et al. 1997).

Das metamorphe Grundgebirge der Insel Chiloé wird im wesentlichen von metamorphisierten turbiditischen Sequenzen aufgebaut untergeordnet treten synsedimentär abgelagerte pyroklastische mafische Zwischenlagen sowie tektonisch eingeschuppte mafische Schiefer auf. Durch geochronologische Untersuchungen im Bereich der Insel Chiloé kann das maximale Sedimentationsalter auf Mittleres Devon (Duhart et al. 1999) und der Zeitraum der Metamorphose auf Mittleres Devon bis Späte Tiras festgelegt werden (Duhart et al. 1999, Duhart & Muñoz 2001).

Für die petrographische und spätere petrologische sowie geochemische Bearbeitung wurden von der Insel Chiloé insgesamt 290 Proben bearbeitet. 123 repräsentative Metapelite und Metabasite wurden lichtmikroskopisch untersucht und 9 repräsentative Proben von Metasedimenten mit der Elektronenstrahlmikrosonde analysiert.

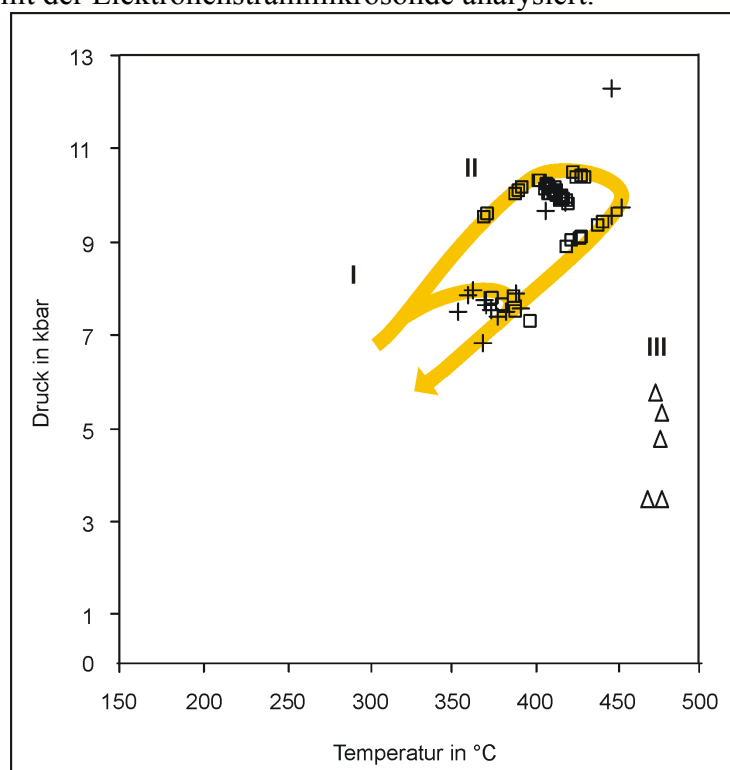


Abb. 1: P-T-Diagramm mit den ermittelten P-T-Punkten der Chlorit-Phengit- und Chlorit-Phengit-Granat-Multgleichgewichten und den resultierenden Metamorphosepfaden I und II der Metasedimente aus dem Bereich der Cordillera Piuchén.

Bei den geothermobarometrisch bearbeiteten Proben handelt es sich um repräsentative Phyllite, Quarzphyllite und granatführende Quarzite. Trotz der starken Einschränkungen aufgrund der vorherrschenden Mineralparagenese ist es mit der Chlorit-Phengit- und Chlorit-Phengit-

Granat-Multigleichgewichtsberechnung (Vidal & Parra 2000) sowie durch textuelle Beobachtungen in den Dünnschliffen und differenzierter Analytik gelungen, zwei unterschiedliche Metamorphosepfade zu unterscheiden und eine HP-LT Metamorphose der Metasedimente nachzuweisen (Abb. 1). Bei den Metasedimenten handelt es um einen Subduktionszonenkomplex mit einem ermittelten geothermischen Gradienten von ca. 13 °C/km, was auf eine langsame oder flache Subduktion hinweist. Ferner konnte in der Einheit ein Schuppenbau mit unterschiedlichen Versenkungstiefen von 23 km und 33 km festgestellt werden. Während der Dekompression erfolgt eine substantielle Erwärmung (Ernst 1988), was zu einer intensiven grünschieferfaziellen oder amphibolitfaziellen Überprägung der HP-LT-Metamorphose führt. Diese intensive grünschieferfazielle Überprägung der Westlichen Serie ist der Grund, weshalb man bisher davon ausging, dass nur kleine Schuppen eine HP-LT-Metamorphose erfuhren und der Großteil der Einheit ausschließlich grünschieferfaziell überprägt wurde. Mit den jetzt vorliegenden Daten kann belegt werden, dass alle untersuchten Metapelite der Insel Chiloés eine HP-LT-Metamorphose erfuhren.

Um die bereits subduzierte ozeanische Platte näher charakterisieren zu können wurden von 29 meist tektonisch eingeschuppten Metavulkaniten des metamorphen Grundgebirges der Insel Chiloé eine geochemische Gesamtgesteinsanalyse erstellt. Die geochemische Signatur von zwei Proben die aus dm-mächtigen Grünschieferzwischenlagen stammen und als pyroklastische Ablagerungen interpretiert werden sind charakteristisch für Inselbögen oder aktive Kontinentalränder. Die ausgeprägten Nb-, Pb- und P-Anomalie im Multielementdiagramm lassen auf eine Assimilation von Sedimenten in der Magmenquelle schließen, was auf eine Bildung innerhalb eines aktiven Kontinentalrandes hinweist. Die restlichen Proben weisen im Multielementdiagramm Merkmale auf, die für Bildungen innerhalb eines vulkanischen Bogens sprechen. Die SEE-Muster dieser Proben widersprechen jedoch dieser Zuordnung, da eine ca. 10-fache SEE-Anreicherung und ein leicht konvexer Kurvenverlauf normalerweise typisch für Mittelozeanische Rückenbasalte ist. Die Proben zeigen typische Charakteristika, die für die Bildung im Bereich eines vulkanischen Bogens als auch die für eine Bildung im Bereich eines Mittelozeanischen Rückens sprechen. Nachdem back-arc-Becken Basalte Merkmale von vulkanischen Bogenbasalten und MORB vereinen (Saunders & Tarney 1991) läge es nahe die Proben einem solchen geotektonischen Bildungsmilieu zuzuordnen. Da jedoch keine Eindeutigkeit der Daten vorliegt ist eine zweifelsfrei Zuordnung leider nicht möglich.

Nachdem die bearbeiteten Proben aus unterschiedlichen Regionen stammen und nicht geklärt werden kann wie die einzelnen Probenregionen und auch die einzelnen Proben zueinander stehen beinhalten mögliche Modelle eine relativ große Ungenauigkeit.

Nimmt man die Bildung der tholeiitischen und kalk-alkalischen Proben mit MORB-Merkmalen und vulkanischen Bogen-Merkmalen an einem Mittelozeanischen Rücken an, kann folgendes Modell entworfen werden:

An einem mittelozeanischen Rücken westlich des westlichen Gondwanarandes wurden Magmen generiert, die eine Anreicherung an LIL-Elementen aufweisen und die durch deutlich positive Pb-Anomalien den Einfluß von recycelten Sedimentgesteinen im Magma nahelegen. Die Anreicherung von LIL-Elementen könnte nachvollziehbar sein, Hinweise auf recycelte Sedimentgesteine im Bereich von mittelozeanischen Rücken können jedoch nach momentanen geologischem Wissenstand kaum erklärt werden. Aufgrund der Spreizungsaktivität am Rücken und der Subduktionstätigkeit am westlichen Gondwanarand nähert sich die ozeanische Kruste mit der beschriebenen geochemischen Signatur dem westlichen Gondwanarand. Während dieser Annäherung werden auf die ozeanische Kruste Tiefseesedimente abgelagert. Im Schelfbereich Gondwanas kommt es zu einem großen Sedimenteintrag und somit zur Ablagerung von mächtigen Sedimenteinheiten. Während der Tiefseesedimentation wird auch pyroklastisches Material eines kalk-alkalischen Vulkans eingetragen und sedimentiert. Aufgrund der geochemischen Signatur muß es sich um einen

Vulkan im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes gehandelt haben. Entlang der nach Osten abtauchenden Subduktionszone des westlichen Gondwanarandes akkumulierten im Akkretionskeil die Sedimente der ozeanischen Kruste und die pelitischen Sedimente Gondwanas. In den Akkretionskeil wurde ozeanische Kruste mit der oben genannten geochemischen Signatur einbezogen. Teile des Akkretionskeils wurden durch die Subduktion in größere Tiefen versenkt. Aufgrund der Ergebnisse der Geothermobarometrie wurden die heutigen Metasedimente der Küstenkordillere Chiloés bis zu max. 33 km bei einer Temperatur von 450 °C versenkt. Für die Exhumierung von HP-LT Gesteine existieren unterschiedliche Modellvorstellungen (Platt 1986, Trouw et al. 1998). Welche Modellvorstellung für den Bereich der metamorphen Küstenkordillere Chiloés zutrifft kann mit den vorhandenen Daten leider nicht festgelegt werden.

Nimmt man die Bildung der tholeiitischen und kalk-alkalischen Proben mit MORB-Signatur und vulkanische Bogensignatur als Bildungen im Bereich eines back-arc-Beckens an, kann folgendes Modell entworfen werden:

Prädevonisch entwickelte sich im Präpazifik östlich des Gondwanarandes an einer ostvergenten Subduktionszone ein ozeanischer Inselbogen mit zugehörigem back-arc-Becken. Die Subduktionszone kollabierte und die Spreizung des back-arc-Beckens endete. Im Späten Devon bis Karbon kam es zur Ausbildung einer NS streichenden nach Osten abtauchenden Subduktionszone entlang des westlichen Gondwanarandes. Im fore-arc-Bereich des aktiven Kontinentalrandes wurden die pelitischen Sedimente Gondwanas abgelagert. Im Akkretionskeil akkumulierten die Sedimente der ozeanischen Kruste und die pelitischen Sedimente Gondwanas. Teile des Akkretionskeils wurden durch die Subduktion in größere Tiefen versenkt. Aufgrund der Ergebnisse der Geothermobarometrie wurden die heutigen Metasedimente der Küstenkordillere Chiloés bis zu max. 33 km bei einer Temperatur von ca. 450 °C versenkt. Durch Subduktion der ozeanischen Kruste kam es zur Annäherung des kollabierten ozeanischen Inselbogens mit geschlossenem back-arc-Becken an den Gondwanarand. Während des Mittleren Perms bis zur Mittleren Trias kollidierte das Inselbogen/back-arc-Terrane mit dem Gondwanarand. Teile des Inselbogen/back-arc-Terranes wurden in den Akkretionskeil eingeschuppt. Während dieser Zeitspanne fehlt der Nachweis für magmatische Tätigkeit am aktiven Kontinentalrand. Dies veranlaßte Mpodosis & Kay 1992 und Martin et al. 1999 zur Vermutung, daß es zu einer Kollision eines Terrane X mit dem westlichen Gondwanarand kam. Hierbei handelt es sich um das Inselbogen/back-arc-Terrane, dessen Relikte in der Küstenkordillere Chiloés nachgewiesen wurden. Von der Späten Trias bis Mittleren Jura kam es zur zunehmenden Subduktion des Inselbogen/back-arc-Terranes.

Nachdem mehrere Argumente für das erste Modell wie auch für das zweite Modell sprechen kann keine Aussage getroffen werden, welches der Realität am nächsten kommt. Obwohl die vorliegende Arbeit kein abschließendes Entstehungsmodell für die Region vorstellen kann ist es erstmals gelungen durch eine systematische geothermobarometrische Bearbeitung der Westlichen Serie des metamorphen Grundgebirges einen P-T-Pfad zu rekonstruieren und die HP-LT-Metamorphose aller untersuchten Metasediment zu belegen. Somit konnten durch die Bearbeitung des metamorphen Grundgebirges der Insel Chiloé wesentliche Versatzstücke der prä-andinen Gegebenheiten und Ereignisse der Region rekonstruiert werden. Um jedoch eine umfassende Vorstellung über die prä-andinen Ereignisse entlang des westlichen Gondwanarandes zu bekommen, müsste das metamorphe Grundgebirge entlang der gesamten Ausbisslänge systematisch geothermobarometrisch, geochemisch und isotopen-geochronologisch bearbeitet werden.

Summary

Since the Jurassic the geology of Chile is characterized by the processes of the active continental margin. These processes often also have an effect on older units, so that the picture of the pre Andean history of former West Gondwana is very difficult to unveil. The key to the pre Andean history is the metamorphic basement of the Chilean Cordillera because these units were only slightly effected by the younger Andean orogenic movements. Hervé (1988) interpreted the so called Western Series of the metamorphic basement of Chiloé as a fossil accretionary wedge, mainly built up of turbidite sequences and their metamorphic equivalents such as phyllites and quartzites. Mafic as well as ultramafic rocks only play a minor role and are interpreted as relics of the former oceanic crust (Godoy 1980, Frutos & Alfaro 1987, Hervé 1988, Schira 1991, Hufmann et al. 1997).

The aim of this study is to unveil the pre Andean history of the Island of Chiloé and to give a model that explains the evolution of the metamorphic basement in this area. The metamorphic basement of the Island of Chiloé is mainly made up of metamorphic turbidite sequences. Secondly, mafic pyroclastic intercalations and structurally isolated blocks of mafic shists occur. Duhart et al. (1999) showed that the oldest sediments in the study area can be dated as Middle Devonian. The age of the metamorphism is Middle Devonian to Late Triassic (Duhart et al. 1999, Duhart & Muñoz 2001). In the course of petrographic, petrologic, and geochemic investigations 290 samples from the Island of Chiloé were studied and analysed. Among these 123 samples of metapelites and metabasites were studied in thin section, nine samples were studied using an electron microprobe.

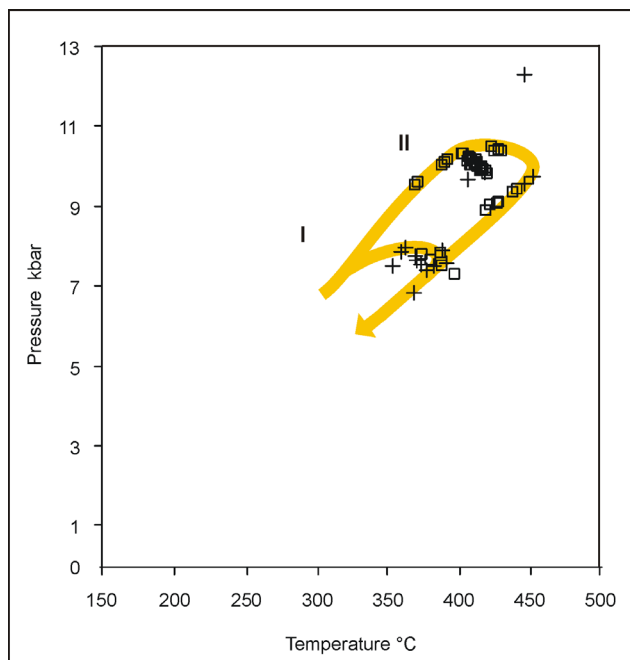


Fig. 1: P-T diagram showing the chlorite-phengite- and the chlorite-phengite-garnet multi equilibria and the resulting P-T path I and II of the metasediments from the Cordillera Piuchén (Chiloé).

Phyllites, quartzphyllites, and garnet containing quartzites were studied geobarometrically. Although the predominantly occurring mineral parageneses only offer very limited possibilities, it was possible to differentiate two separate PT-paths for the occurring metasediments, and to proof the existence of a HP-LT metamorphism (Fig. 1). This was achieved by calculating the chlorite-phengite- and chlorite-phengite-garnet multi equilibria after Vidal & Parra (2000), by textural analyses, and by using various analytic methods. The metasediments represent relics of a subduction zone complex showing a geobarometric gradient of 13°C/km, thus indicating a slow or gentle dipping subduction respectively. In addition, structurally isolated blocks that were transported downwards to depths between 23

and 33km could be identified. According to Ernst (1988) a substantial heating takes place during decompression. This intense metamorphic superimposition of the Western Series is the reason why hitherto the general knowledge was that only small isolated blocks underwent a HP-LT metamorphism and that the majority of the series only underwent a greenschist metamorphism. With the new data it can be shown that all metasediments of the Western Series were effected by a HP-LT metamorphism.

In order to characterize the already subducted oceanic plate 29 bulk rock samples from predominantly structurally isolated metavolcanic rocks from the metamorphic basement of the Island of Chiloé were geochemically analysed. The geochemic signatures of two samples are characteristic of island arcs or of destructive continental margins respectively. These two samples come from dm thick units of greenschists, which are interpreted as former pyroclastic rocks. The distinct Nb-, Pb-, and P-anomalies in the multi-element-diagram lead to the conclusion that sediments were assimilated in the magma source, and that indicates affinities with volcanic island arcs. The REE signature of these samples, however, contradicts this assignment. The REE content is enriched about ten times and the resulting curve of the plot is slightly convex, usually an indicator of MORBs. Thus, the samples show different characteristics. Since back-arc basin basalts unite the characteristics of both volcanic arcs and MORBs (Saunders & Tarney 1991) it seems plausible to interpret the studied samples as back-arc basin basalts. Due to the ambiguity of the data a final assignment cannot be made. As the samples come from different regions, and the relation of the samples remains unknown, all models explaining their origin bear uncertainties.

Given the tholeiitic and calc-alkaline rock samples with MORB- and volcanic arc characteristics originated from a mid-oceanic ridge, leads to the following model:

At a mid-oceanic ridge in the West of West Gondwana LILE enriched magmas with a distinct positive Pb-anomaly were generated. The LILE enrichment in MOR-basalts is possible. The positive Pb-anomaly, usually indicating the influence of sediment recycling in the magma, can hardly be explained in such a setting according to the current state of knowledge. Due to spreading activity along the MOR and simultaneous subduction of the oceanic plate the latter was permanently conveyed towards the western margin of Gondwana. During this process also thick units of deep-sea sediments were deposited on the oceanic plate. In addition, calc-alkaline pyroclastic rocks with an active continental margin signature were also accumulated. In the accretionary wedge pelites originating from Gondwana were accumulated, fragments of the oceanic crust were also incorporated. Parts of the accretionary wedge were subducted into greater depths. According to the geobarometric data the metasediments were subducted about 33km and heated up to maximum 450°C. Various models exist for the exhumation of HP-LT rocks (Platt 1986, Trouw et al. 1998). Which of the models is the true one for the history of the Chilean Cordillera cannot be stated with the available data.

If one assumes the generation of the tholeiitic- and calc-alkaline basalts with MORB and volcanic arc signature in a back-arc setting the following model seems plausible:

In pre Devonian times an oceanic island arc with back-arc basin was built West of Gondwana. The subduction zone of the island arc was directed towards the East, collapsed later and the spreading activity in the back-arc basin stopped. From the Late Devonian to the Carboniferous a NS striking, eastward directed subduction zone along the western margin of Gondwana evolved. In the fore-arc region along the active continental margin pelitic sediments were accumulated. In the accretionary wedge sediments conveyed by the oceanic plate and the pelitic sediments were deposited. Parts of the accretionary prism were subducted and underwent a HP-LT metamorphism. Due to the subduction processes the former active island arc and back-arc basin moved towards the western margin of Gondwana. From the Middle Permian to the Middle Triassic the island arc- back-arc-terrain collided with Gondwana. Parts of the terrain were structurally isolated and incorporated into the accretionary wedge. For this time period no evidence of volcanic activity along the western

margin of Gondwana in this region can be found. That was the reason for Mpodosis & Kay 1992 und Martin et al. 1999 to suppose that an unknown terrain must have collided with Gondwana during this time period. This unknown terrain could well be the herein described island arc- back-arc-terrain. From the Late Triassic to the Middle Jurassic the island arc-back-arc terrain was subducted.

Since some of the above given results support either of the models a final decision cannot be made at the current stage of knowledge. However, for the first time it was possible to present proof of HP-LT metamorphism for the entire set of metasediments cropping out on the Island of Chiloé. Thus, some new pieces of the pre Andean history puzzle of this region can be presented. To unveil all secrets of the pre Andean history further work is needed, focused on geobarometry, geochemistry, and age dating of the entire metamorphic basement along the Chilean coast. A first step, however, was made.

1. Einleitung

Die Geologie Chiles wird durch den aktiven Kontinentalrand des südamerikanischen Kontinents geprägt. Im südlichen Zentralchile können drei Nord-Süd streichende morphologische Großeinheiten unterschieden werden. Der östliche Bereich wird durch die Andenkordillere aufgebaut, westlich davon ist das so genannte Längstal ausgebildet, dem sich entlang der Pazifikküste die Küstenkordillere anschließt. Außer der Küstenkordillere sind die Einheiten durch spätmesozoische-känozoische magmatische und tektonische Ereignisse des aktiven Kontinentalrandes stark geprägt. Bis heute existieren nur unvollständig belegte Vorstellungen über die prä-andinen Gegebenheiten und Ereignisse entlang des ehemaligen Gondwanarandes. Ein wichtiger Schlüssel zur Rekonstruktion der prä-andinen Geschichte ist das metamorphe Grundgebirge der chilenischen Küstenkordillere, das nur wenig von den andinen Ereignissen beeinflusst wurden.

Das metamorphe Grundgebirge Chiles kann nach Aguirre et al. (1972) in zwei Serien untergliedert werden. Die Östliche Serie ist geprägt von einer Mittel- bis Niedrigdruck – Hochtemperatur Metamorphose (LP-HT), wohingegen die Westliche Serie durch eine stark retrograd überprägte Hochdruck-Niedrigtemperatur Metamorphose (HP-LT) charakterisiert ist. Beide Serien werden mit einem „paired metamorphic belt“ (Miyashiro 1961) verglichen. Schon früh wurde die Westliche Serie des metamorphen Grundgebirges als fossiler Akkretionskeilkomplex des südwestlichen Gondwanarandes interpretiert (Hervé 1988).

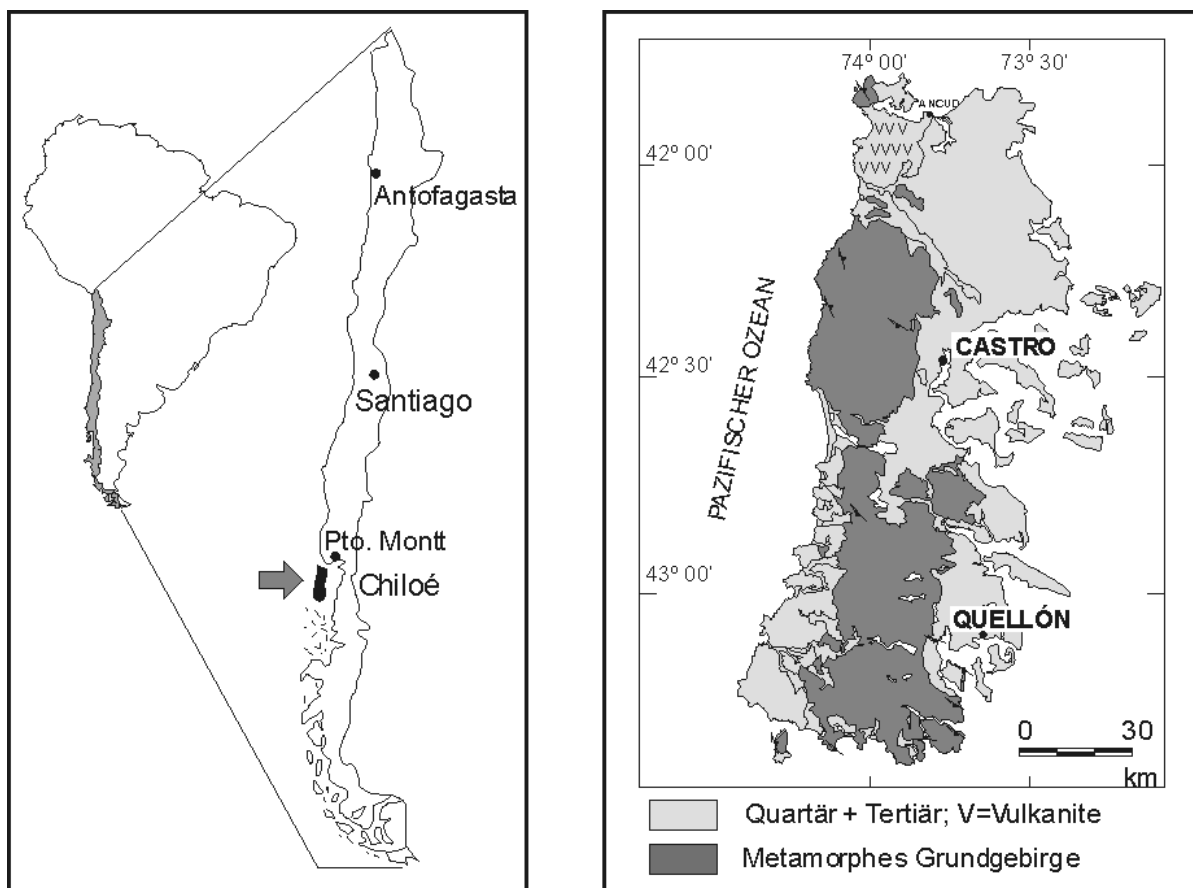


Abb. 1-1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes und stark vereinfachte Geologische Karte von Chiloé. Modifiziert nach Muñoz et al. 1999.

Die Westliche Serie wird hauptsächlich von turbiditischen Sequenzen und deren metamorphen Äquivalenten, Phylliten und Quarziten aufgebaut. Untergeordnet treten mafische Schiefer und einige Serpentinittkörper auf. Auch eine unvollständige Ophiolithsequenz wurde südlich von Temuco (39 °S) beschrieben (Hufmann et al. 1997). Diese mafischen bzw. ultramafischen

Gesteine werden als Relikte der ehemaligen ozeanischen Platte interpretiert (Godoy 1980, Frutos & Alfaro 1987, Hervé 1988, Schira 1991, Hufmann et al. 1997). Ein Großteil der bisherigen Bearbeiter ging davon aus, dass die Westliche Serie im wesentlichen grünschieferfaziell geprägt wurde und nur wenige Bereiche eine HP-LT Metamorphose erfahren hatten (z. B. Saliot 1969, Kato 1985, Kato & Godoy 1995). Durch neuere Arbeiten (Massonne et al. 1996, Willner et al. 2000) und vor allem durch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit muss dies revidiert werden. Durch Mineralanalysen und nachfolgende geothermobarometrische Berechnungen kann in allen bearbeiteten Metasedimenten eine HP-LT Metamorphose nachgewiesen werden. In den mafischen Schiefen ist reliktsch die erste Deformation (D_1) mit einem NE-SW Streichen zu beobachten. Die Metasedimente sind penetrativ deformiert, die der zweiten Deformation (D_2) zugeordneten Hauptschieferung streicht im Wesentlichen NW-SE. Das Alter der Westlichen Serie wird mit spätpaläozoisch/frühmesozoisch angegeben (Hervé 1988, Fortey et al. 1992, Duhart et al. 1997, Hervé 1998, Duhart et al. 1999), wobei Hervé (1988) auf eine mögliche Verjüngung der Ablagerungsalter der Sedimente und der Gesteinsmetamorphose von Nord nach Süd hinweist.

Das metamorphe Grundgebirge Chiles ist bis heute nur bruchstückhaft bearbeitet. Da über den Bereich der Insel Chiloé zu Beginn der vorliegenden Arbeit kaum geologische Daten existierten, die Möglichkeit eines durchgehenden EW Geländeprofiles vorhanden war, der logistische Aufwand für diese Breiten als relativ gering einzuschätzen war sowie gute Aufschlußbedingungen entlang der Küsten zu erwarten waren, bot sich die Küstenkordillere der Insel als Arbeitsgebiet für die vorliegende Arbeit an.

1.1 Zielsetzung der Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die in der Küstenkordillere Chiloés enthaltenen Informationen prä-andiner Ereignisse zu untersuchen und ein Entwicklungsmodell für die Entstehung des metamorphen Grundgebirges zu entwerfen. Folgende Fragestellungen standen dabei im Mittelpunkt der Arbeit:

- Welche prä-andinen Ereignisse des südwestlichen Gondwanarandes können rekonstruiert werden?
- Unter welchen P-T-Bedingungen wurden die Metasedimente metamorph überprägt?
- Ist eine Veränderung der P-T-Bedingungen senkrecht zum Streichen der Einheit nachweisbar?
- In welchen geotektonischen Milieus entstanden die tektonisch eingeschuppten Metabasite?
- Kann eine bereits subduzierte ozeanische Platte näher charakterisiert werden?

Durch die erstmalig systematische geothermobarometrische Bearbeitung der Metasedimente ist es nun möglich, die metamorphe Entwicklung der Einheit auf Chiloé mittels eines P-T-Pfads zu rekonstruieren. Die geochemische Bearbeitung der Metabasite gibt Aufschluss über das ursprüngliche geotektonische Bildungsmilieu.

1.2 Frühere Bearbeiter

Die erste Beschreibung über die Geologie der Insel Chiloé geht auf Charles Darwin zurück. Während seiner Forschungsreise mit der Beagle entlang des Südamerikanischen Kontinents beschreibt er auch die Insel Chiloé (Darwin 1845).

Die erste ausführliche geologische Beschreibung der Insel und auch des metamorphen Grundgebirges stammt aus dem Jahre 1969 von P. Saliot. Der in der Arbeit beschriebene Lawsonit wies bereits auf eine HP-LT Metamorphose hin. Der Lawsonit-Fund sorgte für Aufsehen, vor allem da mehrere Bearbeiter die Existenz des Lawsonits nicht bestätigen konnten (Aguirre pers. comm. ,

Ernst und andere). Auch der Autorin der vorliegenden Arbeit gelang es trotz persönlicher Kommunikation mit Saliot und ausführlichen Geländegängen nicht, den Lawsonit-Fund zu bestätigen. In den von Saliot zur Verfügung gestellten Belegproben seiner Arbeit liegt Lawsonit jedoch zweifelsfrei vor.

1.3 Geographie des Arbeitsgebietes

Die Arbeitsgebiete der hier vorliegenden Arbeit umfassen einige zentrale, wie auch südliche Regionen der Insel Chiloé. Chiloé schließt sich südlich an die chilenische Seenregion an und gehört zur X. Región de Los Lagos Chiles. Die Isla Grande de Chiloé umfasst ein Gebiet von ca. 6.000 qkm und erstreckt sich von ca. 42° bis 43° 30' südlicher Breite und 74° 30' und 73° 15' westlicher Länge. Das Klima der Insel Chiloé ist kühl-gemäßigt mit hohen Jahresdurchschnittsniederschlägen von ca. 2.000 mm. Die Topographie ist überwiegend flach mit Erhebungen von 200 m ü. NN. Im Zentralbereich der Insel, westlich und südwestlich von Castro, erhebt sich ein Mittelgebirgszug, die sogenannte Cordillera Piuchén mit Höhen von 700 m ü. NN. Die Bevölkerung Chiloés lebt überwiegend im östlichen Bereich der Insel, der durch die Panamericana als NS-Verbindung erschlossen ist. Der westliche Bereich der Insel ist fast unbesiedelt und nicht erschlossen.

Die Arbeitsgebiete sind in Abb. 1-2 dargestellt. Von Norden nach Süden sind es der Bereich der Cordillera Piuchén, des Lago Huillinco, des Canal Compu sowie die Südküste der Insel Chiloé.

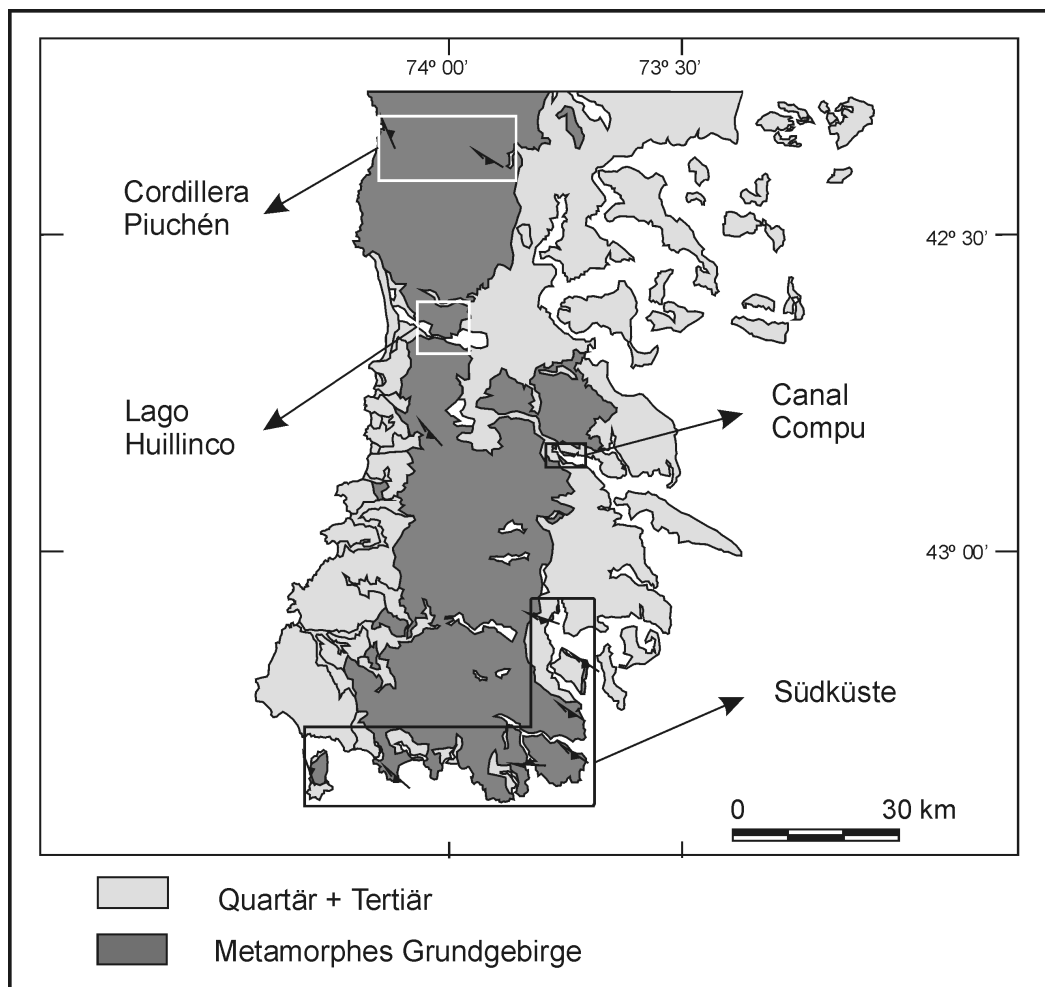


Abb. 1-2: Geographische Lage der einzelnen Arbeitsgebiete auf der Insel Chiloé.

Näher bearbeitet wurden die zugänglichen Bereiche der Cordillera Piuchén, die sich nordwestlich von Castro befindet. Im Bereich der Cordillera Piuchén konnte ein WE-Geländeprofil des metamorphen Grundgebirges bearbeitet werden, das im wesentlichen dem Verlauf des Rio Abtao folgt.

Als weiteres Arbeitsgebiet ist das Gebiet um den Lago Huillinco zu nennen. Es konnte nur spärlich beprobt werden, da hier das metamorphe Grundgebirge meist von mächtigen glazialen Einheiten überlagert wird. Der westliche Bereich dieses Gebietes ist wegen des dichten, immergrünen, feuchtgemäßigten Waldes und eines fehlenden Wegenetzes undurchdringlich.

Als Probenregion für die geochemischen Untersuchungen der Metabasalte diente die Gegend des Canal Compu. Auch dieser Bereich ist überwiegend von glazialen Ablagerungen dominiert, an einigen exponierten Stellen ist das metamorphe Grundgebirge jedoch aufgeschlossen.

Als weitere wichtige Arbeitsregion ist die Südküste der Insel Chiloé zu nennen. Hier fand die Beprobung während einer einwöchigen Schiffsexpedition, zusammen mit Mitarbeitern des chilenischen Geologischen Landesamt (SERNAGEOMIN), statt. Es konnte ein EW Profil entlang der Küste aufgenommen werden. Aufgrund der örtlichen Gegebenheiten (Wetter, Wellengang, Brandung, Strömung, etc.) fand die Beprobung in unregelmäßigen Abständen statt.

2. Geologie und Petrographie

2.1 Regionale Geologie und Geologie der Insel Chiloé

Die Geologie des südlichen Zentralchiles kann in drei NS streichende Großeinheiten gegliedert werden. Der östliche Bereich wird durch die Andenkordillere aufgebaut, westlich davon schließt sich das Längstal an, dem weiter im Westen entlang der Pazifikküste die sogenannte Küstenkordillere mit metamorphen Grundgebirgseinheiten folgt. Die Andenkordillere wird zu einem großen Teil von typischen andesitischen Vulkanen aufgebaut, die charakteristisch für aktive kontinentale Plattenränder sind. Die Vulkane auf der geographischen Breite von Chiloé werden der südlichen Vulkanzone der Anden (SVZ southern volcanic zone) zugeordnet und erreichen Höhen zwischen 1572 m (Vulkan Hornopirén) und 2404 m (Vulkan Michimáhuida). Im westlichen Bereich der Andenkordillere treten meist größere Bereiche des nordpatagonischen Batholiths zu Tage. Das Längstal im südlichen Zentralchile ist bis Puerto Montt oberhalb des Meeresspiegels aufgeschlossen, südlich von Puerto Montt wurde es durch eiszeitliche Gletscher morphologisch überprägt und eingetieft, so dass die Talsole heute unterhalb des Meeresspiegels liegt. Die Küstenkordillere ist entlang der Pazifikküste auf dem Festland und auf den vorgelagerten südchilenischen Inseln und Inselgruppen aufgeschlossen, wobei die größte und nördlichste Insel die Insel Chiloé ist. Im Süden schließt sich der Archipiélago de los Chonos an. Die Küstenkordillere ist hauptsächlich von metamorphem Grundgebirge aufgebaut. Das metamorphe Grundgebirge der Insel Chiloé ist Thema der vorliegenden Arbeit.

Die Geologie der Insel Chiloé ist in der geologischen Karte (Abb. 2-1) dargestellt. Vereinfacht lässt sich die Geologie der Insel Chiloé in drei Einheiten gliedern: Quartär, Tertiär und metamorphes Grundgebirge. Die einzelnen Einheiten werden im Folgenden kurz dargestellt.

2.1.1 Quartär

Der östliche Bereich Chiloés wird von glazialen Einheiten des Quartärs dominiert, vor allem durch Moränen und fluvioglaziale Sedimente. Dies spiegelt sich auch in der glazial geprägten Morphologie wieder. Auf Chiloé können drei glaziale Zyklen nachgewiesen werden, man bezeichnet sie lokal als Llanquihue, Santa María und Caracoles (Mercer 1976, Porter 1981).

Im Bereich des Canal Compu treten vereinzelt mafische Schiefer des metamorphen Grundgebirges zu Tage, die vermutlich im Quartär paläotopographisch erhöhte Abschnitte darstellten. Im Grenzbereich zwischen dem metamorphen Grundgebirge und dem Quartär am Fuße der Cordillera Piuchén ist aufgrund schlechter Aufschlussbedingungen keine genaue Abgrenzung beider Einheiten möglich.

2.1.2 Tertiär

Die tertiären Ablagerungen der Insel untergliedern sich in sedimentäre und vulkanische Einheiten wobei die sedimentären Einheiten in kontinentalem wie auch marinem Milieu abgelagert wurden. Bei den im Norden aufgeschlossenen kontinentalen Einheiten handelt es sich um Konglomerate, Quarzsande und fein laminierte Sande, die von Duhart et al. (2000) als spätes Oligozän eingeordnet wurden. Die sedimentären Einheiten sind häufig von vulkanischen Gängen durchschlagen. Die marinen Einheiten des Tertiärs sind im westlichen Bereich der Insel aufgeschlossen. Die feinen Konglomerate, epiklastischen Sande und quarzreichen Sande werden von Duhart et al. (2000) dem frühen bis mittleren Miozän zugeordnet.

Die vulkanischen Einheiten treten im Norden der Insel, südwestlich von Castro und im Süden der Insel auf Guapi Quilán auf, sie gehen nach Duhart et al. (2000) auf eine vulkanische Tätigkeit zwischen dem späten Oligozän und dem frühen Miozän zurück. Bei den auf Guapi Quilán vorkommenden Vulkaniten handelt es sich um andesitische und andesitisch-basaltische Laven.

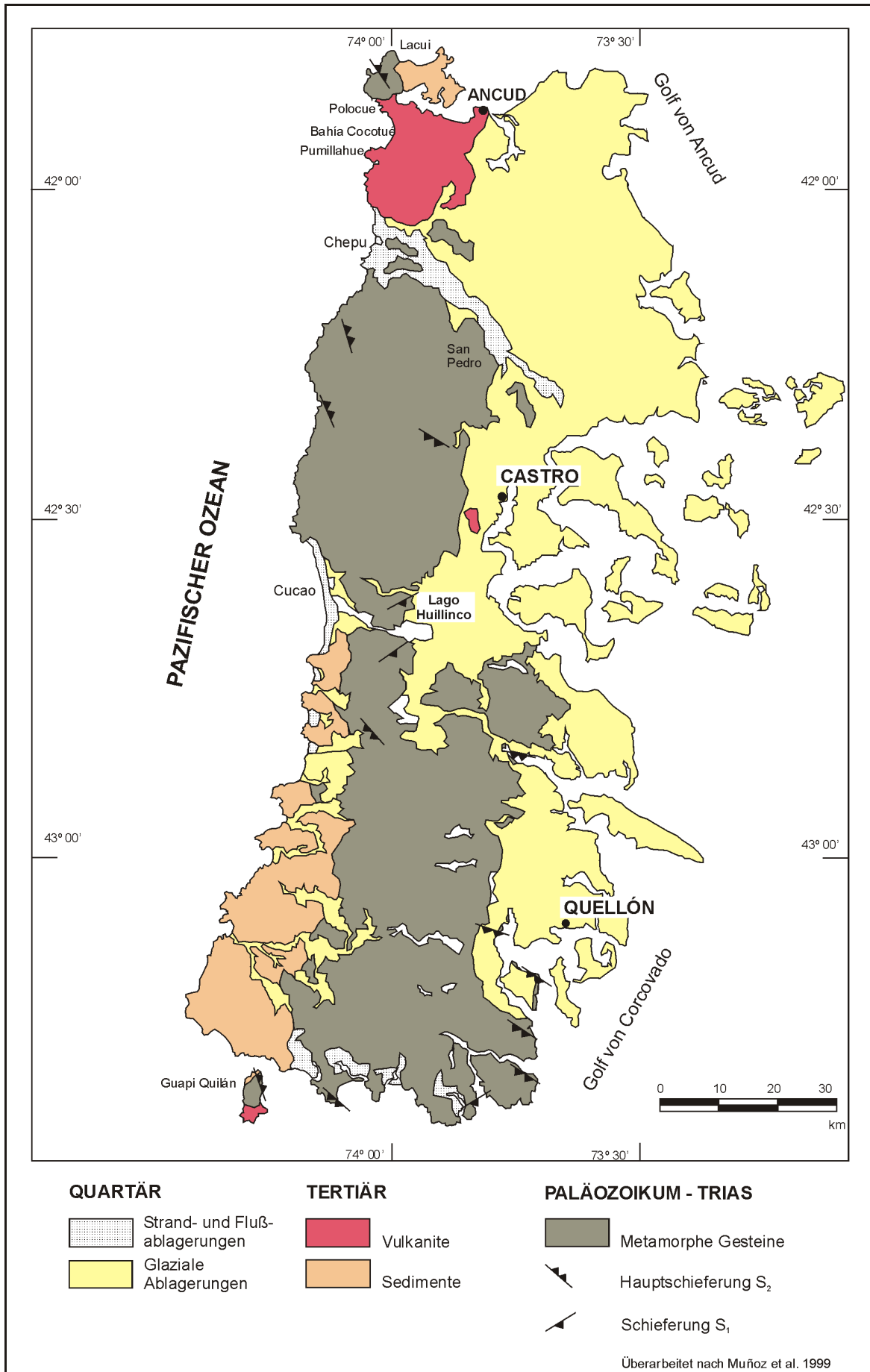


Abb. 2-1: Vereinfachte Geologische Karte von Chiloe

2.1.3 Metamorphes Grundgebirge

Als metamorphes Grundgebirge wird in Chile der spätpaläozoische/frühmesozoische metamorphe Komplex der Küstenkordillere bezeichnet, der entlang der gesamten Pazifikküste zwischen 32°S und 54°S aufgeschlossen ist. Das metamorphe Grundgebirge der Insel Chiloé ist Teil dieses metamorphen Komplexes der nach Aguirre et al. (1972) in die Östliche Serie und die Westliche Serie untergliedert wird. Beide Serien werden mit einem „paired metamorphic belt“ (Miyashiro 1961) verglichen.

Die Östliche Serie zeigt eine hochtemperierte Mittel- bis Niedrigdruckmetamorphose. Die Westliche Serie ist durch eine stark retrograd überprägte Niedrigtemperatur/Hochdruckmetamorphose (LT-HP) charakterisiert. Im Bereich der Insel Chiloé ist nur die Westliche Serie aufgeschlossen, während im südlich sich anschließenden Archipiélago de Chonos, wie auch im Norden im Bereich von Valdivia, beide Einheiten beschrieben werden (González-Bonorino & Aguirre 1970, Miller 1979).

Die Westliche Serie des metamorphen Grundgebirges wird hauptsächlich von pelitischen bis psammitischen Schiefern aufgebaut und wurde penetrativ deformiert. Daneben treten untergeordnet mafische Schiefer und Serpentinittkörper auf, südlich von Temuco werden ophiolitische Sequenzen beschrieben (Hufmann et al. 1997). Die Einheiten zeigen eine intensive grünschieferfaziale Überprägung, wobei an einigen Stellen typische Hochdruck/Niedrigtemperaturminerale, wie blaue Amphibole (Kato & Godoy 1995, Hufmann et al. 1997) und Lawsonit (Saliot 1969) nachgewiesen werden konnten. Aufgrund solcher Beobachtungen wurde das metamorphe Grundgebirge schon früh als fossiler Akkretionskeilkomplex (Hervé 1988) des südwestlichen Gondwanarandes interpretiert. Dies konnte durch neuere Arbeiten (Massonne et al. 1996, Willner et al. 2000) und vor allem durch die Ergebnisse der hier vorliegenden Arbeit bestätigt und genauer verifiziert werden.

Die geochronologische Einordnung des metamorphen Grundgebirges mit radiometrischen Daten ist bisher nur bruchstückhaft bekannt. Hervé (1988) beschreibt für die während des späten Paläozoikums bis Mesozoikums am Südwestrand Gondwanas abgelagerten Einheiten eine generelle Verjüngung der Metamorphosealter von Norden nach Süden. Für den Bereich Chiloé werden maximale Sedimentationsalter des Mittleren Devons angegeben (Duhart et al. 1999). Durch postmetamorphe Abkühlalter von Glimmern (Duhart et al. 2001) kann der Zeitraum der Metamorphose zwischen Mittleres Devon und Obere Trias eingegrenzt werden.

2.2 Ergebnisse der Geländearbeit

Das Metamorphe Grundgebirge der Insel Chiloé ist, wie schon ausgeführt, der Westlichen Serie zugeordnet. Es handelt sich vorwiegend um turbiditische Sequenzen und deren metamorphe Äquivalente Phyllite und Quarzite. Untergeordnet treten synsedimentär abgelagerte pyroklastische Zwischenlagen, heute mafische Schiefer, und tektonisch eingeschuppte mafische Schiefer auf. Prozentual gesehen machen die tektonisch eingeschuppten mafischen Schiefer ca. 5-10 % des aufgeschlossenen metamorphen Grundgebirges auf Chiloé aus, die ehemaligen Pyroklastika können mit unter 1 % angenommen werden. Für die petrographische und spätere petrologische sowie geochemische Bearbeitung wurden in drei Probenregionen insgesamt 290 Proben genommen, wovon 123 repräsentative Metpelite und Metabasite lichtmikroskopisch untersucht wurden. Aufgrund der schlechten Aufschlussbedingungen und der starken mineralogischen Homogenität der Metasedimente war es im Gelände nicht möglich einzelne Einheiten zu unterscheiden oder auszukartieren. Auch eine zusammenhängende tektonische Bearbeitung der Gebiete wurde durch die schlechten Aufschlussbedingungen erschwert. Im Bereich der Cordillera Piuchén entlang des WE-Gelände Profils wurde an größeren Aufschlüssen das vorhandene tektonische Inventar aufgenommen und ausgewertet (vgl. Abschnitt Tektonik). Generell sind die Metasedimente von der dominanten Hauptschieferung S_2 geprägt, die als duktil und penetrativ bezeichnet wird. Diese Hauptschieferung streicht im wesentlichen NW-SE und

wird der zweiten Deformation D_2 zugeordnet. Im Bereich des Lago Huillinco und an der Südküste konnte in Metavulkaniten die reliktsch erhaltene S_1 der ersten Deformation (D_1) nachgewiesen werden.



Abb. 2-2: gefalteter Phyllit mit quarzreichen Lagen.

2.2.1 Cordillera Piuchén



Abb. 2-3: Überblick über den westlichen nicht erschlossenen Bereich der Cordillera Piuchén und der Pazifikküste. Aufgrund der sehr dichten Vegetation und des wegelosen Geländes ist die Zahl der Aufschlüsse beschränkt.

Im Arbeitsbereich der Cordillera Piuchén dominieren die Metasedimente mit Phylliten, Quarzphylliten oder glimmerführenden Quarziten das Bild. Aus diesem Arbeitsgebiet stammen auch drei granatführende Quarzite. Entlang des ca. 20 km langen WE-Geländeprofiles konnten einige wenige cm mächtige Grünschieferzwischenlagen beobachtet werden. Aufgrund der Übergänge zu den Phylliten werden sie als pyroklastische Zwischenlagen interpretiert, die während der Ablagerung der Sedimente von entfernten Vulkangebieten eingetragen wurden. Daneben konnte

ein ca. 200 m mächtiger und kompakter Metavulkanit auskartiert werden. Der Grünschiefer zeigt die Hauptschieferung S_2 mit scharfen tektonischen Kontakten zu den Metasedimenten, der Metavulkanit wurde somit prä- S_2 tektonisch eingeschuppt.

Der Rest des Arbeitsgebietes ist von Phylliten mit schwankenden Quarzgehalten aufgebaut. An morphologisch exponierten Stellen, wie den höchsten Erhebungen, treten hauptsächlich glimmerführende Quarzite auf. Eine geologische Karte entlang des WE-Geländeprofiles innerhalb der Cordillera Piuchén ist in Abb. 2-13 dargestellt.

2.2.2 Lago Huillinco

Im Bereich des Lago Huillinco ist das metamorphe Grundgebirge am besten entlang des Sees aufgeschlossen. In Abb. 2-4 ist eine geologische Karte der Region abgebildet. Im östlichen Bereich wird das metamorphe Grundgebirge von Quartär überdeckt, wobei im Bereich von einigen Flussläufen oder anderen exponierten Stellen die Metasedimente des metamorphen Grundgebirges nachgewiesen werden können. Südlich und nördlich des Sees sind massive Metavulkanite zu beobachten, die vermutlich einen zusammenhängenden Komplex bilden. Der nordwestliche Bereich ist wegen des dichten, immergrünen, feuchtgemäßigten Waldes und des fehlenden Wegenetzes undurchdringlich. Diese Geländebedingungen sind der Grund, warum ein Großteil der in der geologischen Karte eingetragenen Grenzen mit Fragezeichen belegt sind.

Die Metabasite südlich des Lago Huillinco weisen teilweise bläuliche Amphibole auf. Mit Hilfe der Mikrosondenanalytik wurden die bläulichen Amphibole als Mg-Riebeckite identifiziert (vgl. Kapitel Mineralchemie).

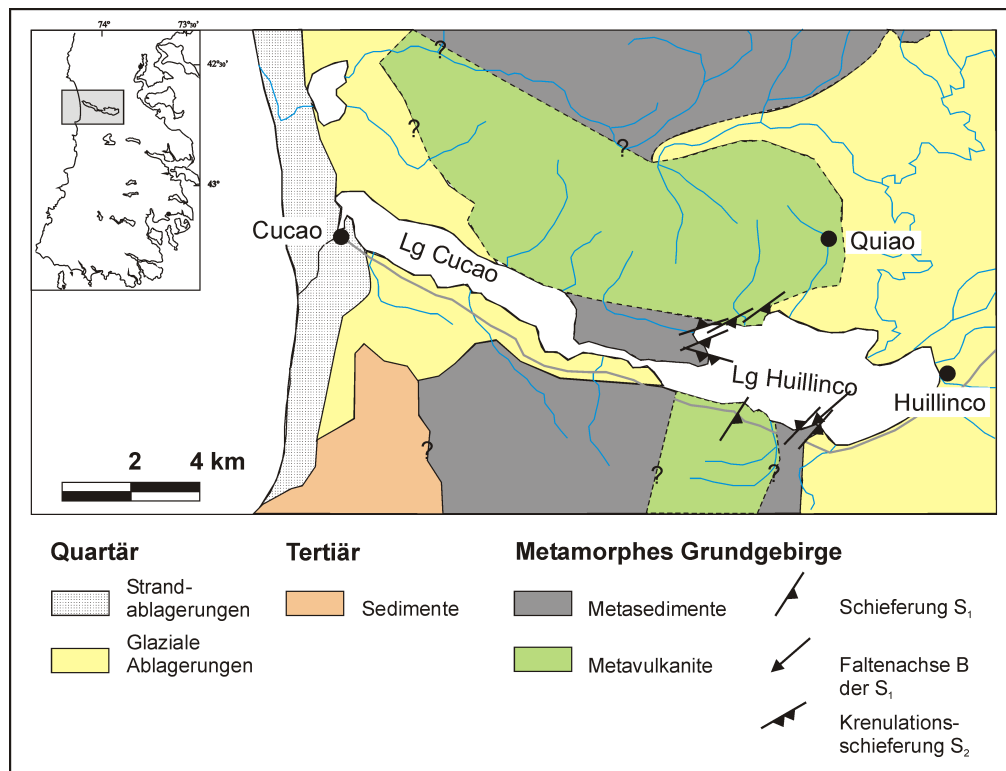


Abb. 2-4: Geologische Karte des Bereichs Lago Huillinco.

Im Gegensatz zu den Bereichen der Cordillera Piuchén tritt am Lago Huillinco die NW streichende Hauptschieferung des metamorphen Grundgebirges stark zurück. Am Lago Huillinco tritt die S_1 der ersten Deformation in den Vordergrund. Interessant ist, dass die NE streichende S_1 in den Metavulkaniten und auch in den Metasedimenten nachgewiesen werden kann. Die S_1 tritt sonst nur an der Südküste reliktsch in den Metavulkaniten auf. Nördlich des Lago Huillinco konnte eine NW streichende Krenulationsschieferung in einem Phyllit beobachtet werden, sie

wird der NW streichenden Hauptschieferung S_2 zugeschrieben. Aufgrund dieser Beobachtung nimmt das metamorphe Grundgebirge im Bereich Lago Huillinco eine Sonderstellung ein. Dieser Bereich war während der S_2 nicht mehr im duktilen, sondern im spröd-duktilen Bereich. Es kann davon ausgegangen werden, dass der Bereich Lago Huillinco während der Hauptschieferung S_2 nicht so tief versenkt war wie das metamorphe Grundgebirge der Cordillera Piuchén oder der Südküste der Insel.

2.2.3 Canal Compu

Im Bereich des Canal Compu sind entlang der Küste einige Aufschlüsse des metamorphen Grundgebirges vorhanden. Im wesentlichen handelt es sich hierbei um Metavulkanite; untergeordnet treten auch einige Metasedimente auf. Durch das Einfallen der NW streichenden Schieferung S_2 kann eine synforme Großfalte nachgewiesen werden, wobei die nördlich und südlich des Canal Compu auftretenden Metavulkanite einen Körper bilden. Generell ist im östlichen Bereich der Insel Chiloé eine mächtige glaziale Überdeckung zu beobachten. Somit kann angenommen werden, dass es sich bei dem aufgeschlossenen metamorphen Grundgebirge um ein paläogeographisches Hoch handelt.



Abb. 2-5: Überblick über das südliche Ufer des Canal Compu mit der deutlich erkennbaren Panamericana nahe des rechten Bildrandes.

2.2.4 Südküste der Insel Chiloé

Die Südküste der Insel wurde ausschließlich vom Wasser aus bearbeitet und umfasst daher nur die Küstenregion. Das Hinterland der Küsten konnte wegen der Wegelosigkeit und der sehr dichten Vegetation nicht berücksichtigt werden. Die in Abb. 2-6 dargestellte Geologische Karte geht für die Hinterlandgebiete auf die vorläufige Geologische Karte von Muñoz et al. (1999) zurück. An der Ostküste ist das metamorphe Grundgebirge nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Hier treten Metasedimente und wenige tektonisch eingeschuppte Vorkommen von Metavulkaniten auf. In den Metamorphiten ist eine einheitliche NW streichende Hauptschieferung S_2 vorhanden, während im Bereich der Isla San Pedro und des sich nördlich anschließenden Festlandes meist Metasedimente wie Phyllite, Quarzphyllite oder glimmerführende Quarzite nachweisbar sind.

Die Gesteine des Canal Guamblad bis zum Rio Ayentema nehmen eine Sonderstellung ein. Zum einen verändert sich hier das Streichen der Hauptschieferung S_2 , zum anderen ist eine auffällige

Häufung der eingeschuppten Metavulkanite zu verzeichnen. Bei den untersuchten eingeschuppten Metavulkaniten handelt es sich ausschließlich um Metabasite. Im südlichen Canal Guamblad kann sogar von einer Wechsellagerung von Metasedimenten mit Metavulkaniten gesprochen werden. Aufgrund der scharfen Grenzen zwischen Metasedimenten und Metavulkaniten wird davon ausgegangen, dass es sich um tektonisch eingeschuppte Metavulkanite handelt. An einigen Metavulkaniten ist die reliktsch vorhandene Schieferung S_1 nachweisbar, sie streicht NE und ist in der Geologischen Karte (Abb. 2-6) eingetragen. Die Hauptschieferung S_2 biegt im Bereich des Canal Guamblad um und streicht hier ungefähr NS. Vergleicht man diese Beobachtung mit den Lineamenten der Satellitenbilddauswertung (Abb. 2-7) kann in diesem Gebiet von einem größeren NW streichenden Störungssystem ausgegangen werden. Der Canal Guamblad ist Teil dieses Störungssystems. Westlich des Rio Ayentema bis zu der Isla Guapi Quilán dominieren die Metasedimente: Auch hier vor allem Phyllite, Quarzphyllite und glimmerführende Quarzite mit einer NW streichenden Hauptschieferung S_2 . Im Bereich des Rio Asasao konnte eine mehrere dm mächtige tektonisch eingeschuppte Metavulkanitlage mit reliktsch NW streichender Schieferung S_1 nachgewiesen werden.

Der südliche Bereich der Isla Guapi Quilán wird von tertiären Vulkaniten bedeckt (pers. comm. Duhart 2001). Es können mächtige pyroklastische Ablagerungen und andesitische Laven beobachtet werden. Der direkte Kontaktbereich der Vulkanite und der Metamorphite konnte im Gelände wegen der schon öfter beschriebenen Aufschlussbedingungen nicht gefunden, jedoch konnten im näheren Bereich einige vulkanische Gänge in den Metamorphiten nachgewiesen werden.

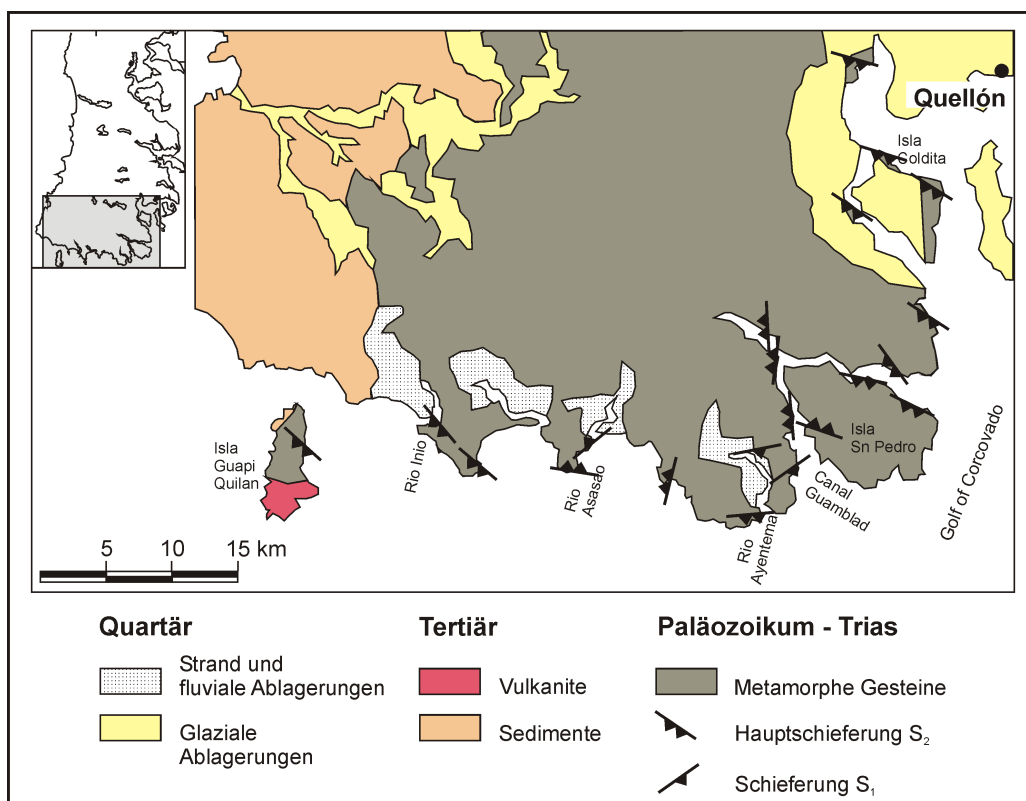


Abb. 2-6: Geologische Karte der Südküste Chiloés.

2.3 Tektonik

Die Tektonik des metamorphen Grundgebirges der Insel Chiloé ist relativ komplex und durch drei Deformationsphasen geprägt. Obwohl die tektonische Bearbeitung der Einheit nicht das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, werden die während der Geländearbeit aufgenommenen tektonischen

Gegebenheiten aufgeführt und dargestellt. Das ausgewertete tektonische Inventar des WE-Gelände Profils im Bereich der Cordillera Piuchén wird im Folgenden exemplarisch dargestellt, zur Identifikation von im Gelände nicht nachweisbaren Störungssystemen auf die Bearbeitung von Landsat TM Satellitenbildern zurückgegriffen.

2.3.1 Satellitenbildauswertung



Abb. 2-7: Fotolineamente der Landsat TM Auswertung bei unterschiedlichen Bandkombinationen.

Für die fotogeologische Bearbeitung der Insel Chiloé wurden Landsat TM Satellitenbilder aus dem Jahr 1989 herangezogen. Die Fotolineamente des zentralen und südlichen Chiloés sind in Abb. 2-7 dargestellt. Für die Ermittlung dieser Lineamente wurden unterschiedliche Bandkombinationen ausgesucht und die Hauptkomponenten Transformation sowie die Bandrotation mit Hilfe der Software ER-Mapper 6.0 angewendet. Bei einer Bearbeitung wurde das Band 5 der

Farbe rot, das Band 4 der Farbe grün und das Band 3 der Farbe blau zugeordnet, bei einer zweiten Bearbeitung das Band 2 mit rot, das Band 4 mit grün und das Band 1 mit blau belegt. Fotolineamente, die bei beiden Bandkombinationen übereinstimmten, werden in Abb. 2-7 dargestellt.

Generell fällt bei der Betrachtung der Fotolineamente die Kleingliederung der Strukturen im Bereich der Cordillera Piuchén auf, wohingegen in den übrigen Gebieten der Insel großräumige Strukturen dominieren. Diese Beobachtung steht mit der Morphologie im Zusammenhang. Die Cordillera Piuchén kann als Mittelgebirgsregion mit Erhebungen bis zu 700 m ü. NN bezeichnet werden während der restliche Bereich der Insel relativ flach und leicht hügelig ist.

Bei den Fotolineamenten sind zwei Hauptrichtungen zu erkennen: Zum einen NW-SE streichende Lineamente und zum anderen NE-SW streichende Lineamente. Die NW-SE Lineamente treten häufiger auf und diese Richtung stimmt mit dem generellem Streichen der Hauptschieferung S_2 überein. Das fast vollständige Fehlen von NS streichenden Strukturen ist auffallend. Diese Richtung könnte mit den aktuellen tektonischen Ereignissen, der NS verlaufenden Subduktionszone des südamerikanischen Kontinents, in Zusammenhang gebracht werden.

Die in Abb. 2-7 eingetragenen Fotolineamente werden als Störungen interpretiert. Im Bereich der Cordillera Piuchén konnten im Gelände einige Störungen bestätigt werden, jedoch war dies bei den meisten Fällen aufgrund der schlechten Aufschlussbedingungen nicht möglich ebenso wenig wie die Art der Störungssysteme näher zu definieren oder die Bewegungsrichtung festzulegen.

2.3.2 Deformationsphasen

Es können drei unterschiedliche Deformationsphasen unterschieden werden. Die erste Deformation D_1 ist nur noch reliktsch in einigen Metavulkaniten und durch erhaltene Faltschaniere aus Quarz in einigen Metapeliten nachweisbar. Während der Deformation D_2 ist die Hauptschieferung S_2 entstanden und an einigen Stellen ist eine D_3 sichtbar.

Deformation D_1



Abb. 2-8: Kontakt eines Phyllits (rechts) und Metavulkanits (links) von der Südküste Chiloés. Im Metavulkanit ist die S_1 erhalten die im Randbereich zum Phyllit gefaltet ist.

Von der Deformation D_1 ist in einigen Metavulkanitlagen der Südküste die S_1 reliktsch erhalten während sie im Bereich des Lago Huillinco die dominierende Schieferung darstellt (vgl. Abb. 2-4, Geologische Karte des Lago Huillinco). Ein Beispiel von der Südküste ist in Abb. 2-8 abgebildet. Im gesamten Gebiet des metamorphen Grundgebirges der Insel Chiloé streicht die S_1 NE-SW. Für die Erhaltung der S_1 ist vermutlich die relative Kompetenz der Metavulkanite gegenüber der Inkompetenz der Phyllite verantwortlich.

Der lithologische Kontakt von Metasediment und Metavulkanit ist meist scharf ausgebildet. Es handelt sich um tektonische Kontakte, wobei der direkte Kontaktbereich der Metavulkanite teilweise gefaltet ist (vgl. Abb. 2-8). Eine Parallelität der S_1 zum Kontakt ist zu beobachten.

Im Bereich des Lago Huillinco ist die S_1 die dominierende Schieferung, sie streicht NE-SW.

Deformation D_2



Abb. 2-9: Quarzphyllit mit penetrativer Hauptschieferung S_2 . Es sind neben dem Maßstab reliktsche Faltenkerne von Isoklinalfalten vorhanden.



Abb. 2-10: Phyllit mit gefalteter S_2 aus dem Mündungsgebiet des Rio Abtao in der Cordillera Piuchén. Der Bereich stellt den rechten Faltenschenkel eines Sattels der Hauptschieferung S_2 dar.

Die Deformation D_2 ist duktil und penetrativ. Die dominante Hauptschieferung S_2 , die in allen Metasedimenten ausgebildet ist, wird der D_2 zugeordnet. Ein Beispiel für die penetrative S_2 ist in Abb. 2-9 dargestellt. Im Foto sind reliktsche Faltenkerne von Isoklinalfalten zu erkennen, ebenso eine Boudinage. Eine Boudinage entsteht bei einer Extension, wobei kompetente Lagen, hier Quarz, in einer weniger kompetenten Matrix (Phyllit) auftreten.

Die Hauptschieferung S_2 streicht im wesentlichen NW-SE. In einigen Bereichen, wie z.B. in der Cordillera Piuchén (vgl. Tektonik des WE-Geländeprofiles), kann jedoch auch ein WE Streichen der S_2 beobachtet werden. Dies deutet auf eine Großfaltung der Hauptschieferung hin, die im WE-Geländeprofil nachgewiesen werden konnte. Die Entstehung der Großfalten wird der D_3 zugeschrieben, in Abb. 2-10 ist der rechte Schenkel einer solchen Großfalte abgebildet.

Deformation D_3



Abb. 2-11: Phyllit mit Kleinfaltung der S_2 aus dem Bereich der Cordillera de Piuchén.



Abb. 2-12: Quarzphyllit im Bereich der Cordillera de Piuchén. Es ist die Hauptschieferung S_2 und eine Krenulationschieferung der D_3 zu erkennen.

Neben der Großfaltung der S_2 ist meist eine sehr intensive Kleinfaltung zu beobachten. Eine Auswertung solcher Kleinfaltenachsen erfolgt in einigen Bereichen des WE-Geländeprofiles der Cordillera Piuchén. Die Richtung der gemessenen Kleinfaltenachsen ist NNW mit meist flachen Abtauchwinkeln. Diese Kleinfalten werden genauso wie die Großfalten der D_3 zugeordnet und entstanden unter duktilen Bedingungen.

An einigen Stellen im Bereich der Cordillera Piuchén kann eine Krenulationsschieferung beobachtet werden, sie wird auch der D_3 zugeordnet. Bei einem steilen Einfallen von $80-90^\circ$ streicht sie NNW-SSE. In Abb. 2-12 ist eine solche Krenulationsschieferung parallel zum Maßstab erkennbar. Krenulationsschieferungen entstehen im allgemeinen unter spröd-duktilen Bedingungen, was auf eine Hebung der Einheit zwischen den Ereignissen der Faltung und der Krenulationsschieferung hinweist.

2.3.3 Tektonik des WE-Geländeprofiles

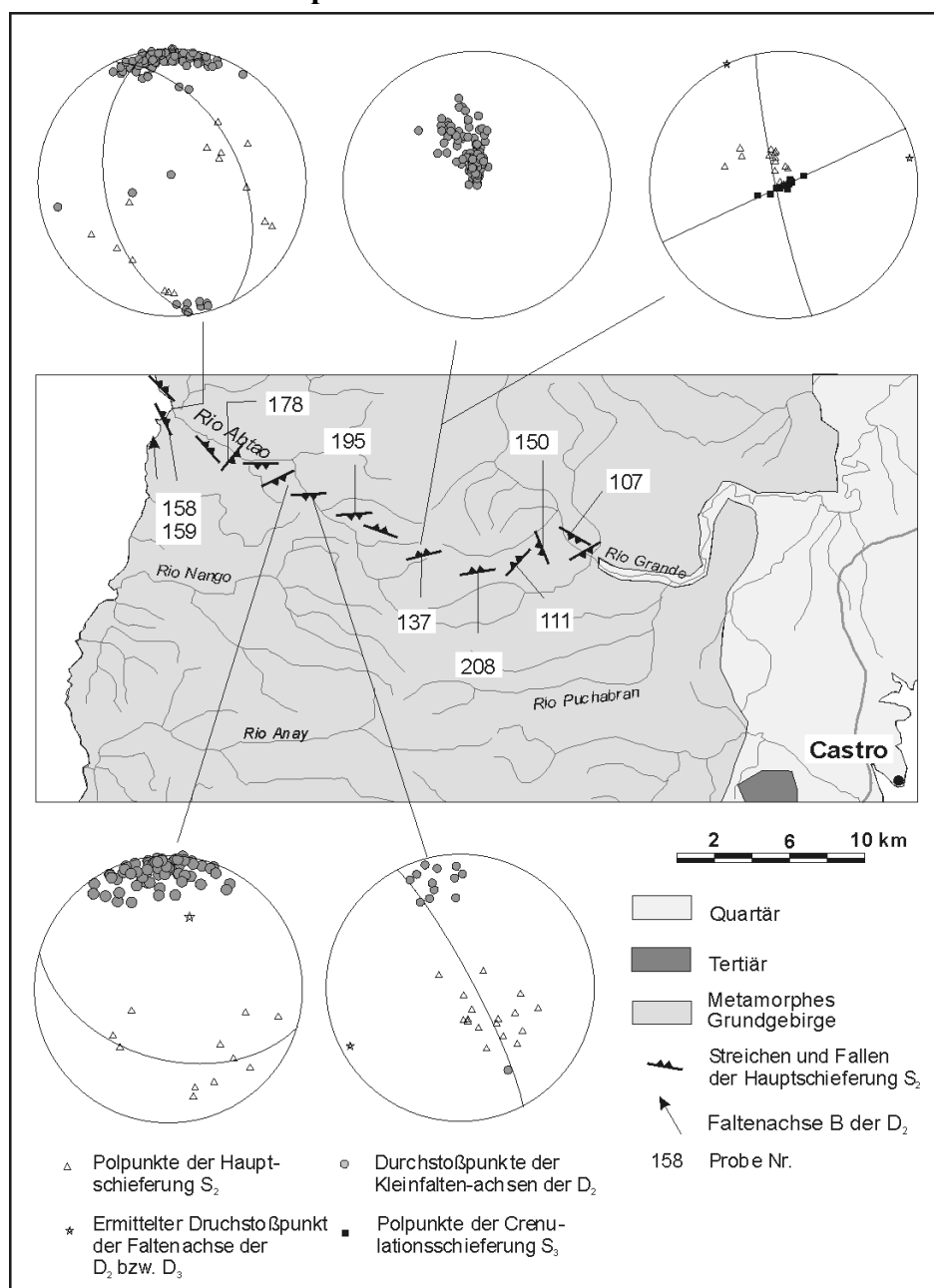


Abb. 2-13: Geologische Karte der Cordillera Piuchén mit Darstellungen des tektonischen Inventars im Schmidt-schen Netz.

Im Bereich der Cordillera Piuchén wurden entlang eines WE-Geländeprofiles die Proben genommen und geothermobarometrisch bearbeitet. An größeren Aufschlüssen wurde dort auch das tektonische Inventar der Einheit festgehalten.

In Abb. 2-13 sind die geologische Karte des Bereiches und Gefügedaten von vier Bereichen dargestellt. Ferner erfolgte eine kontinuierliche Dokumentation des Streichens und Fallens der Hauptschieferung S_2 . Hierbei wurde deutlich, dass das Streichen der S_2 lokal stark schwankt. In dem Bereich des Geländeprofiles tritt das NW Streichen stark zurück; hier dominiert ein WE Streichen teilweise mit Einfallen nach N oder nach S. Der Einfallswinkel schwankt zwischen 40 und 80°. An der Pazifikküste konnte mit den Gefügedaten ein Großfaltenbau der S_2 nachgewiesen werden. Durch die Aufnahme der Kleinfaltenachsen der D_3 ergibt sich bei den untersuchten Bereichen ein relativ einheitliches Bild. Die Richtung der Kleinfaltenachsen ist NNW mit einem überwiegend flachem Abtauchen. Nur im Bereich der Probe 137 tauchen die Faltenachsen mit 80-90° sehr steil ab. In diesem Bereich konnte auch eine Krenulations-schieferung beobachtet werden, sie streicht NNW-SSE und fällt mit 80-90° steil ein.

2.4 Petrographie des metamorphen Grundgebirges

Im folgenden Kapitel wird die Petrographie der Gesteine des metamorphen Grundgebirges der Insel Chiloé dargestellt. Aus dem Bereich der Cordillera Piuchén wurden von 108 Proben 59, aus dem Bereich des Lage Huillinco von 70 Proben 34, aus dem Bereich Canal Compu von 17 Proben 6 und von der Südküste 24 Proben von 95 Proben mikroskopisch bearbeitet. Insgesamt wurden somit 73 Metasedimente und 50 Metavulkanite der Insel Chiloé petrographisch untersucht.

Die Zusammensetzung der Metasedimente ist relativ gleichförmig und unterscheidet sich meist nur im Quarzgehalt. Eine Ausnahme bilden die granatführenden Quarzite, die getrennt von den granatfreien Metasedimenten betrachtet werden. Bei den angeführten Beispielen handelt es sich meist um Proben, die auch mit der Mikrosonde untersucht wurden. Es werden somit hauptsächlich Proben aus der Cordillera Piuchén dargestellt. Wegen der starken mineralogischen Monotonie der Gesteine repräsentieren sie gleichzeitig die typischen Metasedimente des metamorphen Grundgebirges der Insel. Bei der lichtmikroskopischen Bearbeitung der Metasedimentproben fiel die meist vollständige Rekristallisation der Proben auf. Somit ist es nicht möglich, mit Hilfe von reliktschen Strukturen oder reliktschen Mineralen Rückschlüsse auf die Edukte ziehen zu können.

Bei den Metavulkaniten werden Metavulkanite aus dem Bereich des Lago Huillinco dargestellt. Daneben werden exemplarisch die tektonisch eingeschuppten Metabasite aus der gleichen Region aufgeführt.

2.4.1 Metasedimente

Granatführende Quarzite

Die drei granatführenden Quarzite lassen sich in zwei Gruppen untergliedern. In der Probe 107 ist die Mineralvergesellschaftung: Quarz + Granat + Hellglimmer + Chlorit + Epidot + Albit. Bei den Proben 158 und 159 fehlt Epidot.

Bei den granatführenden Quarziten sind lagige Anreicherungen von Granat + Hellglimmer + Chlorit ± Epidot zu beobachten. Diese Granatlagen sind zur Hauptschieferung S_2 parallel. Die Granate sind meist idiomorph ausgebildet, haben einen Durchmesser zwischen 3 und 15 μm und weisen keine Mineraleinschlüsse auf. In der Abb. 2-14 und Abb. 2-15 sind mikroskopische Aufnahmen solcher Granatlagen dargestellt. In Abb. 2-15 ist eine Druckschattenbildung bei einem Granat (bei der Beschriftung Grt) erkennbar. Dies ist ein Hinweis, dass die Granate syn-deformativ gewachsen sind. Aufgrund der Parallelität der Granatlagen zur Hauptschieferung S_2

kann davon ausgegangen werden, dass die Granate syn-D₂ gewachsen sind. Die Hellglimmer sind der Hauptschieferung S₂ folgend eingeregelt und werden somit einem syndeformativen Wachstum zugeordnet. In den Dünnschliffen ist durch die Einregelung der Phyllosilikate die Hauptschieferung S₂ klar zu erkennen.

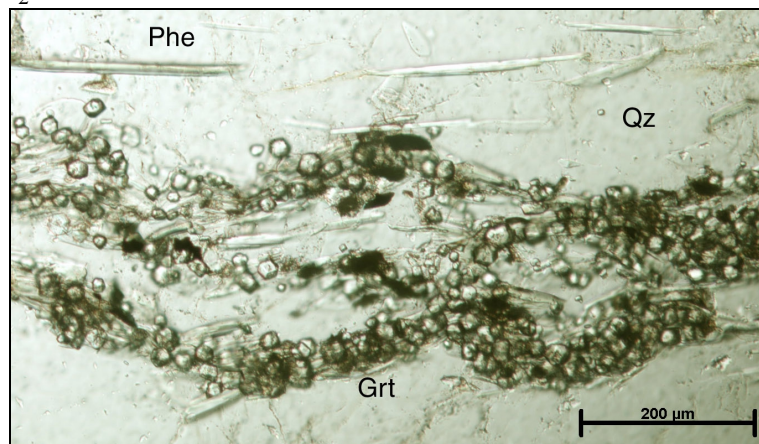


Abb. 2-14: Granatführender Quarzit Probe 158 mit lagiger Anreicherung von Granat und Hellglimmer. Der angegebene Maßstab entspricht 200 μm. Die Aufnahme erfolgte bei parallelen Polarisatoren (PPL).

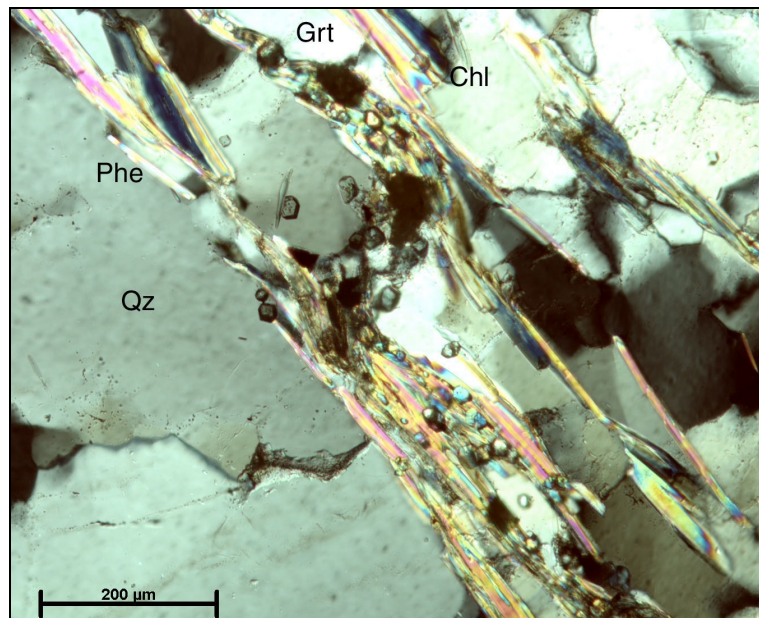


Abb. 2-15: Granatführender Quarzit der Probe 158. Diagonal im Bild ist durch die Hellglimmer die Hauptschieferung S₂ erkennbar. Bei der Granatbeschriftung Grt im oberen Bildbereich ist eine Druckschattenbildung vorhanden. Das Granatwachstum erfolgte somit syn-D₂. Der angegebene Größenmaßstab entspricht 200 μm. Die Aufnahme erfolgte bei gekreuzten Polarisatoren (XPL).

Glimmerführende Quarzite

Die glimmerführenden Quarzite sind ein wichtiger Gesteinstyp des metamorphen Grundgebirges der Insel Chiloé. Die Mineralvergesellschaftung ist: Quarz + Hellglimmer + Chlorit ± Epidot ± Titanit ± Albit ± Graphit ± Turmalin. Abb. 2-16 und Abb. 2-17 zeigen mikroskopische Aufnahmen solcher glimmerführender Quarzite.

Die Bereiche aus Quarz sind granoblastisch der Quarz löscht meist undulös aus. Die Hellglimmer wie auch die Chlorite sind lepidoblastisch ausgebildet und parallel zur Hauptschieferung S₂ eingeregelt. Der Plagioklasanteil ist nur sehr schwer definierbar, da der fast reine Albit meist ohne Zwillingslamellen auftritt. Der Albit ist somit mikroskopisch kaum vom Quarz zu unterscheiden. Akzessorisch treten in den glimmerführenden Quarziten ferner Graphit und

Turmalin auf. Der Graphit ist meist lagig angeordnet und zeigt unterschiedliche Schieferungen an.

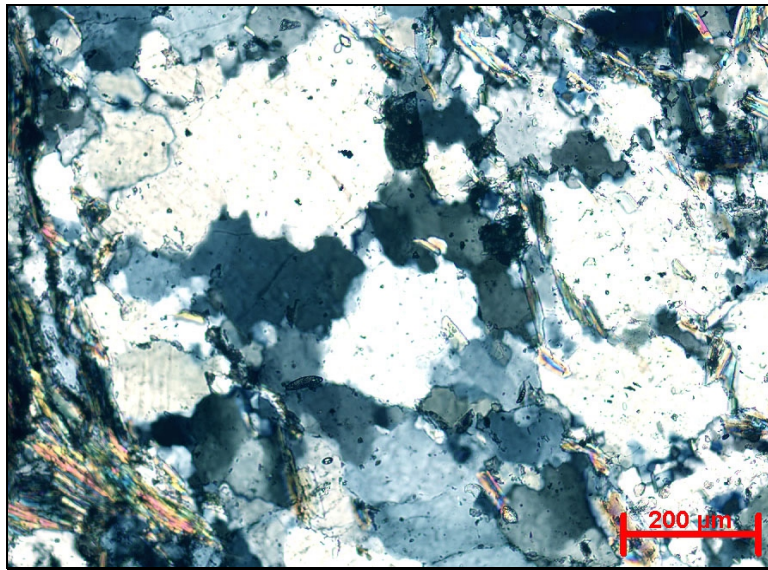


Abb. 2-16: Ausschnitt eines glimmerführenden Quarzits, Probe 178 bei gekreuzten Polarisatoren. Im linken unteren Bildrand sind Hellglimmer und Chlorit zu erkennen. Im Zentrum der Aufnahme ist hauptsächlich Quarz zu beobachten. Der angegebene Maßstab entspricht 200 μm .

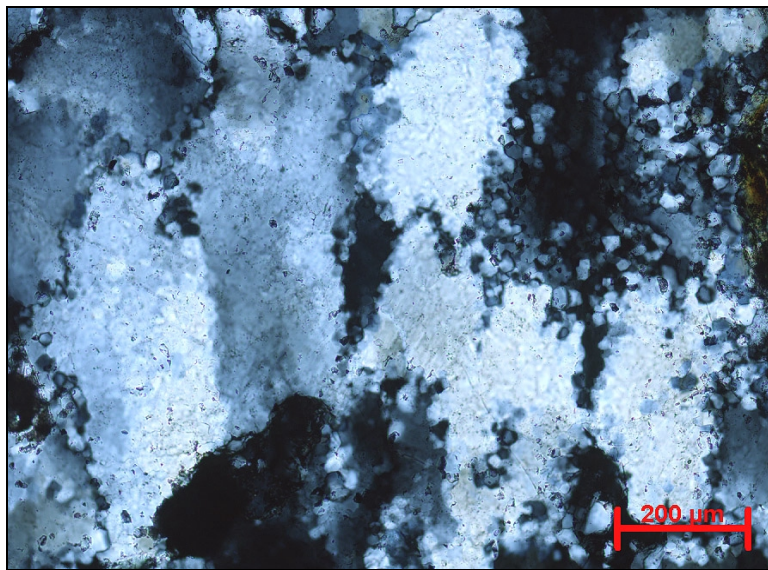


Abb. 2-17: Mikroskopischer Ausschnitt der glimmerführenden Quarzitprobe 150 bei XPL. An den Korngrenzen des Quarzes wird deutlich, dass hier kaum eine statische Rekristallisation erfolgte. Der angegebene Maßstab entspricht 200 μm .

Die statische Rekristallisation ist dafür verantwortlich, dass die einzelnen Mineralaggregate nach dem Ende der Deformation das Stadium der minimalen internen Energie erreichen können. Wenn die Temperatur relativ hoch oder genügend Wasser entlang der Korngrenzen vorhanden war, kann sich die Erholung und die Korngrenzenreduktion (grain boundary area reduction nach Passier & Trouw 1996) bis zum Erreichen der minimalen internen Energie des Kornes fortsetzen. Das Ergebnis der statischen Rekristallisation sind polygonale Korngrenzen, wo kleine Körner oder Subkörner eliminiert wurden. Am Beispiel der Probe 150 in Abb. 2-17 wird deutlich, dass hier die statische Rekristallisation noch nicht weit fortgeschritten ist. Die Korngrenzen sind sehr unregelmäßig und können als interlobate Korngrenzen bezeichnet werden mit vielen kleinen Subkörnern oder Rekristallisationskörnern. Es kann davon ausgegangen werden, dass die Deformation bei relativ niedrigen Temperaturen erfolgte oder dass relativ wenig freies

Wasser im Gestein vorhanden war, so dass die statische Rekristallisation nicht bis zum Erreichen der minimalen internen Energie der einzelnen Körner erfolgte.

Phyllite und Quarzphyllite

In den folgenden Abbildungen sind typische mikroskopische Aufnahmen von Phylliten und Quarzphylliten dargestellt. Die Mineralvergesellschaftung dieser Gesteine ist: Quarz + Hellglimmer + Chlorit + Albit \pm Epidot und als Akzessorien Titanit, Graphit und Turmalin. Je nach dem Quarz- und Glimmeranteil in der Probe handelt es sich um einen Quarzphyllit oder Phyllit. Bei der mikroskopischen Aufnahme des Quarzphyllits der Probe 104 (Abb. 2-18) ist die typische lagige Ausbildung der Gesteine zu erkennen sowie die Hauptschieferung S_2 (im Bild \pm horizontal) und die Krenulationsschieferung (diagonal; links unten nach rechts oben). Es fällt auf, dass in den Quarzlagen das Gefüge der Gesteine kaum zu sehen ist. Im Bereich der Phyllosilikat- und Graphitlagen spiegelt sich das Gefüge der Gesteine gut wieder.

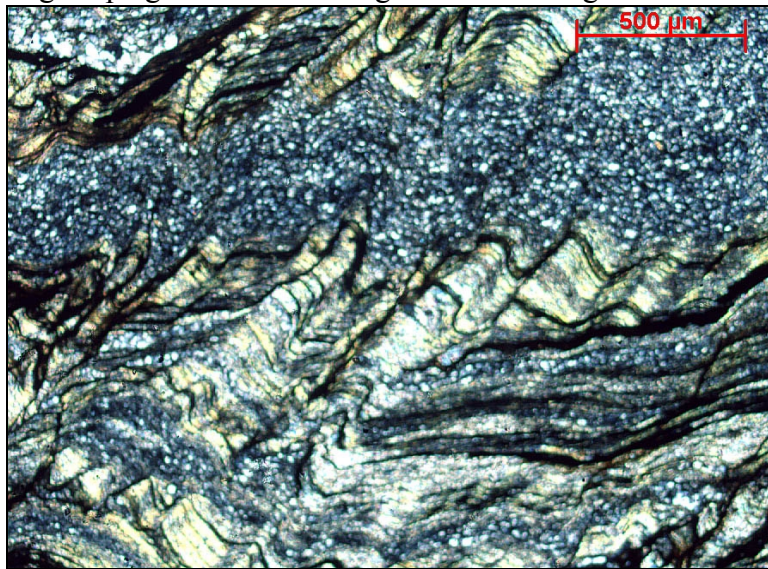


Abb. 2-18: Mikroskopische Aufnahme der Probe 104 aus der Cordillera Piuchén mit gekreuzten Polarisatoren. Ungefähr horizontal ist die Hauptschieferung S_2 und diagonal die Krenulationsschieferung zu beobachten. Der angegebene Maßstab entspricht 500 μm .

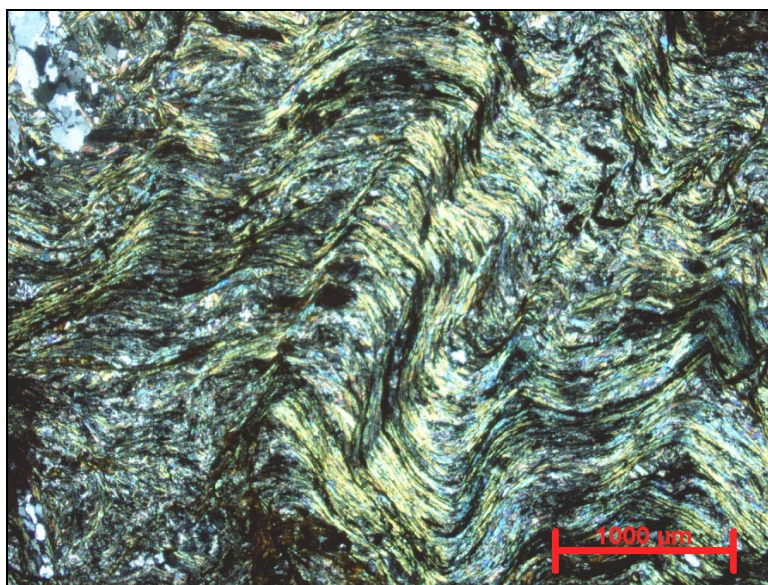


Abb. 2-19: Mikroskopische Aufnahme der Probe 111 aus der Cordillera Piuchén mit gekreuzten Polarisatoren. Die Hauptschieferung S_2 verläuft ungefähr horizontal, die Krenulationsschieferung ist diagonal ausgebildet. Bei diesem Phyllit überwiegt der Hellglimmeranteil, die schwarzen Schlieren sind Graphit und teilweise Chlorit. Der angegebene Maßstab entspricht 1000 μm .

Bei dem Ausschnitt des Phyllits mit der Probennummer 111 (Abb. 2-19) ist die im Bild \pm horizontale Hauptschieferung S_2 und diagonal dazu eine Krenulationsschieferung zu erkennen. Der Phyllit aus der Cordillera Piuchén weist einen deutlich höheren Phyllosilikatanteil und einen geringeren Quarzanteil auf. Bei dem mit gekreuzten Polarisatoren aufgenommenen Ausschnitt können die bunten Interferenzfarben den Hellglimmern, die schwarzen Schlieren dem Graphit und die anormalen Interferenzfarben dem Chlorit zugeordnet werden. Im linken oberen Bildrand sind einige Quarzkörner zu erkennen.

In Abb. 2-20 ist ein stärker vergrößerter Bereich eines Phyllits aus dem Bereich des Lago Huillinco dargestellt. Die Aufnahme erfolgte mit gekreuzten Polarisatoren. Die horizontalen schwarzen Schlieren bestehen aus Graphit und stellen die Hauptschieferung S_2 dar. Die Hellglimmer sind an den bunten Interferenzfarben zu erkennen, die anormalen Interferenzfarben mit bläulich schwarz oder braun sind typisch für Chlorit. In der linken Bildmitte ist ein Albit mit sehr dünn ausgebildeten Zwillinglamellen zu erkennen. Ohne Zwillinglamellen ist es schwierig den Albit lichtmikroskopisch vom Quarz zu unterscheiden. Es ist auffällig, dass der Albit im Bereich der Insel Chiloé ohne graphitische Internstrukturen und ohne Mineraleinschlüsse auftritt. In dem metamorphen Grundgebirge nördlich von Chiloé sind in den Albiten meist reliktsche Internstrukturen aus Graphit vorhanden.

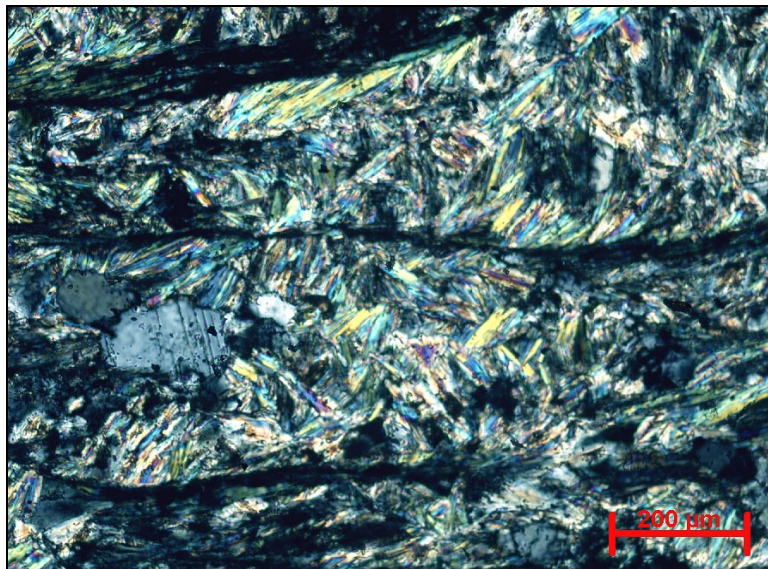


Abb. 2-20: Mikroskopische Aufnahme des Phyllits Probe Nr. 414 aus dem Bereich Lago Huillinco mit gekreuzten Polarisatoren. Im Bild horizontal ist die Hauptschieferung S_2 durch die schwarzen Graphitlagen erkennbar. Neben den Phyllosilikaten ist in der linken Bildmitte ein Albit mit sehr dünnen Zwillinglamellen identifizierbar. Der angegebene Maßstab entspricht 200 μm .

Mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) wurden hauptsächlich Phengite und Chlorite der Proben 150, 111, 208, 137, 195 und 208 gemessen. Für die Entwicklung eines Metamorphosepfades ist die textuelle Stellung der analysierten und miteinander verrechneten Minerale ausschlaggebend. Das Wachstum der gemessenen Phengite und Chlorite der Quarzphyllite 137, 178 und 208 und des Phyllits 195 erfolgte syn- D_2 . Die Bildung der gemessenen Phengite und Chlorite der Proben 111 und 150 kann der D_3 zugeordnet werden.

2.4.2 Metavulkanite

Zu den Metavulkaniten wurden zwei Gesteinstypen vulkanischen Ursprungs zusammengefasst. Zum einen handelt es sich um synsedimentär abgelagerte pyroklastische Lagen, die heute als Grünschiefer vorliegen. Die Benennung Grünschiefer erfolgt wegen der für die Grünschieferfazies typischen Gesteinszusammensetzung. Ein Beispiel für eine ehemalige pyroklastische Lage ist die Probe 536 aus dem Bereich der Cordillera Piuchén. Ein charakteristischer Bildausschnitt einer lichtmikroskopischen Aufnahme bei einfach polarisiertem Licht ist in Abb. 2-21 dargestellt. Als Hauptgemengteile sind Epidot und Chlorit erkennbar; daneben tritt Albit auf. Der Epidot ist meist xenomorph mit geringen Korngrößen von ca. 20 μm ausgebildet. Hierbei handelt es sich um rekristallisierte Epidote. Der Chlorit weist eine grüne bis teilweise grünlich-blaue Eigenfarbe auf. Lichtmikroskopisch ist kein Zonarbau der Epidote erkennbar. Der Albit konnte durch Analysen an der EMS bestätigt werden.

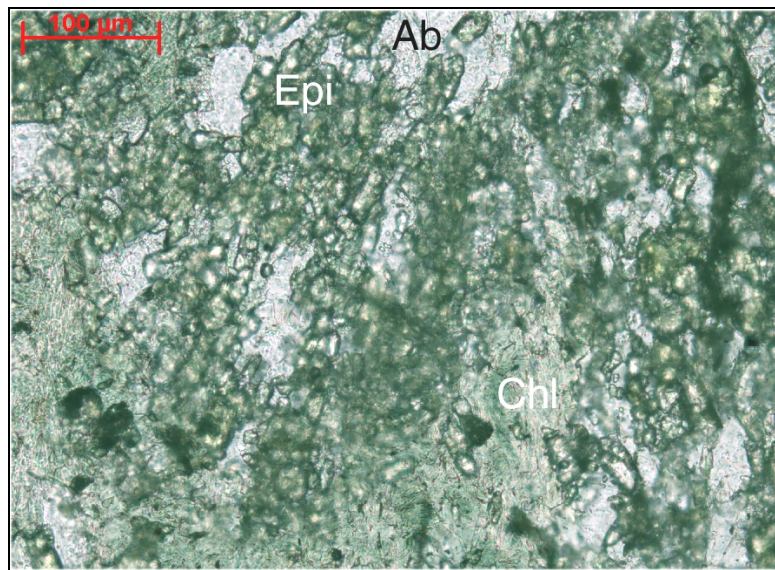


Abb. 2-21: Mikroskopische Aufnahme der Probe 536 bei einfach polarisiertem Licht. Bei dem Grünschiefer handelt es sich um einen synsedimentär abgelagerten Pyroklast. Im Bildausschnitt sind Epidot, Chlorit und Albit erkennbar. Der angegebene Maßstab entspricht 100 μm .

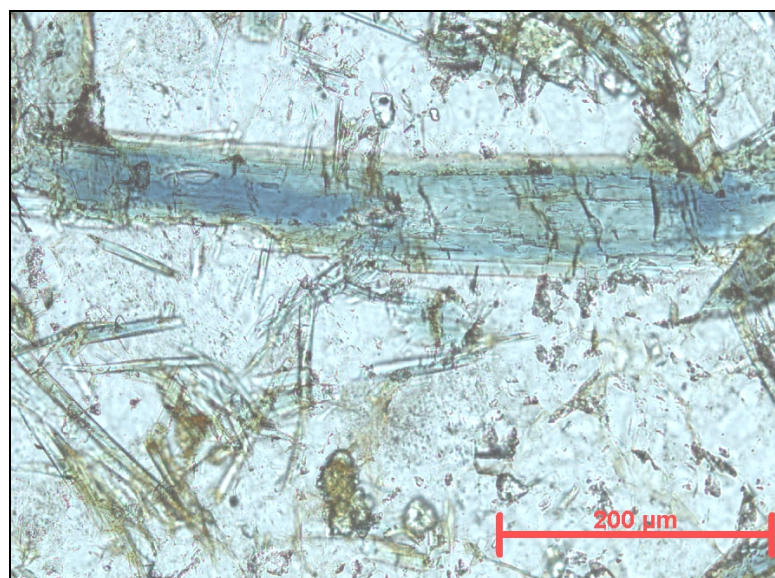


Abb. 2-22: Lichtmikroskopische Aufnahme des Metabasits 401 aus dem Bereich Lago Huillinco. Bei der Aufnahme mit einfach polarisiertem Licht ist der deutliche Zonarbau des Amphibols anhand seiner Eigenfarbe zu erkennen.

Bei der zweiten Gruppe der Metavulkanite handelt es sich um massige Grünsteine die im Bereiche des Lago Huillinco, im Bereich des Canal Compu und an der Südküste Chiloés vorkommen. Die massigen Grüngesteine aus den genannten Bereichen können aufgrund ihrer Zusammensetzung als Metabasite bezeichnet werden. Die Mineralvergesellschaftung ist: Aktinolith ± blaue Amphibole + Chlorit + Epidot + Albit. Die blauen Amphibole konnten nur in wenigen Proben nachgewiesen werden, der überwiegende Anteil der Amphibole der Proben ist Aktinolith.

In Abb. 2-22 ist ein Ausschnitt einer lichtmikroskopischen Aufnahme einer Probe aus dem Bereich des Lago Huillinco mit einfach polarisiertem Licht abgebildet. Es ist ein bläulicher Amphibol mit Zonarbau zu erkennen. Im rechten und linken Bereich des Amphibols ist eine klare Zonierung vom Kern zum Rand zu beobachten. Im Kern sind blaue Bereiche vorhanden, die zum Rand über grün nach grüngelb übergehen. Durch die Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde konnte diese Zonierung mit dem Na-Gehalt der Amphibole in Zusammenhang gebracht werden, vom Kern zum Rand konnten Mg-Riebeckit, Winchit und Aktinolith nachgewiesen werden.