

Z102

GÖTTINGER
BODENKUNDLICHE
BERICHTE
3

D. Werner:
Naturräumliche Gliederung
des Ätna.

Landschaftsökologische Untersuchungen
an einem tätigen Vulkan.

1968



GÖTTINGER BODENKUNDLICHE BERICHTE

3

D. Werner:
Naturräumliche Gliederung
des Ätna.

Landschaftsökologische Untersuchungen
an einem tätigen Vulkan.



1968

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde durch meinen sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof.Dr.W.CZAJKA, angeregt. Ich bin ihm für sein stetes Interesse, seine Ratschläge und Hinweise zu tiefem Dank verpflichtet.

Freundliche Unterstützung und großes Entgegenkommen fand ich im Agrikulturchemischen und Bodenkundlichen Institut der Universität Göttingen, wo ich die notwendigen Bodenuntersuchungen durchführen konnte. Dafür danke ich besonders Herrn Prof.Dr. Dr.hc.F.SCHEFFER und Herrn Dr.B.MEYER.

Herzlichen Dank schulde ich auch folgenden Herren, die mich während meiner Aufenthalte in Catania und am Ätna durch Rat und Tat unterstützten: Prof.S.CUCUZZA-SILVESTRI, Prof.F.FURNARI, Prof.V.GIACOMINI, Prof.A.RITTMANN, Prof.R.TOMASELLI, Dr.P.RONSISVALLE.

Die im Laufe der Untersuchungen geführten fruchtbaren Diskussionen über die Vegetation am Ätna verpflichten mich gegenüber Frau Dr.E.POLI-MARCHESE zu aufrichtigem Dank.

Ein Teil der Geländebegehungen und die Fertigstellung der Arbeit wurden durch ein Stipendium der Volkswagen-Stiftung gefördert. Die Geländeuntersuchungen erfolgten in den Sommermonaten der Jahre 1963 und 1964. Die Arbeit wurde im Januar 1966 von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Georg-August-Universität in Göttingen als Dissertation angenommen.

Für die Aufnahme der Arbeit in die Reihe der Göttinger Bodenkundlichen Berichte danke ich den Herausgebern vielmals.

Göttingen, im Juli 1968

Dietrich Werner

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. EINLEITUNG	
1.1 Problemstellung und Arbeitsweise.....	1
1.2 Lage, Begrenzung und Gestalt des Arbeitsgebietes....	2
2. DIE GEOFAKTOREN UND IHR WIRKUNGSGEFÜGE AM ÄTNA	
2.1 Tektonik und Vulkanismus.....	4
2.2 Die Förderprodukte und ihre landschaftsökologische Bedeutung.....	6
2.3 Das Klima.....	9
2.4 Der Wasserhaushalt.....	11
2.5 Dominante Geofaktoren bei der Formung des Reliefs...12	
2.5.1 Der Vulkanismus als Formbildner.....	13
2.5.2 Erosion und Akkumulation als Formbildner.....	23
2.5.3 Die Regional-Tektonik als Formbildner.....	26
2.5.4 Die Abrasion als Formbildner.....	27
2.6 Die Böden.....	28
2.6.1 Die Eigenart der Bodenbildung.....	29
2.6.2 Die Böden in den Höhenstufen.....	33
2.6.3 Die Bodensukzession auf Lavaströmen und Pyroklastikaflächen.....	34
2.6.4 Relief und Exposition als Bodenwandler.....	36
2.7 Die Vegetation.....	38
2.7.1 Die Vegetations-Höhenstufen.....	38
2.7.2 Die Vegetationssukzession auf Laven und Pyroklastika.....	43
2.7.3 Die Vegetation in Abhängigkeit von Relief, Exposition und Gestein.....	52
2.7.4 Die Wuchs- und Lebensformen als ökologischer Ausdruck der Vegetation am Ätna.....	55
2.7.5 Die pflanzensoziologisch-floristische Stellung des Ätna.....	56
3. DIE ANWENDUNG DER BISHERIGEN LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHEN ERGEBNISSE UND METHODEN AUF DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET.....	58

4.	DIE HÖHENSTUFEN ALS LANDSCHAFTSEINHEITEN		
4.1	Die Stufe ohne Pflanzenwuchs und Bodenbildung.....	64	
4.2	Die Stufe des Rumici-Anthemidetum aetnensis auf alpiner Ramark.....	65	
4.3	Die Stufe des Astragaletum siculi auf alpinem Ranker und auf Polsterbraunerde.....	68	
4.4	Die Stufe des Fagion silvaticae auf typischer Braunerde.....	70	
4.5	Die Stufe der Pinus laricio-Wälder auf durchschlammter Braunerde.....	72	
4.6	Die Stufe des Quercion pubescentis auf submediterraner Braunerde.....	73	
4.7	Die Stufe des Quercion ilicis auf mediterraner Braunerde.....	74	
5.	DIE TEILLANDSCHAFTEN DES ÄTNA UND IHRE KLEINEREN LANDSCHAFTSEINHEITEN (PHYSIOTOPE UND ÖKOTOPE)		
5.1	Die Teillandschaft des Zentralkraterkegels.....	77	
5.1.1	Grenzen und Wesen der Teillandschaft.....	77	
5.1.2	Die Physiotope der Zentralkrater-Teillandschaft.....	78	
5.2	Die Teillandschaften der Laven und Kraterkegel.....	83	
5.2.1	Der kennzeichnende Physiotope des gesamten Lavaterrains, der Kraterkegel-Physiotope, und seine Gliederung nach Ökotope-Reihen.....	84	
5.2.2	Die kennzeichnenden Physiotope der jungen Lavalandschaften und ihre Gliederung nach Ökotope-Reihen.....	90	
5.2.2.1	Der Lavastrom-Physiotope.....	90	
5.2.2.2	Der Spalten-Physiotope.....	96	
5.2.2.3	Der Bocchen-Physiotope.....	96	
5.2.2.4	Der Einbruchsschacht-Physiotope.....	98	
5.2.2.5	Der Dagalen- Physiotope.....	98	
5.2.2.6	Der Schweißschlacken-Physiotope.....	98	
5.2.3	Die kennzeichnenden Physiotope der alten Lavaterrainlandschaften und ihre Gliederung nach Ökotope-Reihen.....	99	
5.2.3.1	Der Lavaerosionshang-Physiotope.....	100	
5.2.3.2	Der Pyroklastikaerosionshang-Physiotope.....	102	

5.2.3.3	Der Akkumulationsflächen-Physiotop.....	105
5.2.3.4	Der Alte Lava-Physiotop.....	106
5.2.3.5	Der Lavasandhang-Physiotop.....	107
5.2.4	Die junge Lavastromlandschaft des Südens und ihre Physiotope als Beispiel eines Sektors mit jüngeren Lavaströmen.....	107
5.2.5	Die übrigen Lavastromlandschaften.....	119
5.2.6	Die alte Lavaterrainlandschaft des Nord- ostens und ihre Physiotope als Beispiel eines Sektors mit Pyroklastika- und Lava- erosionshängen.....	121
5.2.7	Die übrigen Teillandschaften des alten Lavaterrains.....	129
5.3	Die Teillandschaft der Calderen (Valle del Bove, Valle di Calanna).....	133
5.3.1	Die kennzeichnenden Physiotope der Calderen.....	134
5.3.1.1	Die Serren.....	134
5.3.1.2	Die Canalone.....	136
5.3.1.3	Die Akkumulationsflächen.....	138
5.3.1.4	Die inselhaften Auftragungen.....	138
5.3.2	Die übrigen Physiotope der Calderen.....	139
5.4	Die Teillandschaft der Bruchstufen.....	141
5.4.1	Die kennzeichnenden Physiotope der Bruch- stufenlandschaft.....	142
5.4.1.1	Die Bruchstufen.....	142
5.4.1.2	Die Lavakliffs.....	143
5.4.1.3	Die Erosionsrinnen.....	143
5.4.1.4	Die submarinen Laven und Basalte...	144
5.4.2	Die übrigen Physiotope der Bruchstufen- landschaft.....	145
5.5	Die Teillandschaften der Täler.....	146
5.5.1	Die Teillandschaft des Simeotaldes.....	147
5.5.2	Die Teillandschaft des Alcantaratales.....	148
5.6	Die landschaftsfremden Teillandschaften.....	149
6.	ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE.....	150
	RIASSUNTO DEI RISULTATI.....	156
	LITERATURVERZEICHNIS.....	162
	VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN UND KARTEN.....	171

1. EINLEITUNG

1.1 Problemstellung und Arbeitsweise

Das Vulkangebirge des Ätna eignet sich wegen der Vielfalt von für die Landschaftskunde neuen Problemen besonders für eine landschaftsökologische Untersuchung. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Analyse des Landschaftshaushalts der verschieden dimensionierten Landschaftseinheiten des Ätna. Folgende Fragenkomplexe ziehen sich als rote Fäden durch die Arbeit:

- a. Der Vulkanismus als modifizierender Faktor
- b. Die Höhenstufen als Gliederungsmomente
- c. Die Entwicklung von Landschaftseinheiten in Abhängigkeit von der Zeit (zeitliches Nacheinander - räumliches Nebeneinander)
- d. Das Verschwinden von vorhandenen und die Bildung von neuen, andersartigen Landschaftseinheiten.

Es wird der Versuch gemacht, die Landschaft des Ätna insgesamt naturräumlich zu gliedern. Die Gliederung wurde im oberen Bereich für die größeren Einheiten in der Ausdehnung zweier Blätter der italienischen topographischen Karte 1:25000 durchgeführt. Für die Weitergliederung in kleinere Einheiten soll ein Gebiet dieses Bereiches als Beispiel dienen. Landschaftsprofile im Maßstab 1:2500 und Skizzen stellen weitere Beispiele dar. In der Fußstufe des Ätna ist eine Gliederung unter Berücksichtigung aller Faktoren nicht mehr möglich, da der Mensch die Landschaft intensiv verändert hat. So ist die ursprüngliche Vegetation fast völlig zerstört und der Boden durch Bewässerung und Bearbeitung stark verändert. Als Faktoren für eine Gliederung bleiben somit nur Tektonik, Vulkanismus, Relief und Klima übrig. Daher kann nur eine großräumige Gliederung dieses Raumes vorgetragen werden.

Die allgemeinen Erkenntnisse der Landschaftsökologie, deren Grundlagen von S. PASSARGE, K.H. PAFFEN, J. SCHMITHÜSEN, C. TROLL u.a. gelegt worden sind, haben in jüngster Zeit E. NEEF, G. HAASE und H.J. KLINK weiter ausgebaut. Im Verlauf der vorliegenden Arbeit wird auf einige dieser Erkenntnisse näher eingegangen, jedoch werden andere als bekannt vorausgesetzt. Um die Arbeit nicht zu umfangreich werden zu lassen, wird auf eine eingehende Darstellung und Erläuterung der Geofaktoren, soweit sie in der Literatur zugänglich sind, verzichtet. Die Kapitel Relief, Boden und Vegetation werden etwas eingehender behandelt, da hier viele eigene Untersuchungen als Grundlage dienen.

1.2 Lage, Begrenzung und Gestalt des Arbeitsgebietes

Unter den Landschaften Siziliens ist die des Ätna eine der interessantesten. Der Ätna ist von verschiedenartigen Landschaften umrahmt. Im Norden liegt das aus kristallinen Gesteinen bestehende Gebirge der Peloritani, im Nordwesten das Sandstein-Gebirge der Nebroden, im Westen das Tertiär-Hügelland Innersiziliens und im Süden die Schwemmlandebene von Catania (siehe Abb. 1).

Der Ätna, der größte tätige Vulkan Europas, hat augenblicklich eine Höhe von mehr als 3300 m über dem Meere. Die Grenzen des mächtigen Vulkanberges, der von den Anwohnern auch kurz "montagna" genannt wird, sind im Osten das Meer, im Süden die Höhen der Terra di Sicile, die zwischen dem Ätna und der großen Anschwemmungsebene des Simeto liegen, im Westen und Norden die Täler des Simeto und des Alcantara. Innerhalb dieser Grenzen liegen aber neben oder zwischen dem vulkanischen Terrain noch ein kleines tertiäres Sandsteingebirge zwischen Piedimonte Etneo und Castiglione di Sicilia, weitere Sandsteininseln bei Bronte, Tone und Sandsteine bei Adrano und die Alluvionen bei Riposto (siehe Kartenbeilage Nr. 1).

Nach P. HUPFER (1894) hat der Ätna einen elliptischen Grundriß von etwa 1370 qkm Fläche. Die Länge der größten Achse von Catania bis Randazzo (SSE-NNW) beträgt rund 46 km, die der kleineren Achse von Adrano bis Piedimonte (WSW-ENE) rund 35 km. Der untere Mantel hat eine Hangneigung von $2-5^{\circ}$. Hieraus erhebt sich mit $20-30^{\circ}$ Neigung der elliptische Kegel der Zentralformation, dessen untere Grenze im Süden bei 1800 m, im Norden und Westen bei etwa 1900 m und im Osten bei rund 900 m liegt. Der Kegel scheint oben bei etwa 2900 m abgeschnitten, worauf sich dann der eigentliche Gipfelkegel circa 400 m hoch erhebt.

Drei Unregelmäßigkeiten stören diesen gleichmäßigen Bau des Vulkans: Die große Caldera der Valle del Bove, die Bruchstufen des Ostabhanges und die vielen Kraterkegel, die dem Ätna an den Hängen aufsitzen.

2. DIE GEOFAKTOREN UND IHR WIRKUNGSGEFÜGE AM ÄTNA

2.1 Tektonik und Vulkanismus

Vulkanismus und Tektonik stehen, wie allgemein bekannt ist, immer im Zusammenhang, so auch am Ätna. Der Ätna ist in dieser Hinsicht von kompliziertem Bau. Zum besseren Verständnis sei ein Teil der vorläufigen Ergebnisse des vulkanologischen Instituts in Catania nach A. RITTMANN (1963, 1964) und anderen referiert, da sie auch für ökologische Zusammenhänge von Wichtigkeit sind.

Der Ätna liegt im Bereich der ostsizilianischen Bruchzonen. Die ersten Zeugen der vulkanischen Tätigkeit in diesem Gebiet sind die Vulkanreste von Paterno und M.S. Anastasia. Sie haben die pliozänen Tone durchbrochen, und ihre Tuffe und Lavaresten liegen auf diesen (W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, 1880, Bd.2). Die submarinen Laven bei Acicastello und Acitrezza liegen auf Tonen des Sizilians, sind somit ins Pleistozän einzuordnen.

Der Ätna selbst ist ein Stratovulkankomplex, der auf einem sich in Bewegung befindlichen Horst aus oberpliozänen Sandsteinen und "argille scagliose" aufgebaut wurde. Mehrere zentrale Kegel überlagern sich. Der älteste Kegel hat sich nach J. KLERKX (1961) über dem M. Calanna erhoben. Die Valle di Calanna ist als Calderarest dieses Kegels anzusehen. Der nächste Kegel wird nach C. GEMMELLARO (1834, 1835) Trifoglietto genannt. Er lag über der heutigen Valle del Bove, die die Caldera dieses Kegels darstellt. Der dritte Kegel lag nach W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880, Bd. 2) nordöstlich des heutigen Zentralkraters. Er ist eingestürzt und hat die Caldera des elliptischen Kraters gebildet, die sich bis heute wieder aufgefüllt hat. Der vierte Kegel (Mongibello-Kegel) bestand vor 1669 und hatte seine Lage dort, wo der heutige Zentralkegel sich erhebt. J.A. BORELLI beschrieb 1670 den Einsturz dieses Kegels. Die inzwischen zugefüllte Caldera

wurde von W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880, Bd. 2) als Krater des Piano del Lago bezeichnet. Der letzte Kegel ist der heutige Zentralkegel. Nicht nur die Überlagerungen verschiedener Kegel, sondern auch andere Tatsachen zeigen die Kompliziertheit des Ätnaaufbaus.

1. Wie bereits oben gesagt, ruhen die Laven und Lockermassen der verschiedenen Kegel auf einem sich in Bewegung befindlichen Horst. Marine Tone des Sizilians stehen in 800 m Höhe an der Ostflanke an und machen eine starke Hebung deutlich. Diese Hebung ging nicht allmählich und überall gleichmäßig vor sich, sondern einzelne Teile wurden in Zeiten tektonischer Unruhe verschieden hoch angehoben. Dies zeigen die Bruchstufen besonders der Ostseite des Ätna. Solche Bruchstufen finden wir in der Ripa di Saldara, der Ripa della Nacca und in der Ripa di Piscio. Andere liegen zwischen S. Alfio und Dagala, zwischen Macchia und Mangano, oberhalb von Viagrande, oberhalb von Aci Catena und östlich von Acireale. Diese Hebung wird auch durch fossile Lava-Brandungskliffs bei Carmignano und Valverde verdeutlicht. Die Terrassen von Biancavilla und Adrano sind wahrscheinlich ebensolche Kliffs (W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, 1880). Diese Tatsachen stehen im Einklang mit den Arbeiten von G. DOMINICI (1922), U. TOSCHI (1936) und H. LEMBKE (1931), die die Hebungen in benachbarten Gebieten beschrieben haben.

2. Auf den Flanken des Ätna sitzen rund 300 heute noch erkennbare Kraterkegel oder deren Reste. Sie sind während einmaliger Eruptionen entstanden. Nach A. RITTMANN (1963, 1964) und S. CUCUZZA-SILVESTRI (1957) lassen sich diese Eruptionsapparate folgendermaßen typisieren:

- a. Exzentrische Kegel sind die größeren Lockerkegel der unteren Bereiche, die selbständige Vulkane darstellen und mit dem Zentralkegel nicht in direktem Zusammenhang stehen. Sie liegen alle auf regional-tektonischen Verwerfungen (Beispiel: Mti. Rossi).

- b. Laterale Kegel sind kleinere, häufig zu mehreren hintereinander angeordnete Locker- oder Schlackenkegel. Sie liegen auf einer vom Hauptschlot ausgehenden Radialspalte und stehen in engem Zusammenhang mit dem Zentralkrater (Beispiel: Mti. Silvestri).
- c. Subterminalkegel übernehmen zeitweise die Tätigkeit des Zentralkraters. Sie entstehen beim "Zufrieren" des Zentralschlotes, wobei die Gase an einer schwachen Stelle einen neuen, vom Hauptschlot abzweigenden Schlot stoßen. Über diesem Nebenschlot baut sich dann ein Kegel auf (Beispiel: NE-Kraterkegel).

2.2 Die Förderprodukte und ihre landschaftsökologische Bedeutung

Die vulkanischen Förderprodukte sind die Gase, die Pyroklastika und die Laven (A. RITTMANN, 1960).

Die sauren Gase, die aus dem Zentralkrater austreten, enthalten neben Wasserdampf als wichtigste Bestandteile HCl, SO₂ und H₂S. Die Regenwolken absorbieren die Gase, und die anschließend fallenden Niederschläge sind sauer. Auf diese Eigenschaft des Regens in Vulkangebieten haben schon O. BOTTINI (1935) und P. VAGELER (1938) hingewiesen. Wir selbst haben Regen-pH-Messungen am Ätna durchgeführt, deren Werte zwischen pH 4 und pH 6 lagen. Die sauren Niederschläge fördern einmal die Verwitterung und die Bodenbildung, wie später am Beispiel der Nordost- und Osthänge des Ätna gezeigt wird. Zum anderen wird bei pH-Werten um 4 ein Teil der Vegetation geschädigt, wie z.B. G.A. MERCURIO (1853) beschrieben hat. Wir konnten selbst einmal am Westabhang unterhalb der Punta Lucia diese Beobachtung machen. Die Blätter von *Fagus sylvatica* und *Senecio aetnensis* waren sämtlich abgestorben, während die Blätter anderer Pflanzen die Säure vertragen hatten.

Unter Pyroklastika versteht man die Lockerstoffe, die durch die Gase in festem oder flüssigem Zustand ausgeworfen werden (A. RITTMANN, 1960). Sie bestehen aus Trümmern der Schlotwände und aus zerspritzter Lava und werden je nach ihrer Größe, Form und Art Aschen, vulkanische Sande, Bomben, Wurf-schlacken, Lapilli oder Auswürflinge genannt. Während das unverfestigte Lockermaterial als Tephra bezeichnet wird, nennt man das sekundär verfestigte Tuff. Von feinen Aschentuffen bis zu brekzienartigen Tuffen, in denen grobe Bestandteile vorhanden sind, findet man alle Zwischenformen. Den Hauptbestandteil der Pyroklastika machen die Aschen und Sande aus. Sie haben daher auch die größere ökologische Bedeutung. Zusammen mit den Laven geben sie den Hängen am Ätna ihr Gepräge. Da sie bei Ausbrüchen in großer Menge anfallen, sind sie wegen ihrer leichten Erodierbarkeit ein wichtiger reliefbildender Faktor. Ihr glasiger Zustand läßt sie schneller verwittern als die Laven. Sie sind somit für die Bodenbildung von besonderer Wichtigkeit.

Die Laven erstarren in Abhängigkeit von ihrer Viskosität, ihrem Gasgehalt, dem Böschungswinkel und ihrer Abkühlungsgeschwindigkeit recht unterschiedlich. Die am Ätna vorkommenden Lavaarten sind die Fladen-, Schollen- oder Pahoehoe-Lava und die Brocken- oder Aa-Lava. Nach G.A. MACDONALD (1953) können Pahoehoe- und Aa-Lava im selben Lavastrom gebildet werden. Sie zeigen somit in ihrer chemischen Zusammensetzung keinen wesentlichen Unterschied. MACDONALD (1953, S. 188) definiert die Bildung von Aa- im Gegensatz zur Pahoehoe-Lava folgendermaßen:

"... the formation of aa instead of pahoehoe is at least the result of greater viscosity resulting from cooling, loss of dissolved gas, and greater degree of crystallizations. The last two factors are promoted by turbulence and internal shearing ..."

Die Pahoehoe-Lava ist gekennzeichnet, entsprechend ihrer deutschen Bezeichnung Schollenlava oder ihrer italienischen "Lava

lastroni", durch die Ausbildung von Schollen oder Platten. Diese Schollen, die Abkühlungskruste der Lava, liegen entweder parallel zur Lavastromoberfläche, oder sie sind durch die sich darunter weiterbewegende Lava zerbrochen und mehr oder weniger aufgestellt worden. Eine andere Möglichkeit der Steilstellung der Schollen ist die folgende: Über einer in einem Kanal fließenden Lava hat sich nach Abkühlung ein Schollendach gebildet. Nachdem die Lava durch Mangel an Nachschub aus diesem Tunnel ausgeflossen ist, stürzt das Schollendach bei geringer eigener Festigkeit ein, und die Dachtrümmer bilden einen wirren Haufen schräggestellter Schollen. Hat das Schollendach eine genügende Festigkeit, so entstehen die sogenannten "Lavatunnel", die am Ätna recht zahlreich sind (E. POLI, 1959b). Die Pahoehoe-Lava zeigt eine gewellte, glatte oder strickartige Oberfläche.

Die Aa- oder Brockenlava ist gekennzeichnet als wirre, verschieden mächtige Ansammlung von losen, unregelmäßig geformten, zackigen Bruchstücken, welche in der amerikanischen Literatur "clinker" oder "flow breccia" genannt werden. Die Bruchstücke werden beim Weitertransport auf dem Lavastrom abgerollt und zugerundet. Das Abtriebmaterial ist sandiger Natur und liegt zwischen den Brocken eingelagert.

Die unterschiedliche Oberflächengestaltung der Pahoehoe- und der Aa-Lava wirkt sich aus in der Bodenbildung und der Vegetationsansiedlung. Durch Wind, Wasser und neuere Ausbrüche wird feineres Material (Sande, Aschen, Verwitterungsmaterial) aufgebracht. Während sich dieses Material auf den waagrecht liegenden Schollen halten kann, wird es durch die Niederschläge von den schrägliegenden Platten abgespült oder zwischen die Bruchstücke der Brockenlava eingespült. Daher werden zuerst die eben liegenden Schollen von höheren Pflanzen (Kräutern, Gräsern) besiedelt. Auf der Brockenlava können diese Pflanzen erst wachsen, wenn die Feinmateriaaleinfüllung die oberste Brockenschicht erreicht hat. Sehr steil gestellte Schollen werden kaum von Pflanzen besiedelt. Nur in Rissen

und Sprüngen der Schollen ist eher die Möglichkeit einer Vegetationsansiedlung gegeben.

Eine Zwischenstellung zwischen den Pyroklastika und den Laven nehmen die Schweißschlacken ein. Sie sind aus Eruptionsöffnungen und Spalten ausgeworfene flüssige Lavafetzen, die sich beim Niederfallen aufeinander festschweißen und die Schweißschlackenkegel und -wälle bilden. Auf diesen Schweißschlacken findet außer Flechtenbesiedlung keine Vegetationsansiedlung statt.

Die geförderten flüssigen und festen Produkte des Ätna sind basaltischer bis andesitischer Natur. Durch ihren Nährstoffreichtum geben sie in verwittertem Stadium gute Böden ab und ermöglichen die Ansiedlung anspruchsvoller Pflanzenarten.

2.3 Das Klima

Der Ätna liegt entsprechend seiner Lage im Mittelmeer im Bereich des mediterranen Klimas. Mit steigender Seehöhe jedoch ändern sich die Klimabedingungen über ein gemäßigtes bis hin zu einem subnivalen Klima. Wir haben auf Grund von Klimadaten (nach O. DE FIORE, 1931/32 und F. SPERANZA, 1960) Klimadiagramme (Abb. Nr. 2+3) gezeichnet, denen wir bestimmte Eigenschaften des Makroklimas entnehmen können. Charakteristisch ist die Sommertrockenheit, die am Fuße des Ätna die Vegetationszeit unterbricht (z.B. Catania und Riposto). Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel kommt diese Trockenheit nicht mehr so stark zum Tragen (z.B. Casa Cantoniera). Es fällt weiter auf, daß die Ostabhänge niederschlagsreicher sind als die Westabhänge (Tab. 1).

W		E	
Adrano 589 m	552 mm	Zafferana 590 m	1409 mm
Maniace 680 m	736 mm	Sant Alfio 550 m	1269 mm
Bronte 780 m	681 mm	Fleri 620 m	1363 mm
Biancavilla 512 m	566 mm	Piedimonte 348 m	1107 mm

Tabelle 1: Mittlere Jahresniederschläge an den West- und Ostabhängen des Ätna

Aus diesen Zahlen läßt sich entnehmen, daß die Höhenstufen auf der Ostseite weiter heruntersteigen als auf der Westseite. Weitere klimatische Faktoren von ökologischer Wichtigkeit sind die häufigen Nebel- und Wolkenbildungen in 1500 - 2000 m Höhe und die unterschiedlichen, dominierenden Windrichtungen in Catania und drei Kilometer oberhalb von Catania (Tab. 2).

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Catania	W	ESE	ESE	ESE
3 km oberh. Cat.	WNW	WNW	NW	W

Tabelle 2: Vorherrschende Windrichtungen am Ätna
(nach H. FLOHN, 1949 u. G. SCHMIDT, 1949)

Die durch das Relief bedingten klimatischen Unterschiede sind nicht so ausgeprägt wie in unseren Breiten, da der Sonnenstand wesentlich höher ist. Nur die steilen Nordhänge der Kraterkegel, der Serra Solfizio und der Valle S. Giacomo besitzen ein humideres Topoklima als die entsprechenden südexponierten Hänge.

2.4 Der Wasserhaushalt

Die Regen- und Schmelzwässer, die besonders im oberen Bereich des Ätna in ziemlicher Menge anfallen, fließen eine kurze Strecke oberflächlich und versickern dann in den Lockermassen und durch die Abkühlungsrisse der Laven (P. HUPFER, 1894). Erosionsrinnen finden sich einmal in den Gegenden, wo viel Regen fällt, zum anderen dort, wo über Tonen oder Tuffen Quellen austreten. In der oberen Region, in der keine Quellen vorhanden sind, durchziehen zahlreiche Erosionsrinnen das alte Lavaterrain. Besonders die Außenhänge der Serra Solfizio, der Serra delle Concazze und die Hänge unter der Punta Lucia werden durch solche zergliedert. Abgesehen von der Ost- und Nordostflanke, wo noch relativ viele Niederschläge fallen, sind die unteren Abhänge arm an Erosionsrinnen. Während die West- und die Südflanke so gut wie keine aufweisen, lassen sich an den Südwest- und Nord-Abhängen vereinzelte Rinnen finden.

Tiefeingeschnittene Täler gibt es am Ätna wenige; sie sind wahrscheinlich in den meisten Fällen tektonisch vorgebildet. Solche Täler sind die Valle Serracozzo, die Valle del Tripodo, die Valle degli Zappini, die Valle S. Giacomo und die Cava Secca. Alle Erosionsrinnen und Täler liegen für die meiste Zeit des Jahres trocken. Nach starken Regengüssen und bei der Schneeschmelze stellen sie für kurze Dauer oberflächliche Abflußrinnen dar. Quellen in Höhen über 1000 m sind sehr selten. Sie kommen dann meistens über dichten Tuffbänken zum Vorschein. Unterhalb bilden die sedimentären Tone, die bis 800 m gehoben worden sind, Staukörper für Quellen, die besonders am Fuß des Ätna sehr zahlreich auftreten.

Auf Grund der Tatsachen, daß einmal das Lavaterrain sehr durchlässig ist und zum anderen Staukörper selten sind, lassen sich am Ätna kaum Standorte mit Stau- oder Grundwasser ausscheiden. Erst im Grenzbereich des vulkanischen Gebietes, wo die Laven auf Tonen auslaufen, sind Stau- und Grundwasser

anzutreffen (Beispiel: Lago di Gurrída und Contrada Lago).

2.5 Dominante Geofaktoren bei der Formung des Reliefs

Über Reliefformen an Vulkanen findet man selten zusammenfassende Darlegungen. A. RITTMANN (1960), Ch. COTTON (1952) u.a. beschreiben hauptsächlich Großformen. Über Lavaformen ist häufiger geschrieben worden, z.B. von A. RITTMANN (1960) und G.A. MACDONALD (1953). Vulkanisch bedingte Kleinformen und ihre Genese haben Ch. K. WENTWORTH und G.A. MACDONALD (1953) in Hawaii bearbeitet. Ihrer Abhandlung lassen sich im Vergleich mit dem Ätna viele interessante Einzelheiten entnehmen. Reliefformen am Ätna beschreiben besonders W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880), A. SIEBERG (1912), S. CUCUZZA-SILVESTRI (1957) und J. BÜDEL (1951). M. DI RE (1958) bringt in ihrer Arbeit eine Karte der Reliefformen der Lava von 1780. Wir geben diese Karte in Abb. 4 wieder, um die starke Differenzierung eines Lavastromes und deren ökologische Bedeutung zu zeigen. Die glazialmorphologischen Arbeiten und Diskussionen über den Ätna von W. MAIER (1928, 1929, 1931, 1936), F. LEYDEN und W. MAIER (1929) und C. VAGLIASINDI (1948, 1949) sind durch S. CUCUZZA-SILVESTRI (1949b) widerlegt worden. CUCUZZA-SILVESTRI legt die Anfänge der vulkanischen Tätigkeit ins Pleistozän. Jedoch kann der Ätna damals noch keine zur Vergletscherung ausreichende Höhe gehabt haben, wie die Hebungen seit dieser Zeit verdeutlichen. Auch wird ein objektiver Betrachter die von MAIER beschriebenen Glazialformen nicht als solche erkennen können.

Auf Grund der eigenen Geländekenntnis und im Zusammenhang und Vergleich mit der zitierten Literatur haben wir folgende Gliederung der Reliefformen am Ätna herausgearbeitet, wobei nach den hauptsächlich modifizierenden Faktoren unterteilt wird:

1. Durch Vulkanismus geschaffene Formen
 - a. durch explosive Tätigkeit
 - b. durch effusive Tätigkeit
 - c. durch Vulkano-Tektonik
2. Durch Erosion und Akkumulation geschaffene Formen
3. Durch Regionaltektonik geschaffene Formen
4. Durch Abrasion geschaffene Formen.

2.5.1 Der Vulkanismus als Formbildner

Die am Ätna wichtigen vulkanischen Tätigkeiten, die reliefbildend wirken, sind die explosive, die effusive Tätigkeit und die Vulkano-Tektonik. Die vulkanische Tektonik ist einmal eine Vorbedingung für die explosive und effusive Tätigkeit, zum anderen bewirken die beiden übrigen Tätigkeiten auch Folgerscheinungen tektonischer Natur.

a. Die explosive Tätigkeit als Formbildner

Unter explosiver Tätigkeit versteht man den Auswurf von festem oder flüssigem Material beim Austreten von Gasen und Dämpfen aus dem Eruptionsschlot oder dem Eruptionsspalt. Folgende Reliefformen entstehen durch diese Auswürfe: Lockerkegel, Schweißschlackenkegel und Schweißschlackenwälle. Die Lockerkegel können, wie in Kapitel 2.1 dargestellt wurde, bei exzentrischen, lateralen und subterminalen Eruptionen gebildet werden. Von großer Bedeutung für den inneren Aufbau dieser Kegel ist der Eruptionszyklus des jeweiligen Ausbruchs. Zu Anfang einer Eruption werden, neben dem Ausfließen von Lava flüssige Lavafetzen ausgeworfen. Diese Lavafladen schweißen rings um die Auswurföffnung fest. Es entsteht so ein immer höher werdender Wall, der etwa die Form der Öffnung hat. Sinkt dann der Magmaspiegel in der Ausbruchsöffnung, so werden mehr oder weniger erstarrte Lavateile, schließlich zerteilte kalte Lavastückchen ausgeworfen. Zuletzt entweichen nur noch Dämpfe und Gase, die die Lockermassen der Kraterkrone chemisch

verändern und festigen. Es baut sich so ein Kegel auf, der einen inneren Kern aus Schweißschlacken, einen äußeren Mantel aus Lockermaterial, einen oder mehrere Krater und eine verfestigte Krone hat. Bei vielen Kegeln am Ätna läßt sich dieser Aufbau gut erkennen. W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880,II) nannte sie Aufschüttungskrater im Gegensatz zu den Lavakegeln, unseren Schweißschlackenkegeln. Die ursprüngliche relative Höhe und damit auch der Umfang der Lockerkegel ist abhängig von der Menge des ausgeworfenen Materials und der Dauer des Ausbruchs.

Bei der Betrachtung der Gestalt der Kegel ist einmal zu unterscheiden, ob ein exzentrischer oder ein lateraler Ausbruch (A. RITTMANN, 1964) stattgefunden hat. Während bei einem exzentrischen Ausbruch sich ein mehr oder weniger gleichmäßiger, in der Regel großer Kegel aufbaut, bilden sich bei einer Lateraleruption eine Reihe von kleineren Kegeln hintereinander, die entweder getrennt liegen (z.B. Mti. Centenari) oder miteinander verwachsen sind (z.B. Mti. Sartorio). Zum anderen ist die Gestalt der Kegel von verschiedenen Faktoren, wie schon W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880,II) dargelegt hat, abhängig. Diese Faktoren sind die Gestalt der Ausbruchsöffnung, die Unterminierung eines Teils des Kraterrandes durch ausströmende Lava und die Windrichtung während des Ausbruchs. Dementsprechend können wir zusammenfassend fünf Grundformen der Kegel, zwischen denen es viele Übergänge gibt, beschreiben:

1. Der vollkommen symmetrische, gleichmäßig geböschte Kegel über einer runden oder einer ovalen Ausbruchsöffnung (z.B. M. Urna).
2. Der sattelförmige Kegel über einer länglichen oder zwei dicht beieinander liegenden Ausbruchsöffnungen (z.B. Mti. Rossi).
3. Der Doppelwallkegel über einer schmalen, langgestreckten Ausbruchsöffnung (z.B. M. Baracca).

4. Der talseitig durch Ausfluß von Lava unterminierte und zerstörte Halbmondkegel (z.B. M. Serra Pizzuta Calvarina).
5. Der asymmetrische, leeseitig stark erhöhte Kegel bei dominierender Windrichtung (z.B. M. Vetore).

Alle diese Kegel enthalten ein bis mehrere Kraterwannen. Eine sechste Grundform von Kegeln, die bisher noch nicht beschrieben worden ist, kann man als kraterlose Kegel an Steilhängen bezeichnen. Dieser sechste Typ, wird nach seinem treffendsten Beispiel, der Montagnola, von uns Montagnola-Kegel genannt. Er ist dadurch charakterisiert, daß es wegen seiner Lage am steilen Hang nicht zur Ausbildung eines eigentlichen Kraters kommt. Durch ausströmende Lava wird die Bildung eines Kraters verhindert, und es bleibt stattdessen nur eine Rinne übrig, die von einem halbkreisförmigen Wall umgeben ist. Weitere Beispiele solcher Kegel sind der untere Kegel der Eruption von 1910, der Kegelrest von 1792 im Valle del Bove, der M. Solfizio piccolo und der M. Solfizio grande (nach W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, 1880, II M. Pecoraro piccolo und grande). Die siebte Grundform, die wir feststellen konnten, ist der "sink-hole"-Typ. Er hat durch nachträglichen Einsturz des Kraterinnern steile fast senkrechte Wände. Beispiele dieses Typs sind der M. Salto del Cane, der als M. Giacca bezeichnete niedrige Kegel, der M. Capriolo, der untere M. Concazze und andere. - Die sieben charakteristischen Grundformen sind in Abb. Nr. 5+6 bildlich dargestellt.

Die Grundformen der Kegel und ihre vielfältigen Zwischenformen finden wir gut erhalten bei den größeren Kegeln der unteren Regionen und bei den jungen Kegeln, die in den letzten Jahrhunderten entstanden sind (abgesehen von denen der obersten Region). Die meisten Kegel sind jedoch durch die Faktoren Abtragung und Zuschüttung verändert, erniedrigt oder gar völlig unkenntlich geworden. Die Prozesse, die diese Formung und das Verschwinden bewirken, sind:

1. Die Abtragung durch Wind und Wasser, sich äußernd durch Erniedrigung und durch seitliche Erosion von Erosionsrinnen
2. Die Zuschüttung und Einebnung durch Lockermaterial (besonders im oberen Bereich)
3. Die Einebnung durch jüngere Laven, welche durch Umfließen, Hineinfließen und Überfließen (von Lava) verursacht wird (W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, 1880,II)

Der Grad der Überformung bei den Prozessen eins und zwei ist abhängig von der relativen Höhe des überformten Kegels, von der Höhenstufe, in welcher der Kegel liegt und von der Zeit, seit der der Krater schon besteht. Wenn wir von den unterschiedlichen Abtragungsbeträgen in den verschiedenen Höhenstufen (die unterschiedlichen Verhältnisse in den Höhenstufen werden später behandelt) und von der relativen Höhe der Kegel absehen, läßt sich die in der Zeit ablaufende Abtragung und Erniedrigung der Kegel, wie in Abb. Nr. 7 gezeigt wird, veranschaulichen. Ein Maß für diese Abtragung bilden die Hangneigungen, worauf besonders W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880,II) hingewiesen hat. Der maximale Böschungswinkel an Lockerkegeln beträgt rund 32° bei der Grundform. Ist ein Winkel von 30° am Außenhang und am Innenhang des Kraterkegels zu messen, wie es bei sehr jungen Kratern der Fall ist, so sind diese Kegel noch zur Grundform zu rechnen. Bei der Überformung durch Wind und Wasser verflachen zuerst die Innenhänge, und es bildet sich eine Kratermulde aus. Diese Kegel mit Innenhangneigungen zwischen 20° und 30° nennen wir Abtragungstyp I (Beispiel: M. Frumento d. Concazze). Als Abtragungstyp II bezeichnen wir die Kegel, deren Außenhangneigung knapp unter 30° , deren Innenhangneigung bei 20° liegt oder deren Krater schon bis zur Verebnung verflacht sind (Beispiele: M. Rinatura, M. Castellazzo). Kegel, deren Krater völlig verschwunden sind und die Hangneigungen $<25^{\circ}$ haben, werden von uns Abtragungstyp III genannt (Beispiel: M. Torcicoda). Der Grad der Verflachung der Hänge ist entscheidend

für die Ansiedlung der Vegetation und damit für die Bodenentwicklung. Die Abtragungsvorgänge bei den Doppelwall- und Halbmondkegeln verlaufen ähnlich, nur können wir hierbei nicht die Abtragungstypen aufstellen, da das abgetragene Material aus den Eintalungen weggeführt wird und sogar eine Einschneidung durch Tiefenerosion stattfinden kann (Beispiel: M. Rinatu settentrionale).

Für die Einebnung der Kegel durch jüngere Laven läßt sich ebenfalls eine Typenreihe aufstellen. Umfließt eine Lava einen vorher entstandenen Kegel, so wird seine relative Höhe erniedrigt. Wir nennen diesen Kegel Einebnungstyp I (Beispiele: M. Grosso, M. Egitto). Überwindet die Lava den bergwärts gelegenen Kraterrand und füllt sie den Krater mehr oder weniger auf, so bezeichnen wir diesen Kegel als Lavaeinebnungstyp II (Beispiele: M. Conca, M. Ardicazzi). Bleibt nur noch ein Teil des Kraterrandes von Lava unbedeckt und ragt er aus dieser hervor, so nennen wir diese Erscheinung Typ III (Beispiele: M. Cervo, Mti. Piniteddi).

Bei vielen Kegeln ist es offensichtlich, daß sich die drei angegebenen Prozesse, die die Überformung und die Einebnung bewirken, überlagert haben.

Schweißschlackenkegel und -wälle bilden sich bei lateralen Eruptionen. Ausgeworfene flüssige Lavafladen schweißen rings um die Ausbruchöffnung fest. Ist die Auswurföffnung rund, so entstehen die relativ niedrigen aber sehr steilen Kegel, die schon W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880, II) Lavakegel genannt, deren Genese er aber noch nicht richtig zu deuten gewußt hat. Schweißschlackenkegel können zu mehreren hintereinander gereiht sein (Beispiel: I due Pizzi), oder ein Kegel entsteht als unterster Kegel in einer Reihe von Lockerkegeln (z.B. unterster Kegel der Mti. Silvestri). Auch aus einer Radialspalte können flüssige Lavafetzen ausgeworfen werden. Durch Festschweißen dieser Fladen aufeinander entsteht beiderseits der Spalte je ein Schweißschlackenwall. (Beispiel:

Spalte 1865). Eine Zwischenstellung zwischen den Kegeln und den Wällen nehmen die Schweißschlackenkegelreihen ein, die A. SIEBERG (1912) bei der Eruption von 1911 beschrieben hat. Bei dieser Eruption bildeten sich viele Kegel, die innig miteinander verwachsen waren.

Da die Schweißschlackenkegel und -wälle ziemlich steil sind, findet auf ihnen kaum eine Bodenentwicklung und Vegetationsansiedlung statt. Durch ihre geringe Höhe werden sie von jungen Laven und Lockermassen viel leichter verschüttet als die großen Lockerkegel. Es lassen sich vielfach Übergänge zwischen den Lockerkegeln und den Schweißschlackenkegeln feststellen, die eine Typisierung stark erschweren (s.S.14).

b. Die effusive Tätigkeit als Formbildner

Unter effusiver Tätigkeit versteht man das Ausfließen von Magma. Da die Oberflächenformen der Laven bereits im Kapitel über die Förderprodukte besprochen wurden, können wir uns eine Wiederholung der Genese hier ersparen. Weitere Formen, die von der Art und Weise des Fließens der Lava und von dem Relief des Untergrundes abhängig sind, werden anschließend beschrieben. Zuerst müssen wir jedoch einiges über die Mächtigkeiten und über den inneren Aufbau der Lavaströme sagen. Beides sind Faktoren von ökologischer Wichtigkeit. Die Mächtigkeit eines Lavastromes ist abhängig von der Menge des geförderten Materials und von der Fließgeschwindigkeit, die wiederum durch die Temperatur, den Gasgehalt der Lava und den Böschungswinkel bedingt ist. Da sich diese Faktoren im Verlauf des Lavastromes ändern, sind auch unterschiedliche Mächtigkeiten in einem Strome vorhanden. Im Oberlauf und an steileren Hängen ist ein Lavastrom meistens von geringer Mächtigkeit, während auf Geländevertiefungen und an den Stromstirnen größere Mächtigkeiten zu beobachten sind. Es gibt Fälle, bei denen der Nachschub von Lava zeitweilig versiegt und dann

neue Massen sich auf den alten auftürmen. Von wenigen Dezimetern bis zu einigen Dekametern können die Mächtigkeiten variieren. Bei Fladen- oder Schollenlava ist ein mehr einheitlicher Querschnitt festzustellen. Flade hat sich über Flade gelegt. Bei Brockenlaven findet man einen Querschnitt, der sich aus einer unteren, schnell abgekühlten Schlackenschicht, einer mittleren kompakten, durch Gleitbretter und Abkühlungsrisse strukturierten Schicht zusammensetzt, die nach oben in eine aus Brocken bestehende zweite Schlackenschicht übergeht. Diesen inneren Aufbau der Lavaströme hat G.A. MACDONALD (1953) auch von den Lavaströmen auf Hawaii beschrieben. Ein Querschnitt einer alten Schollenlava am Ätna ist z.B. an der Straße zum Rifugio Citelli aufgeschlossen, kurz bevor man an die Lava von 1865 kommt. Als Beispiele für den inneren Aufbau von Brockenlaven dienen die Steinbrüche in der Lava von 1669 zwischen Nicolosi und Belpasso. Abgesehen davon, daß auf einem Lavastrom Brockenlava und Schollenlava nebeneinander vorkommen, sind noch folgende weitere Reliefformen aufzufinden: Lavakanäle, Lavawälle, Sekundärströme, wurzellose Staukuppen und Schollendome.

Ch.K. WENTWORTH und G.A. MACDONALD (1953) beschreiben diese Formen von Hawaii. M. DI RE (1958) zeigt die Verteilung einiger dieser Formen am Ätna auf der Lava von 1780 (Abb.Nr.4).

Lavakanäle sind Rinnen, in denen die Hauptmasse der Lava zu Tal geströmt ist. Diese Kanäle haben steile Wände und dienen später teilweise als Abflußrinnen nach Regengüssen. Ein solcher Kanal ist z.B. unterhalb des Rifugio Citelli in der Lava von 1928 auf langer Strecke zu verfolgen. Während die steilen Teile solcher Lavakanäle durch das fließende Wasser und durch die transportierten Gesteinsmengen ausgeschliffen werden, lagert sich in den flacheren Teilen das Erosionsmaterial ab und bildet somit die Basis zur Vegetationsansiedlung und Bodenbildung. Diese Stellen gehören zu den ersten einer jungen Lava, auf denen sich Pflanzen ansiedeln (z.B. Landschaftsprofile II, Lava 1910).

Die Lavawälle werden von M. DI RE (1958) auch "moreni" genannt. Ein Vergleich mit den Seitenmoränen von Gletschern liegt nahe. Doch wird von uns im Zusammenhang mit der englischen Bezeichnung "wall" (Ch.K. WENTWORTH und G.A. MACDONALD, 1953) die neutrale Bezeichnung Lavawall vorgeschlagen. Die Lavawälle sind langgezogene Rücken von Brockenlava, die die Oberfläche des Lavastromes um einige Meter überragen und stets parallel der Fließrichtung der Lava liegen. Sie liegen sowohl am Rande eines Stromes ("moreni laterali"), als auch inmitten des Stromes ("moreni centrali").

Sekundärströme sind aus einer schwachen Stelle in der bereits abgekühlten Oberfläche hervorbrechende Teilströme, die eine kurze Strecke durch ihre andere Oberflächenbeschaffenheit deutlich erkennbar sind. Charakteristisch ist die halbkreisförmige Öffnung (Sekundärbocca), aus der diese Ströme hervorbrechen, ferner die kompakte Oberfläche des Teilstroms, die abwärts in Brockenlava übergeht und sich damit wieder in der allgemeinen Oberfläche verliert.

Wurzellose Staukuppen (A. RITTMANN, 1960) entstehen im flachen Gelände, wenn die nachströmenden Lavamassen sich aufeinander häufen und sich zu Hügeln aufstauen, die den eigentlichen Lavastrom um etliche Meter überragen (Beispiel: Lava von 1792 unterhalb des Piano della Lepre).

Werden Schollen einer Pahoehoe-Lava zu großen Haufen aufgetürmt, wie es z.B. in der Lava von 1636-38 geschehen ist, so kann man von Schollendomen sprechen. Obwohl dieser Begriff von A. RITTMANN (1960) in einem anderen Sinne verwandt wird, aber die äußere Gestalt dieser Erscheinung, wie sie bei RITTMANN beschrieben wird, mit unserer Form weitgehend identisch ist, wollen wir diese Bezeichnung auch hier anwenden.

c. Die Vulkano-Tektonik als Formbildner

Wie bereits angedeutet, sind die effusive und die explosive Tätigkeit vorbedingt durch vulkanotektonische Vorgänge. Ist der hydrostatische Druck des Magmas groß genug, so bricht an schwachen Stellen der Vulkan auf, und die Gase und das Magma können ausströmen. Es entstehen so die am Ätna sehr zahlreichen Radialspalten, z.B. die Spalte des Ausbruchs von 1928, die sich von der Serra delle Concazze mehrere Kilometer abwärts verfolgen läßt. Die Spalten schließen sich nach Ende des Ausbruchs im Innern wieder, lassen sich aber oberflächlich als schmale Gräben gut erkennen. Durch Einbruch des auflastenden Gesteinsmaterials, durch verstärkten Gasaustritt und durch das Ausfließen von Lava können sich auf der Spalte auch runde oder ovale Hohlformen bilden, die hintereinander gereiht sind. Eine Reihe solcher Bocchen, die durch verstärkten Gasaustritt entstanden sind, finden wir beim Ausbruch von 1928 westlich des Rifugio Citelli. Hintereinander gereichte Einbruchsschächte über einer Spalte liegen südöstlich des M. Pizzillo. A. SIEBERG (1912) beschreibt solche Formen bei der Eruption von 1911 als Explosionskrater. Jedoch lassen die steilen Wände und die am Grunde liegenden Lavaschuttmassen die Annahme einer Entstehung durch Explosion nicht zu. Eine Explosion würde eine trichterförmige Hohlform zurücklassen, und es müßte sich Auswurfmaterial ringsumher finden, was wir bei keiner der in jüngerer Zeit entstandenen Hohlformen finden (Anm. z.B. bei der Cisternazza oberhalb der Montagnola, entstanden 1792). Solche Einbruchsschächte können einmal während des Ausbruchs entstehen, zum andern als Folgeerscheinung noch lange Zeit nach dem Ausbruch über Hohlräumen im Bereich der Spalten. Auch im Innern von Kratern sind diese Einbruchsschächte zu beobachten, sie werden dann als "sink holes" bezeichnet. Am Ätna sind sie nach verschiedenen Ausbruchperioden im Zentralkrater entstanden (s. Abb. Nr. 10) und wieder zugeschüttet oder aufgefüllt worden. Der M. Salto del Cane enthält z.B. einen solchen Einbruchsschacht, wie es

die steilen Wände verdeutlichen (siehe S.15).

Stürzt nach einem Ausbruch die ganze Gipfelpartie eines Vulkanes ein, so entstehen die großen Einbruchs-Calderen. Über die Entstehung der Calderen sind die unterschiedlichsten Auffassungen vertreten worden, die wir an dieser Stelle nicht erneut wiederzugeben brauchen. Man nimmt jedoch heute an, daß viele Calderen Einbruchs-Calderen darstellen. Am Ätna lassen sich vier dieser Einbruchs-Calderen oder ihre Reste ausscheiden. Während die Valle di Calanna (von J. KLERX, 1961, als eigene Caldera bezeichnet) und die Valle del Bove noch heute als Calderen erkennbar sind, wurden die beiden im Bereich des heutigen Zentralkraters liegenden Calderen von den späteren Ausbrüchen wieder aufgefüllt. Ihre ehemaligen Ränder wurden von W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880) "Cratere Ellitico" und "Cratere del Lago" genannt und sind noch heute an einigen Stellen im Gelände zu erkennen.

An den steilen Abstürzen der erhaltenen Calderen am Ätna läßt sich der Stratovulkanbau am schichtweisen Wechsel von Laven und Tuffen erkennen. An den zahlreichen Gängen ("sills, dyke"), die heute teilweise durch die Erosion als hohe Mauern herausgearbeitet sind, erkennt man, daß in diesem Schichtbau Magma in Spalten eingedrungen ist. Doch die Erosion hat außer dieser Form auch noch zwei andere Formen an den Calderenwänden geschaffen. Die Wände fallen nicht gleichmäßig ab, sondern sie sind in Canalone (Schuttrinnen) und Serren (gratartige, gezackte Rücken) gegliedert, die sich zwischen den Canalonen hinabziehen. Beide Formen treten in Abb. Nr. 29 deutlich in Erscheinung.

Lavaströme jüngeren Alters bedecken die Böden der Calderen. Die sich unterhalb der Calderawände erstreckenden Laven sind mit Erosions- und Bergsturzmaterial zugeschüttet und bilden neben den inselhaften Auftragungen (.z.B. Rocca Mussara) die einzigen grünen Flecken am Boden der Calderen, weil dort die Vegetation leicht Fuß fassen konnte (Akkumulationsflächen).

2.5.2 Erosion und Akkumulation als Formbildner

Die Beteiligung von Erosion und Akkumulation bei der Überformung der Kraterkegel und der Calderen ist bereits besprochen. Doch bilden beide Vorgänge eigene Formen an den Hängen eines Stratovulkans. Die Pyroklastika und das Verwitterungsmaterial der Laven lassen sich infolge ihrer lockeren Schichtung leicht vom fließenden Wasser abtragen und wieder ablagern. Diese Reliefformen finden sich nur dort, wo entweder Niederschläge in großer Menge anfallen oder bei der Schneeschmelze größere Wassermengen auftreten. Die Bereiche, in denen diese Formen vorkommen, sind die oberen Regionen bis hinunter in die Waldregion und die Ostabhänge. Doch auch die Neigungen der Hänge und die Untergrundbeschaffenheit sind bei der Bildung der Reliefformen von Bedeutung.

Eine am Ätna häufige Reliefform ist die Erosionsrinne. K. SAPPER (1927) hat dafür in seiner Vulkankunde die Bezeichnung "Barranco" eingeführt. Die Erosionsrinnen liegen lange Zeit des Jahres trocken, nur nach der Schneeschmelze und nach starken Regengüssen stellen sie Abflußrinnen dar. Je nach der Steilheit der Hänge haben die Rinnen einen kerbtalähnlichen bis muldentalähnlichen Querschnitt. Alte Laven im Untergrund werden herauspräpariert und bilden so charakteristische Stufen in den Rinnen (siehe Abb. 18). Laufen die Rinnen im flachen Gelände aus, werden Akkumulationsflächen angeschüttet, die später wieder zerschnitten werden (siehe Abb. 17). Zwischen den Rinnen bleiben langgezogene Rücken stehen, die wir als Erosionsrücken bezeichnen. Ziehen sich die Rinnen am Rande eines Lavastromes herab, so wird der Rand des Lavastromes herauspräpariert (z.B. am Rande der Lava von 1928 unterhalb des M. Cubania). Liegt die Oberfläche eines Lavastromes in gleicher Höhe wie das umgebende Terrain, so wird das Lockermaterial auf die Lava aufgespült und die Lava dadurch eingeebnet. Diese Aufspülungsflächen finden wir z.B. auf der Lava von 1928 nördlich des Rifugio Citelli (siehe Kartenbei-

lage Nr. 5). Sie werden in einigen Jahren von Pflanzen besiedelt, während die unbedeckten Teile des Lavastromes noch lange Zeit ohne Vegetation bleiben.

Die Erosionsrinnen im Bereich der unteren Ost-, Nordost- und Südwesthänge haben eine eigene charakteristische Ausbildung. Sie werden "vallone" genannt und haben einen kastentalähnlichen Querschnitt. Sie sind durch alte Laven im Untergrund in Stufen gegliedert. Am Südwesthang des Ätna, westlich von S. Maria di Licodia hat sich der Vallone di S. Filippo klammartig durch einen sehr alten Lavastrom geschnitten. Das ist der einzige Fall, der uns am Ätna bekannt ist.

Zwischen den Erosionsrinnen liegen die Hänge des alten Lavaterrains. Sind die Hänge von Pyroklastikamaterial bedeckt, so sprechen wir von Pyroklastikahängen. In den oberen Teilen des Ätna, z.B. unterhalb der Serra delle Concazze, bildet der Lavaverwitterungsschutt die Oberfläche (Lavaschutthänge). Die unteren Abhänge mit dem grusig-sandigen Verwitterungsmaterial nennen wir Lavasandhänge, da der Pyroklastikaanteil sehr gering ist.

Eine besondere Reliefform bilden die Schlammströme am Ätna. Sie entstehen im Zusammenhang mit einem Ausbruch, der größere Schneemassen durch die ausfließende Lava zum Schmelzen bringt. Das sehr plötzlich anfallende Schmelzwasser reißt viel Gestein und Bodenmaterial mit sich und wälzt sich als Schlammstrom zu Tal, die Vegetation völlig vernichtend, bis der Schlammstrom auf flacherem Gelände nicht mehr genügend Fließkraft besitzt. Im oberen Teil entstehen Rinnen, die den Erosionsrinnen gleichen, während im unteren Teil lange Schuttrücken und weite Schuttflächen entstehen. W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880, I) erwähnt Schlammströme bei den Ausbrüchen von 1536, 1755 und 1879. Wir selbst konnten die Ablagerungen und Formen eines solchen Schlammstromes, der 1964 entstand, beobachten.

Sehen wir von den großen Tälern des Simeto und Alcantara ab, die während des ganzen Jahres Wasser führen, so gibt es am Ätna noch einige Täler, die jedoch wie die Erosionsrinnen die meiste Zeit des Jahres trocken liegen. Sie erstrecken sich an den steilen Außenhängen der Calderen und sind wohl tektonisch vorbedingt. Solche Täler sind die Valle S. Giacomo, die Valle del Tripodo, die Valle degli Zappini, die Valle Serracozza und die Cava Secca. Es sind steile, stark eingetiefte Kerbtäler, in denen durch Laven Stufen gebildet werden. Diese Stufen sind sowohl am Talgrund wie an den Talhängen zu finden. Wir nennen diese Täler nach der ortsüblichen Bezeichnung "Valle". Doch auch die Erosionsrinnen schaffen an den Bruchstufen des Ostabhanges tiefeingeschnittene Kerbtalformen (z.B. die Täler zwischen den Bruchstufen-Riedeln unterhalb Milo).

Die großen, andauernd wasserführenden Täler des Alcantara und des Simeto haben einen etwas abweichenden charakteristischen Formenschatz. Uns interessieren jedoch nur die Teile der Täler, die am Rande des Lavaterrains oder im Lavaterrain verlaufen. In diese beiden oben genannten Täler ergossen sich in früheren Zeiten Lavaströme und flossen eine Strecke weit hinab. Die Flüsse haben sich anschließend wieder in ihre von der Lava eingenommenen Betten eingeschnitten. Entweder wurde die Lava klammartig durchschnitten oder der Fluß hat sich seitlich der Lava in die weicheren Sedimentgesteine eingegraben. Auf diese Art gebildete Klammern sieht man z.B. zwischen Gaggi und Francavilla di Sicilia, kurz vor dem Ort Fondaco Motta oder westlich Bronte, unterhalb des Ponte della Cantera. An anderen Stellen haben sich die Flüsse noch nicht so tief in die Laven eingeschnitten. Wir finden hier Treppen im Strom, die entweder von verschiedenen übereinanderlagernden Lavaströmen (z.B. westlich und nordwestlich von Adrano) oder von den Gleitbrettern eines Lavastromes gebildet werden (z.B. an der Brücke unterhalb von Castiglione di Sicilia). Die Einschneidung der Flüsse in die Lava erfolgt nach unseren

Beobachtungen durch Zurückverlegung der Treppen, durch die Bildung von Strudellöchern und durch die Hebungen des ganzen Gebiets, wobei diese drei Faktoren zusammenwirken. Gräbt sich der Fluß neben dem Lavaterrain in die Sedimentgesteine ein, so wird die Lava als steile Lavakante herauspräpariert (z.B. westlich und südwestlich von S. Maria die Licodia). Auch an anderen Grenzen zwischen Lavaterrain und Sedimentgesteinen sind die Laven auf diese Art herauspräpariert worden (z.B. östlich von Paterno). Auf den steilen Hängen dieser sogenannten Lavaterrassen liegen große Mengen von herabgestürzten Lavablöcken. Auch werden Teile des Lavastromes durch die Einschneidung abgetrennt, die dann als Lava-Auslieger dem Lavastrom vorgelagert sind (z.B. Pioppo-Hügel südöstlich von Paterno).

2.5.3 Die Regional-Tektonik als Formbildner

Besonders am Ostabhang des Ätna modellieren viele Bruchstufen das Gelände (A. RITTMANN, 1964) (siehe Kartenbeilage Nr. 1). Jedoch treten sie nur dort, wo die Laven die Bruchstufen noch nicht überflossen haben, markant im Gelände hervor. Die Bruchstufenhänge sind sehr steil und zeigen die Schichtung in Laven, Tuffe und Konglomerate. So ist der Steilhang der Stufe von Acireale nach W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880, II) in zehn Laven gegliedert, zwischen denen Tuffe und Konglomerate liegen. Die meisten Bruchstufensteilhänge lassen die Schichtung nicht so gut erkennen, da sie von Hangschutt bedeckt sind. Bedingt durch die Gliederung der Steilhänge, die auch "timpas" genannt werden, in morphologisch harte Laven und weichere Tuffe entsteht eine Art Treppe. Daher rührt auch der Name Scala für die Stufe von Acireale. Unterhalb und oberhalb der Stufen zieht sich die sanft geneigte Böschung des Ätna-Mantels hin. Die Stufe oberhalb von Macchia ist durch Täler in Riedel aufgegliedert. Wie schon

im Kapitel Vulkanismus und Tektonik gesagt worden ist, verdeutlichen die Bruchstufen säkulare Hebungsphasen.

2.5.4 Die Abrasion als Formbildner

Die Ostgrenze des Ätna stellt das Meer dar. Dort, wo Lavaströme das Meer erreicht haben, bilden sich Lavabrandungskliffs. Ein großer Teil der Küste nördlich von Catania ist eine solche Lavakliffküste. Durch die Brandung losgelöste Lavabrocken liegen vor den Kliffs. Infolge säkularer Hebungen sind ehemalige Küstenbereiche über den heutigen Meeresspiegel gehoben worden, so daß wir neben den rezenten Kliffs an der heutigen Küste auch fossile Lavakliffs an den Abhängen des Ätna finden. Als solche fossilen Kliffs sind die Lavakanten von Valverde - Carminello und von Adrano - Biancavilla - S. Maria di Licodia zu sehen. Letztere deutete schon W. SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880, II) als Grenze einer alten Meeresbucht. Die Lavakanten von Valverde - Carminello stellen jedoch nach M. GRILLO (1950) keine Kliffs dar. Sie sollen durch Abbrechen von Lavablöcken über den darunterliegenden Cretatonen entstanden sein. Diese Feststellung mag durchaus richtig sein, da das ehemalige Kliff auch heute noch durch andere Faktoren zurückverlegt wird. Wir wollen an der marinen Entstehung dieser Lavakante festhalten, denn die heute am Ätna bekannten submarinen Laven sind diesem Kliff direkt vorgelagert und verdeutlichen uns somit, daß das Vorland dieses Kliffs einmal vom Meere bedeckt war. Jedoch kann diese Frage erst durch genauere Untersuchungen geklärt werden.

Die aufgezeigte Analyse der Reliefformen am Ätna verdeutlicht, daß der Vulkanismus und die Tektonik die Grundformen des Reliefs schaffen und daß die Abtragung, aber auch der Vulkanismus selbst diese Formen verändern und überprägen.

2.6 Die Böden

Über vulkanische Böden findet man in der italienischen Literatur nur sehr unbefriedigende Mitteilungen. Die meisten Autoren differenzieren lediglich Böden auf jungem und Böden auf älterem vulkanischen Material (P. PRINCIPI, 1943, 1952, V. MORANI, 1948). Es wird außerdem unterschieden zwischen Böden auf saurem und solchen auf basischem Gestein (G. DE ANGELIS D'OSSAT, 1928). Erst von F. MANCINI (1960) und seinen Schülern sind etwas weitergehende Untersuchungen veröffentlicht worden, die eine Bodentypisierung geben.

In der Literatur anderer Länder, besonders der Japaner und Amerikaner, findet man häufiger spezielle Arbeiten über Vulkanböden. Dort werden diese Böden "Ando-Soils" (Andosole) genannt (J. THORP und G.D. SMITH, 1949).

Bodenuntersuchungen und -typisierungen am Ätna sind selten. So beschreiben im Rahmen ihrer Vegetationsstudien A. HOFMANN (1960) einige Böden unter Buchenbeständen, A. PIROLA und G. ZAPPALA (1959) Böden der Pineta di Linguaglossa. Erst E. POLI (1964) gibt bessere Angaben, wobei jedoch die B_v -Horizonte noch A_2 -Horizonte genannt werden.

Auf Grund der fehlenden Vertiefung in diesen Veröffentlichungen blieb es uns nicht erspart, für diese Arbeit eigene Bodenuntersuchungen zur Charakterisierung und Typisierung vorzunehmen. Rund 100 Profile wurden gegraben und andere in alten Steinbrüchen und bei Aufschlüssen an Straßenneubauten ausgewertet. Im Institut für Bodenkunde in Göttingen haben wir die Untersuchungen von Proben spezifischer und charakteristischer Profile durchgeführt. Die Untersuchungen erstreckten sich auf Korngrößenbestimmungen, Humus- und Eisenbestimmungen. Alle Ergebnisse in dieser Arbeit vorzulegen, würde den Rahmen der Arbeit überschreiten. Sie werden an anderer Stelle veröffentlicht werden. Deshalb kann nur die Quintessenz unserer Untersuchungen mit in diese Arbeit aufgenommen werden.

2.6.1 Die Eigenart der Bodenbildung

Das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung ist am Ätna auf vulkanischem Terrain, chemisch und petrographisch gesehen, annähernd gleichartig. Es handelt sich durchweg um basaltische bis andesitische Laven und Pyroklastika mit etwa gleichem Mineralbestand. Es ist ein sehr basenreiches Gestein. Da Stau- und Grundwasserstandorte weitgehend fehlen, verläuft die Bodenentwicklung vom Silikatrohboden über den Ranker (Humussilikatboden) bis zur Braunerde. Klimatische Differenzierungen, Expositions- und Reliefunterschiede und die zeitliche Andauer bedingen die Herausbildung von Subtypen der genannten Böden. Podsolierung unter Kiefernwald tritt nicht ein, da das Gestein zu basenreich ist.

Daß die Entwicklung von Vulkanböden einen besonderen Charakter hat und die Sonderstellung dieser Böden als "Andosols" gerechtfertigt ist, sollen die weiteren Ausführungen in diesem Kapitel zeigen.

Die Aufeinanderfolge von Laven und Lockermassen an einem Stratovulkan bedingt auch am Ätna die Bodenentwicklung. Weniger die Laven selbst, sondern ihr Verwitterungsmaterial und besonders die Pyroklastika sind die Grundlagen der Bodenbildung. Nur an Stellen, wo jüngere oder ältere Laven an der Oberfläche liegen, bzw. dicht darunter, ist das feste Gestein mit einbezogen. In den oberen Regionen, wo viele Aschen und Lapilli durch Auswurf anfallen, sind die reifen Bodenstadien durchweg auf Pyroklastika zu finden. In den unteren Regionen bilden die Laven meist direkt den C-Horizont.

Die Böden am Ätna sind Sandböden. Genau gesagt, dominiert bei jungen Bodenstadien Grobsand, während bei höher entwickelten Mittel- und Feinsand vorherrschen. Bei sehr stark entwickelten Böden der feuchteren Waldzonen tritt der Schluff- und Tongehalt mehr in den Vordergrund (bis 20 % Schluff und bis 10 % Ton). Diese Böden kann man je nach Zusammensetzung

als schwach lehmige oder schwach tonige Sande bezeichnen.

Auf Grund ihrer sandigen Bodenart sind alle am Ätna auf vulkanischem Material vorkommenden Böden sehr wasserdurchlässig. R. ALBERT (1935) beschreibt Bimssandböden des Westerwaldes, die wegen der Porosität und der dadurch bedingten stark vergrößerten Oberfläche der Teilchen ein gutes Wasserhaltevermögen besitzen. Das Adsorptionsvermögen der Lavasande am Ätna dürfte entsprechend zwischen dem der Bimssande und dem von Dünsanden liegen. Die Porosität ist nämlich wesentlich geringer als bei den Bimssanden, die Oberfläche der Teilchen jedoch durch starke Unregelmäßigkeit sehr viel größer als bei den Dünsanden.

Die Bodenfarbe des Ausgangsmaterials ist grau-schwarz. Dunkle Böden absorbieren mehr Strahlungsenergie, geben diese Energie auch leichter wieder ab und begünstigen damit die Verdunstung (E. WOLLNY, 1878). Die Böden am Ätna haben aber wegen ihrer sandigen Bodenart und der Porosität der Bodenteilchen eine geringe Wärmeleitfähigkeit. Hieraus läßt sich schließen, daß die täglichen Temperaturschwankungen und dadurch auch die Verdunstung während des Sommers in der obersten Bodenschicht bis 10 cm sehr groß sind. Durch die geringe Wärmeleitfähigkeit nehmen sie mit der Tiefe stark ab: Im Winter treten die täglichen Temperaturunterschiede im Boden stärker zurück. P. HUPFER (1894) gibt Messungen am Ätna an, bei denen unter Sonnenbestrahlung die Temperatur der obersten Bodenschicht um 7° höher liegt als die der Luft, während die tieferen Partien des Bodens eine konstante Temperatur von einigen Graden unter der Lufttemperatur aufweisen. Das stimmt mit unseren Beobachtungen überein. Wir haben festgestellt, daß die oberste Bodenschicht auch nach längerer Regenpause trocken ist, während die tieferen Teile feucht bleiben.

Ein wichtiger Faktor, der immer wieder in die Bodenbildung eingreift, ist das Lockermaterial selbst. Einmal werden Lockermassen bei Ausbrüchen ausgeworfen, zum anderen werden

schon vorhandenes Verwitterungsmaterial und Pyroklastika angeschwemmt und angeweht. So kommt laufend neue Substanz auf alte Bodenbildungen. Die alte Bodenoberfläche wird begraben, und die Bodenentwicklung beginnt auf neue, wobei die früheren Böden teilweise überprägt werden. In den meisten der von uns gegrabenen Profile der oberen Regionen findet man diese eingelagerten Schichten über alten A_H -Horizonten (vgl. Beilage Nr. 8). Sie werden von uns mit " π " (= Pyroklastika) bezeichnet. In tieferen Lagen eines Bodens sind die π -Schichten und die darunter liegenden, begrabenen A_H -Horizonte, welche wir nach der 7th Approximation (1960) als A_b -Horizonte bezeichnen, durch neue Bodenbildungen überprägt und verbraunt. Wir nennen diese Böden, die mehrere begrabene Horizonte haben, Polyböden.

A. PIROLA und G. ZAPPALA (1959) haben am Ätna bereits diese Schichten gefunden und bezeichnen sie mit (C). B. JOHANNESSON (1960) bei den Böden Islands und die 7th Approximation (1960) im Profil Nr. 53 (Hawaii) beschreiben sie ebenfalls. Diese Schichten sind also eine typische Eigenschaft der vulkanischen Aschenböden (Andosols).

Erosion und Akkumulation von Locker- und Bodenmaterial sind, wie schon aus der Beschreibung im Kapitel Relief hervorgeht, wichtige Faktoren in der Bodenentwicklung. An steilen Hängen und an den Rändern von Erosionsrinnen wird laufend Material abgespült und hierdurch die Bodenbildung unterbrochen. Erst in den tieferen Regionen, wo die Niederschläge und auch die Mengen an Feinmaterial geringer sind, treten Erosionserscheinungen mehr in den Hintergrund.

Wie wir bereits angedeutet haben, läuft die Bodenentwicklung vom Silikatrohboden über den Ranker bis zur Braunerde. Die drei genannten Bodentypen mit ihren Übergangsformen variieren aber noch entsprechend den Höhenstufen, den Expositionen, den Relief- und Gesteinsunterschieden.

Zur besonderen Charakterisierung der Bodentypen und -subtypen schien uns die Untersuchung des "freien Eisens" geeignet. "Freies Eisen" wird das durch die chemische Verwitterung aus den Silikaten herausgelöste Eisen genannt. Da es für die Farbe der B_v -Horizonte verantwortlich zeigt, lassen sich die Böden aufgrund des Gehalts an "freiem Eisen" sehr gut kennzeichnen¹⁾. Einmal konnten wir die zeitbedingten Übergangstypen besser als bei der physiognomischen Untersuchung der Profile erfassen. Auch die klimatische Differenzierung der Bodentypen (unterschiedliche chemische Verwitterung in den einzelnen Höhenstufen) wurde dadurch deutlicher. In Abb. Nr. 12 haben wir einen Teil der ermittelten Fe-Werte in einem Diagramm zusammengestellt. In diesem Diagramm kommt die Zunahme der chemischen Verwitterung bei abnehmender Höhe gut zum Ausdruck. Sie erreicht bei etwa 1600 m Höhe ihr Maximum und nimmt nach unten wegen der größer werdenden Trockenheit wieder ab. Auch die zeitbedingte Abfolge der Bodenentwicklung kann mit diesem Diagramm aufgezeigt werden.

Die in dieser Arbeit verwendeten Bodenhorizontbezeichnungen (teilweise nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1960)) sind folgend aufgeführt:

- A humoser, an der Oberfläche gebildeter Horizont
- (A) sehr schwach entwickelter A-Horizont ohne sichtbare Humusfärbung (humoser Rohbodenhorizont)
- L Laub- und Nadelstreuschicht, unzersetzt
- F Vermoderungshorizont
- A_h humoser Mineralbodenhorizont
- A_b humoser Mineralbodenhorizont, begraben
- A_{bv} humoser Mineralbodenhorizont, begraben und verbraunt

1) Die Bestimmung des "freien Eisens" wurde nach F. SCHEFFER, B. MEYER u. U. BABEL (1961) und nach H. BARON (1954) durchgeführt. Da bei dieser Bestimmung auch der im Ausgangsmaterial vorliegende Magnetit-Anteil miteingefasst wurde, mußte anschließend dieser Anteil (im Mittel 0,5 % Fe) abgezogen werden (Magnetit-Korrektur).

B_v	durch Mineralverwitterung verbrauchter Horizont
B_t	Horizont mit Tonilluviation
B_{vb}	B_v -Horizont einer älteren Bodenentwicklung
C	Ausgangsgestein, aus dem der Boden entstand
π	eingelagerte Schichten aus Lockermaterial (= Pyroklastika), die alte Bodenbildungen begraben haben
π_v	verbrauchte Pyroklastikaschicht

2.6.2 Die Böden in den Höhenstufen

Die Klimazonen am Ätna bedingen auch eine Zonierung der Böden. Da das Ausgangsgestein, wie bereits beschrieben, gleichartig ist, ebenso keine durch Stau- oder Grundwasser gegebenen Einflüsse vorhanden sind, treffen wir gerade am Ätna günstige Bedingungen für diese Zonierung an. W.L. KUBIENA (1955, 1956) beschreibt Boden-Höhenstufen auf Basalt am Beispiel der Kanarischen Inseln und Juan Fernando Po. Daß in unserem Untersuchungsgebiet eine abweichende Zonierung vorhanden ist, würde ein Vergleich der Klimawerte jener Gebiete mit denen des Ätna zeigen. F. MANCINI (1960) hat eine Höhenzonierung der Böden am Ätna in seiner "Carta dei Suoli d'Italia 1:1 500 000" angegeben. Er scheidet die folgenden vier Zonen aus (von oben nach unten):

1. Litosol
2. Sol lessivé
3. Mediterrane Braunerde der Mesophyten-Wälder
4. Mediterrane Braunerde der Xerophyten-Wälder

Zwischen die Zone des "Sol lessivé" und die der Mesophyten tragenden Braunerde schiebt MANCINI im Norden des Ätna einen Streifen "Typische Braunerde" ein. Da bei der Überprüfung dieser angegebenen Höhenstufen starke Differenzen festzustellen waren, sahen wir uns genötigt eine eigene Zonierung der Böden vorzunehmen. Wir haben die Endstadien der Bodenentwicklung in den verschiedenen Höhenstufen untersucht und kommen

unter Verwendung der von W.L. KUBIENA (1953) aufgestellten Bodentypen zu folgender Zonierung:

1. Zone ohne Bodenbildung
2. Alpine Ramark
3. Alpiner mullartiger Ranker
4. Alpine Polster-Braunerde
5. Typische Braunerde
6. Braunerde mit leichter Tondurchschlammung (Parabraunerde - Braunerde)
7. Submediterrane Braunerde (Übergangstyp typische Braunerde - Mediterrane Braunerde)
8. Mediterrane (Meridionale) Braunerde

Die Charakterisierung dieser Boden-Höhenstufen wird von uns im Kapitel 6 (Die Höhenstufen als naturräumliche Einheiten) dargeboten.

2.6.3 Die Bodensukzession auf Lavaströmen und Pyroklastikaf flächen

Die Lavaströme zeigen in Abhängigkeit von ihrem Alter verschiedene Stadien der Bodenentwicklung (A. PIROLA und G. ZAPPA-LA, 1959). Jedoch nicht allein die zeitliche Andauer, sondern auch die Höhenlage, die Oberflächenstruktur, die Mächtigkeit und die Lage der Lava zu ihrer Umgebung sind Faktoren, die hierbei berücksichtigt werden müssen. Wir vernachlässigen, soweit es vertretbar ist, die anderen Faktoren und unterteilen in hauptsächlich aus Schollenlava und hauptsächlich aus Brockenlava bestehende Lavaströme. Die Bodenentwicklung auf Lava hängt, wie bereits gesagt, von dem Anfall an Lockermaterial ab, der proportional der Zeit ist.

Als Kriterien einer Typisierung werden von uns einmal die Dominanz der Bodentypen, zum anderen die Vegetationsformationen herangezogen. Wir haben folgende Sukzessionsstadien auf

Lavaströmen am Ätna festgestellt:

- Stadium I: keine Bodenbildung, keine Vegetationsansiedlung
- Stadium II: Rohboden unter Pionierpflanzen
- Stadium III: Protoranker unter mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke
- Stadium IV: Ranker unter Ginsterbusch
- Stadium V: Ranker-Braunerde unter Buschwald
- Stadium VI: Braunerde unter Hochwald

Zwischen diesen genannten Stadien lassen sich jedoch Übergänge feststellen.

Die Entwicklung der Böden auf Brockenlava und Schollenlava läuft gemäß diesen Sukzessionsstadien ab. Bei der Schollenlava werden allerdings die Stadien II, III und IV viel früher erreicht, und das Stadium V wird länger beibehalten. Der Unterschied liegt nur in einer zeitlichen Verschiebung der Sukzessionsstadien.

Aufgrund der oben angegebenen Faktoren der Bodenentwicklung findet man z.B. auf einem Lavastrom im Rankerstadium neben dem dominierenden Ranker noch Standorte, wo keine Bodenbildung oder erst Rohboden festzustellen ist.

In der Literatur sind so gut wie keine näheren Angaben über die Bodenentwicklung auf Laven am Ätna zu finden. Allein die Arbeit von A. PIRÖLA und G. ZAPPALA (1959) gibt eine Andeutung der Bodenentwicklung auf Lava wieder, wobei die Braunerde hier noch AC-Boden genannt wird.

Die Bodenentwicklung auf Pyroklastikaflächen und auf den Hängen der Kraterkegel läuft ebenso gemäß den angegebenen Sukzessionsstadien ab. Die einzelnen Stadien folgen nur viel schneller aufeinander, da ja genügend Feinmaterial vorhanden ist. Daß aber auch hier noch andere Faktoren mitwirken, zeigen wir im folgenden Kapitel.

2.6.4 Relief und Exposition als Bodenwandler

Unterschiedliche Hangneigungen und damit der Grad der Erosion und der Akkumulation modifizieren die Bodenentwicklungen. Die konkaven Kraterkegelhänge mit ihren nach unten abnehmenden Hangneigungen lassen dies deutlich werden. Wir finden hier Hang-Catenen vom Rohboden über den Ranker bis hin zur Braunerde. Jedoch treffen wir auch an allen Standorten, wo Erosion vorherrscht, Rohböden und Ranker an, wie z.B. in den Canalonen und Erosionsrinnen. Wo laufend akkumuliert wird, z.B. auf Akkumulationsflächen, lassen sich meist nur Ranker finden.

Die Exposition spielt, wenn auch nur untergeordnet, eine Rolle bei der Variation der Bodenentwicklungen. Da am oberen Ätna die Hauptwindrichtung Westen ist, werden die sauren Niederschläge (siehe Kapitel 2.2) hauptsächlich auf den oberen Osthängen des Ätna niedergehen. Die chemische Verwitterung und die Bodenentwicklung sind somit in diesem Bereich intensiver. Es fällt z.B. auf, daß die Laven im Valle del Bove schneller verwittern und auf ihnen sich die Vegetation eher ansiedelt als auf den Laven der Süd- und Westabhänge. Gerade im Bereich oberhalb des Rifugio Citelli, wo wir die meisten Regen-pH-Messungen vornehmen konnten, haben wir in Rohböden oberhalb der Grenze des klimatisch möglichen Vorkommens der Braunerde braune Bänder finden können. Diese braunen Bänder lassen sich nur durch intensivere chemische Verwitterung und Bodenbildung erklären.

Wie im Klimakapitel angedeutet, ist das Topoklima entscheidend nur an steilen Hängen in Nord- und Südexposition. So treten z.B. an den Südhängen der Kraterkegel und der Serren die trockenen Varianten der Bodentypen und an den Nordhängen die relativ feuchteren Varianten auf. Allein schon die Farbunterschiede der B_v -Horizonte machen dies deutlich (gelbbraun - dunkelbraun). Der Kamm eines nordexponierten Serraabhanges

ist deutlich wahrnehmbar trockener als der Fuß. Das wird z.B. am Fior di Cosimo durch den Boden und die Vegetation ausgedrückt (Boden- und Vegetationsumkehr).

Aufgrund der in den verschiedenen Bodenkapiteln dargelegten Bodenentwicklungen, die von den verschiedensten Faktoren abhängig sind, lassen sich einige typische Bodengesellschaften herausstellen¹⁾.

Die Lava-Gesellschaft, unterteilt in zwei Untergesellschaften (Brockenlava und Schollenlava) umfaßt alle Bodentypen, die auf Lavaströmen vorkommen. Dagegen sind alle auf Pyroklastikamaterial entstandenen Böden zu einer Pyroklastika-Gesellschaft zusammengefaßt worden. Wir unterscheiden hier zwischen einfachen Bodenbildungen und Polyböden. Von den Böden der Pyroklastikahänge unterscheiden sich die Böden der Kraterkegel (Bomben-Gesellschaft). Die auf dem Lavaschutt der Lavaschutthänge und der Canalone und Akkumulationsflächen in den Calderen vorkommenden Böden lassen sich zu einer Lavaschutt-Gesellschaft zusammenfassen. Außer diesen vier Bodengesellschaften lassen sich lokal noch einige Sonderformen finden, wie z.B. die Bodenbildungen auf Tuffplatten.

Die genannten Bodengesellschaften mit ihren Bodentypen sind in Beilage Nr. 8 dargestellt.

1) Der Begriff Bodengesellschaft wird von B. MEYER (1955) für gesteins- und reliefbedingte Bodentypenassoziationen verwendet.

2.7 Die Vegetation

Neben den vulkanologischen Studien sind die Arbeiten über Flora und Vegetation des Ätna am weitesten vorangetrieben worden. Teils sind sie beschreibender, teils mehr floristischer Natur. In vielen Abhandlungen jedoch wird auf die Höhenstufen und die ökologischen Verhältnisse eingegangen. Die wichtigsten Arbeiten älterer Zeit sind von S. SCUDERI (1826), C.B. PRESL (1826), A.R. PHILIPPI (1832), G. STROBL (1874, 1880a, 1880b), F. TORNABENE (1889), E. CHAIX (1891), P. HUPFER (1894) und L. BUSCALIONI (1909). Mit M. FREI (1938, 1940, 1943) und A. GILLI (1943) beginnt ein neuer Abschnitt der Vegetationsforschung am Ätna, nämlich der pflanzensoziologischen Arbeitsweise. Unsere Darstellungen beschränken sich meist auf die neueren Arbeiten von R. MOLINIER (1955), W. LÜDI (1956), V. GIACOMINI u. L. FENAROLI (1958), A. PIROLA u. G. ZAPPALA (1959), A. HOFMANN (1960), A. PIROLA u. S. VECCHIO (1960), V. GIACOMINI (1960), R. TOMASELLI (1961), G. DI BENEDETTO, E. POLI u. R. TOMASELLI (1963), E. POLI (1959a, 1964) und eigene Anschauungen. Die Arbeit von E. POLI (1964) war bei Abschluß unserer Untersuchung zwar noch nicht erschienen, aber bei Diskussionen mit der Verfasserin wurde uns ein ungefährender Einblick in die Arbeit gewährt. Es werden in dieser Abhandlung, welche pflanzensoziologisch ausgerichtet ist, viele landschaftsökologisch wichtige Probleme behandelt.

2.7.1 Die Vegetations-Höhenstufen

Schon in alter Zeit wurde der Ätna von seinen Anwohnern in Höhenstufen eingeteilt. Viele Botaniker des 19. und 20. Jahrhunderts verfeinerten die Einteilung. Von besonderem Interesse sind die Einteilungen der "idealen" Vegetation von M. FREI (1938) und der potentiellen natürlichen Vegetation von R. TOMASELLI (1961). Die Gliederung der sizilianischen alpinen

Stufe erfolgte nach E. POLI (1959a, 1964). A. PIROLA u. G. ZAPPALA (1959) stellen die am Ätna zonal vorhandenen *Pinus laricio*-Wälder auf Grund des Unterwuchses als Disclimax zum *Quercion pubescentis*, geben aber gleichzeitig an, daß im oberen Verbreitungsgebiet der Pineten Arten des *Fagion silvaticae* als Unterwuchs auftauchen, während die Arten des *Quercion pubescentis* verschwinden. Da *Pinus laricio* als Tertiärrelikt angesehen wird, keinen eigenen Unterwuchs besitzt und einem eigenen Bodentyp zugeordnet werden kann, wollen wir die Pineten am Ätna als eigene Höhenstufe zwischen das *Quercion pubescentis* und das *Fagion silvaticae* einschieben.

Wir können somit folgende Vegetations-Höhenstufen nach der potentiellen natürlichen Vegetation am Ätna angeben:

1. Stufe des Rumici - *Astragalion siculi* (E. POLI 1964)
mit den Unterstufen:
 - a. Vegetationslose Zone
 - b. Rumici - *Anthemidetum aetnensis* (E. POLI 1964)
 - c. *Astragaletum siculi* (M. FREI 1940, E. POLI 1959)
2. Stufe des *Fagion silvaticae*
3. Stufe der *Pinus laricio*-Wälder
4. Stufe des *Quercion pubescentis*
5. Stufe des *Quercion ilicis*
6. Stufe des *Oleo - Ceratonions*

Folgend werden die einzelnen Höhenstufen charakterisiert:

1. Die Stufe des Rumici - *Astragalion siculi*
Diese Stufe ist die am Ätna am besten pflanzensoziologisch untersuchte Stufe (M. FREI 1940, A. GILLI 1943, E. POLI 1959a, 1964). Charakterisiert wird sie durch den außerordentlich hohen Prozentsatz an endemischen Formen, die die Selbständigkeit und die klimatische Sonderstellung dieses Gürtels verdeutlichen. Die ganze Zone ist weiter gekennzeichnet durch das Fehlen von Arten der alpinen Hochgebirgsvegetation. Es herrschen vielmehr mediterrane Arten

(z.B. *Festuca levis*) und Arten der Gebirgssteppen Westasiens vor (z.B. *Astragalus siculus*, *Saponaria sicula*). Fast alle Arten zeigen Anpassungen an die in dieser Stufe herrschende, durch Wind und Wärmestrahlung bedingte, relative Trockenheit. Daneben kommen Felspflanzen aus tieferen Gürteln vor. Die von E. POLI (1959a) ausgegliederte Teilzone "arbustiva" wird von uns nicht als eigene Unterstufe behandelt, da sie als Übergangszone zwischen den Wäldern und dem Astragaletum zu sehen ist.

a. Unterstufe ohne Pflanzenwuchs

In dieser Teilzone reichen die Bedingungen (Klima, laufende Aschen- und Lapillibedeckung, vulkanische Gase) nicht aus, um pflanzliches Leben zu ermöglichen.

b. Unterstufe des Rumici - Anthemidetum aetnensis

FREI (1940) bezeichnete diese Unterstufe als Stufe der *Senecio aetnensis* - *Anthemis aetnensis* - Assoziation. Durch unterschiedliche Standortbedingungen erfolgt eine Verzahnung mit dem Astragaletum. Gekennzeichnet ist die Teilzone durch acht (ab 2700 m nur noch vier) Hemikryptophyten, von denen fünf Endemismen sind. Sie wachsen weitständig, stehen aber mehr oder weniger in Wurzelkonkurrenz. Diese Unterstufe reicht bis 3000 m.

c. Unterstufe des Astragaletum siculi

Die Dornpolster des *Astragalus siculus* beherrschen diese Zone. Sie verzahnt sich in Abhängigkeit von den Standortbedingungen mit der Buchenstufe. Während von 1700 bis 2000 m eine an Arten und Individuen relativ reiche Subassoziation zwischen 2000 und 2550 m nur wenige andere Arten (E. POLI 1964).

2. Stufe des Fagion silvaticae

Der Mensch hat die Buchenwälder weitgehend zerstört oder degradiert. Die Polster von *Astragalus siculus*, die Charakterpflanze der darüber liegenden Stufe, hat deshalb einen großen Teil des Areals der Buchen-Stufe eingenommen.

Diese Zone reicht von etwa 1800 m bis zur Baumgrenze bei 2200 m, wo die Baumarten *Fagus silvatica*, *Betula aetnensis* und *Populus tremula* nur noch als am Boden liegende Büsche vorkommen. Ein Teil des Areals wird von Birkenwäldern eingenommen. Die Artenarmut des Buchengürtels wird verständlich, wenn man bedenkt, daß der Ätna die Südgrenze der Verbreitung der Buchenwälder darstellt. Eine gewisse Eigenständigkeit dieses Gürtels am Ätna veranschaulicht der relativ hohe Prozentsatz von Mikroendemismen (FREI 1938). Gekennzeichnet wird diese Zone durch die hohe Feuchtigkeit, die sich einmal in der Höhe der Niederschläge (1400 mm), zum anderen in der häufigen Nebel- und Wolkenbildung äußert. A. HOFMANN (1960) stellt die Buchenwälder des Ätna zum Anthrisco-Fagetum.

3. Stufe der *Pinus laricio*-Wälder

Diese Stufe beherrschen auch heute noch viele guterhaltene Wälder, die im unteren Verbreitungsgebiet Arten des *Quercion pubescentis* und im oberen Bereich des Areals Arten des *Fagion silvaticae* als Unterwuchs tragen. Die Ausdehnung des *Pinus laricio*-Gürtels liegt etwa zwischen 1400 und 1800 m. Charakterisiert ist diese Zone durch eine längere winterliche Kälteruhe und durch das Fehlen einer ausgeprägten Krautschicht bei dichtem Bestand und Kronenschluß.

4. Stufe des *Quercion pubescentis*

Obwohl am Ätna noch viele sommergrüne Eichenwälder vorhanden sind, wird doch ein großer Teil des Areals von vom Menschen angepflanzten Kastanien- und Haselnußhainen eingenommen, die allerdings den Unterwuchs des *Quercus pubescens*-Gürtel tragen. Da der Mensch die Wälder, in denen *Quercus pubescens* und *Quercus cerris* vorherrschen, ziemlich gelichtet hat, sind licht- und wärmeliebende Arten aus anderen Gürteln eingewandert. Das Areal dieses Gürtels reicht am Ätna bis etwa 1400 m hinauf und ist gekennzeichnet durch leichte sommerliche Trockenheit, winterliche

Kälteruhe, laubwerfende Arten und eine reiche Krautschicht. Der Quercus-Tilia-Acer-Gürtel (FREI 1938) ist heute nur noch durch Arten des Unterwuchses vertreten, die in der Quercus pubescens-Stufe und in den beiden darüberliegenden Stufen vorkommen.

5. Stufe des Quercion ilicis

Diese Stufe ist ebenfalls vom Menschen unter Kultur genommen worden. Nur wenige naturnahe Waldreste und Macchien finden sich am Ätna (z.B. Bosco Nicolosi oberhalb Zafferana bei 650 m). An thermisch begünstigten Standorten steigen Arten dieses Gürtels bis 1200 m hoch (z.B. Erica arborea am Fior di Cosimo bei 1178 m). Die Vegetationsruhe im trockenen Sommer, die Blütezeit im Frühjahr und Herbst und das Vorherrschen von xeromorphen Arten kennzeichnen das Quercion ilicis.

6. Stufe des Oleo - Ceratonions

Das Areal dieser Zone ist durch den Menschen stark überprägt. Die natürliche Vegetation ist fast völlig vernichtet. Charakterisiert wird diese Stufe durch sehr extreme Trockenheit im Sommer bei Niederschlägen unter 500 mm.

Die Zonierung in Vegetations-Höhenstufen am Ätna erfolgt nicht genau horizontal, sondern die feuchtigkeitsliebenden Stufen der Buchen- und Pinienwälder nehmen an den Ostabhängen des Ätna, wo die Niederschlagsquote größer ist als an den Westabhängen, ein breiteres Areal ein. Gestört wird die gleichmäßige Zonierung ferner durch die relativ xerischen Standorte der Lavaströme, die sich durch die Höhenstufen hindurchziehen, und durch die Caldera des Valle del Bove, in der die Steilhänge in Abhängigkeit von der Exposition starke Vegetationsunterschiede zeigen.

2.7.2 Die Vegetationssukzession auf Laven und Pyroklastika

Der Ätna mit seinen Lavaströmen verschiedenen Alters bietet sich für ein Studium der Vegetationssukzession förmlich an. Leider liegen bisher nur wenige Angaben darüber vor. Eine weitere Schwierigkeit ist, daß trotz der vielen am Ätna betriebenen Vegetationsstudien, abgesehen vom oberen Bereich, noch keine pflanzensoziologischen Untersuchungen gemacht worden sind, d.h., wir können uns nicht auf festgelegte Pflanzengesellschaften stützen. Wir versuchen deshalb mit den "Formationsbegriffen" zu arbeiten und geben außerdem uns charakteristisch erscheinende Pflanzengemeinschaften an, ohne sie jedoch zu Assoziationen im eigentlichen Sinne zu erklären. Für eine Herausstellung von Assoziationen in einem so großen Gebiet wie dem Ätna fehlte es uns einmal an Zeit und außerdem an einer genaueren Kenntnis der Arten und Formen.

Wir haben die Vegetationsentwicklung auf Lavaströmen und Kraterkegeln untersucht. Beide Entwicklungen laufen in etwa gleichartig ab, nur daß auf Lavaströmen noch Felspflanzen mit einbezogen werden müssen. Allerdings verläuft die Vegetationsentwicklung auf den hauptsächlich aus Lockermaterialien bestehenden Kraterkegeln viel schneller ab als auf den Lavaströmen, bei denen das Lockermaterial als Voraussetzung für die Besiedlung und Weiterentwicklung von Pflanzengemeinschaften nur langsam anfällt. Wie schon in den Relief- und Bodenkapiteln erläutert, ist weniger das Verwitterungsmaterial, sondern in viel größerem Maße das aufgeworfene, aufgewehte, aufgespülte und bei der ursprünglichen Fließbewegung der Lava abgerollte Feinmaterial für die Ansiedlung von Pflanzen entscheidend. Auch die sehr variable Oberflächenstruktur der Lava ist von Bedeutung. Da wiederum in jeder Höhenstufe andere Pflanzenarten vorkommen, wandeln sich die Pflanzengemeinschaften entsprechend der Höhenlage.

A. PIROLA und S. VECCHIO (1960) haben Beobachtungen über die Vegetation im Valle di Calanna gemacht. Sie geben als Fakto-

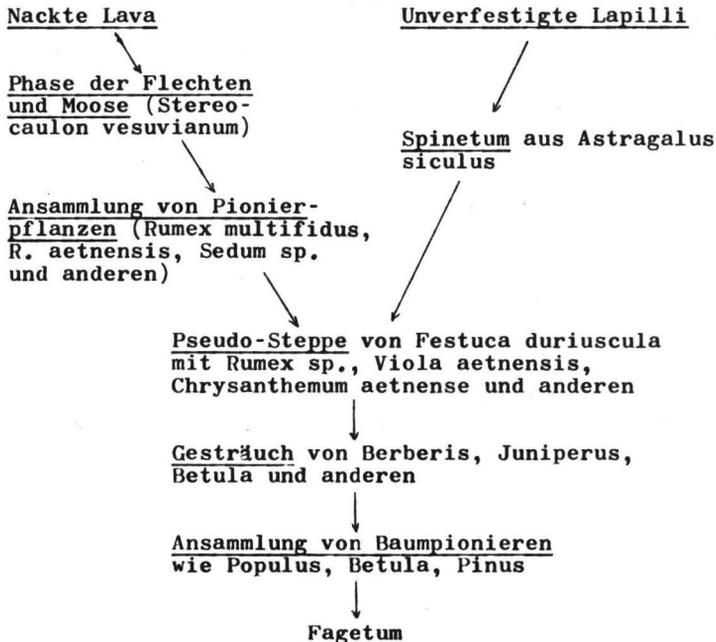
ren der Besiedlung von Lavaströmen an:

das Alter der Lava,
den Verwitterungszustand,
die Oberflächenbeschaffenheit,
die äolische Feinmaterialauflage.

Trotz dieser guten Faktorenanalyse und der beiden auf der Lava von 1852 durchgeführten Pflanzenaufnahmen geben die Verfasser nur vage Andeutungen der Vegetationsentwicklung.

A. HOFMANN (1960) unterbreitet sehr gute Entwicklungsstadien auf Lapilli und Lava bis zum Endstadium des Fagetums, die wir in folgender Tabelle wiedergeben.

Tabelle Nr. 3 Vegetationssukzession im Bereich der Buchenwälder am Ätna (nach A. HOFMANN, 1960)



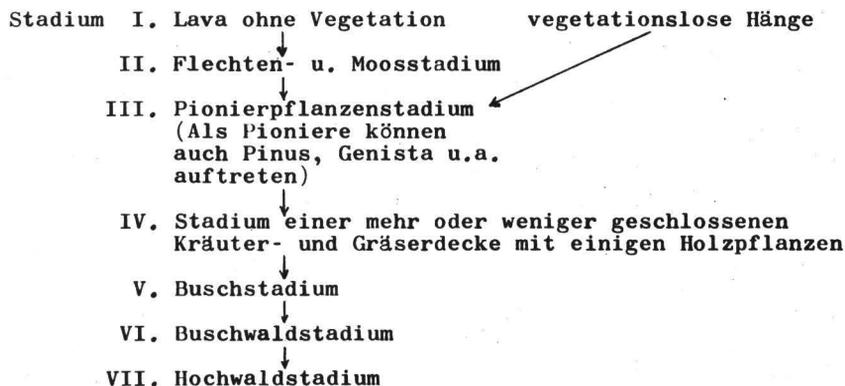
Diese Gliederung in Sukzessionsstadien hat folgende Fehler: Auch auf den Lapilliflächen läßt sich ein Pionierstadium ausscheiden, welches vor das Spinetum zu setzen ist. Das Spinetum läßt sich ebenfalls auf den Laven ausgliedern. Die Pseudo-Steppe ist rein standörtlich bedingt. Es liegt stattdessen ein artenreiches Spinetum (besser Astragaletum) vor.

Für die Vegetationsentwicklung in den unteren Höhenstufen stützen wir uns auf die allgemein für Italien erarbeiteten Angaben von V. GIACOMINI und L. FENAROLI (1958). Von G. DI BENEDETTO, E. POLI und R. TOMASELLI (1963) liegt eine Arbeit über die Wiederbesiedlung eines am Ätna abgebrannten Pinus laricio-Waldgebietes vor, der wir wertvolle Anregungen entnehmen konnten.

Wir stellen unter Verwendung der genannten Verfasser die folgenden Sukzessionsstadien zur Diskussion:

auf Lavaströmen

auf Pyroklastikahängen



Die Entwicklung auf Pyroklastikahängen läuft, wie bereits gesagt, viel schneller ab, steht jedoch stark in Abhängigkeit von dem Steilheitsgrad der Hänge.

Die beiden letzten Stadien treten allerdings auf Lavaströmen

erst auf, nachdem die Lava eine mächtige Feinmaterialauflage aufgenommen hat oder tiefgründig verwittert ist und deshalb nicht mehr Lava im eigentlichen Sinne genannt werden kann.

Wenden wir nun das oben dargelegte Schema auf die verschiedenen Höhenstufen an, so ergeben sich die Sukzessionen, die wir im Nachfolgenden zusammengestellt haben. Das Flechten- und Moosstadium, in dem *Stereocaulon vesuvianum* dominiert, ist auf Lavaströmen aller Höhenstufen etwa gleichartig. Es fällt auf den Pyroklastikahängen fort, so daß wir es hier übergehen können.

Stufe des Rumici - Astragalion siculi (Mediterrane Gebirgsstufe)

Unterstufe des Rumici - Anthemidetum aetnensis

Vegetationsloses Stadium



Pionierpflanzenstadium

Verwendete Bezeichnung: Rumici - Anthemidetum aetnensis

Unterstufe des Astragaletum siculi

Vegetationsloses Stadium



Pionierpflanzenstadium

Vorherrschen von Arten des Rumici - Anthemidetum, daneben Arten des Astragaletums.

Verwendete Bezeichnung: Artenreiches Rumici - Anthemidetum



Kräuter - Gräserstadium

Mehr oder weniger geschlossene Decke aus Arten des Rumici - Anthemidetums und des Astragaletums.

Häufige Arten: *Astragalus siculus*, *Poa aetnensis*, *Festuca levis* u.a.



Verwendete Bezeichnung: Initial - Astragaletum

↓
(Buschstadium)

Verwendete Bezeichnung: Astragaletum siculi

Stufe des Fagion silvaticae

Vegetationsloses Stadium

↓
Pionierpflanzenstadium

Vorherrschen von Arten des Rumici - Astragalions
Verwendete Bezeichnung: Artenreiches Rumici - Anthemidetum

↓
Kräuter - Gräserstadium

Mehr oder weniger geschlossene Decke aus Arten des Astragaletum siculi, vereinzelt Betula aetnensis.
Verwendete Bezeichnung: Artenreiches Astragaletum siculi

↓
Buschstadium

Gebüsch aus Betula aetnensis mit Genista aetnensis, Juniperus hemispherica und Berberis aetnensis. Statt Betula kann auch Fagus silvatica im Buschstadium auftreten.
Unterwuchs aus Astragalus siculus.
Verwendete Bezeichnung: Betula-Stadium

↓
Buschwaldstadium

Vorherrschende Arten: Fagus silvatica, Betula aetnensis und Genista aetnensis. Unterwuchs aus Arten des Rumici - Astragalion siculi.
Verwendete Bezeichnung: Fagetum siculum (De SOO 1945)

Stufe der Pinus laricio-Wälder

Vegetationsloses Stadium

↓
Pionierpflanzenstadium

↓
Vorherrschen von thermophilen Arten der oberen Stufen

Häufige Arten: *Rumex scutatus*, *Rumex multifidus*, *Bromus tectorum*, *Tunica* sp., *Saponaria sicula*, *Scrophularia canina*, *Chrysanthemum siculum*, *Senecio aetnensis*, *Senecio glaber*, *Cerastium tomentosum* u.a.

Verwendete Bezeichnung: Rumex - Scrophularia-Stadium

↓
Kräuter - Gräserstadium

Mehr oder weniger geschlossene Decke aus Arten des Rumici-Astragalion, des Fagion silvaticae, des Quercion pubescens und des Quercus - Tilia - Acer - Gürtels.

Häufige Arten: *Astragalus siculus*, *Secale montanum*, *Calamagrostis epigeios*, *Chrysanthemum siculum*, *Crepis leontodonoides*, *Linaria purpurea*, *Cynosurus echinatus*, *Hypochaeris levigata*, *Lathyrus pratensis* u.a.

Vereinzelt: *Genista aetnensis* und *Pinus laricio*

Verwendete Bezeichnung: Astragalus - Secale - Stadium

↓
Buschstadium

Gebüsch aus hauptsächlich *Genista aetnensis* mit einem Unterwuchs aus Arten der vorangegangenen Stadien.

Vereinzelt: *Pinus laricio*

Verwendete Bezeichnung: Genista-Pinus-Stadium

↓
Buschwaldstadium

Vorherrschende Arten: *Genista aetnensis* und *Pinus laricio*. Hinzu treten im unteren Bereich *Quercus pubescens*, im oberen Bereich *Betula aetnensis* und *Juniperus hemisphaerica*. Unterwuchs aus Arten der vorherigen Stadien.

Verwendete Bezeichnung: Pinus-Genista-Stadium

↓
Hochwaldstadium

Verwendete Bezeichnung: Pinus-Stadium ("Pinetum" A.PIROLA u. G. ZAPPALA, 1959)

Stufe des Quercion pubescentis

Vegetationsloses Stadium

↓
Pionierpflanzenstadium

Vorherrschen von thermophilen Arten der mediterranen Region und Steppenpflanzen

Häufige Arten: *Helichrysum italicum*, *Aira caryophyllea*,
Briza maxima, *Sedum tenuifolium*, *Rumex scutatus*, *Centhrantus ruber*, *Bromus tectorum* u.a.

Verwendete Bezeichnung: Rumex-Helichrysum-Stadium

↓
Kräuter - Gräserstadium

Mehr oder weniger geschlossene Decke aus mediterranen und submediterranen Kräutern und Gräsern.

Häufige Arten: *Satureja greca*, *Lavandula officinalis*, *Thymus* sp. *Hieracium murorum*, *Festuca ovina*, *Trifolium repens*, *Bromus erectus*, *Helianthemum apenninum*, *Artemisia alba*, *Anthyllis montana* u.a.

Vereinzelt: *Genista aetnensis*

Verwendete Bezeichnung: Offene Pseudo - Garigue

↓
Buschstadium

Gebüsch aus hauptsächlich *Genista aetnensis* und einigen anderen Sträuchern mit einem Unterwuchs von Arten der vorangegangenen Stadien.

Verwendete Bezeichnung: Geschlossene Pseudo - Garigue
oder Genista-Qu.pubesc.-Stadium

↓
Buschwaldstadium

Bäume und Sträucher des *Quercion pubescentis*

Häufige Arten: *Quercus pubescens*, *Quercus cerris*, *Buxus sempervirens*, *Pistacia terebinthus*, *Genista aetnensis* u.a.

↓ Verwendete Bezeichnung: Pseudo - Macchie (L. ADAMOVIĆ 1906)

↓
Hochwaldstadium

Bäume und Sträucher des Quercion pubescentis. Dominierende Arten: Quercus pubescens, Quercus cerris

Verwendete Bezeichnung: Quercetum pubescentis

Ersatzgesellschaft: "Castanetum sativae" (R. TOMASELLI 1961)

Stufe des Quercion ilicis

Vegetationsloses Stadium

↓
Pinonierpflanzenstadium

Es herrschen mediterrane Arten und Steppenpflanzen vor (xeromorphe Kräuter und Gräser). Daneben finden sich Felspezialisten (Farne, Sedum-Arten).

Häufige Arten: Rumex scutatus, Crassula rubens, Centhrantus ruber, Sedum sp. Parietaria diffusa u.a.

Verwendete Bezeichnung: Rumex - Crassula - Stadium

↓
Kräuter - Gräserstadium

Mehr oder weniger geschlossene Decke aus mediterranen Kräutern und Gräsern, daneben Steppenpflanzen anderer Florenregionen. Viele Charakterarten des Quercion ilicis, des Helianthemion guttati und des Arrhenatherion und Gesellschaften höherer Ordnungen.

Häufige Arten: Briza maxima, Cynosurus echinatus, Helianthemum guttatum, Dactylis glomerata, Scolymus grandiflorus, Anthoxatum odoratum, Palensis spinosa, Brachypodium distachyum, Aegilops ovata, Sedum sp., Euphorbia characias, Ruscus aculeatus, Asparagus acutifolius u.a.

↓ Vereinzelt: Spartium junceum und Geophyten

Verwendete Bezeichnung: Offene Garigue

Buschstadium

Mehr oder weniger geschlossene Strauchschicht aus Arten des *Quercion ilicis*, darunter geschlossene Krautschicht mit relativ vielen Geophyten.

Dominierend: *Spartium junceum*

Häufige Arten: *Euphorbia dendroides*, *Eu. characias*, *Calycotome* sp., *Ulex europeus*, *Ruscus aculeatus*, *Asparagus* sp., *Daphne gnidium*, *Osyris alba*, *Smilax aspera*, *Cistus* sp. u.a.

Verwendete Bezeichnung: Geschlossene Garigue oder Spartium-Stadium

Buschwaldstadium

Mediterrane Bäume und Sträucher des *Quercion ilicis*

Häufige Arten: *Quercus ilex*, *Qu. coccifera*, *Erica arborea*, *Cytisus triflorus*, *Pistacia lentiscus*, *Pist. terebinthus*, *Rubus* sp., *Asparagus* sp., *Euphorbia dendroides*, *Euphorbia characias*, *Calycotome* sp., *Smilax aspera*, *Rhamnus alaternus*, *Osyris alba* u.a.

Verwendete Bezeichnung: Macchie

Hochwaldstadium

Mediterrane Bäume und Sträucher des *Quercion ilicis*

Dominierende Art: *Quercus ilex*

Verwendete Bezeichnung: Quercetum ilicis (galloprovinciale ?)

Die in dieser Aufstellung der Pflanzensukzessionen nach Höhenstufen verwendeten Bezeichnungen stellen mit Ausnahme des Rumici - Anthemidetum aetnensis (POLI 1964) und des Astragaletum siculi (POLI 1964) keine Assoziationen im pflanzensoziologischen Sinne dar, sondern sind rein von uns geschaffene Arbeitsbegriffe.

2.7.3 Die Vegetation in Abhängigkeit von Relief, Exposition und Gestein

Die Kraterkegel haben in Abhängigkeit von ihrem Alter und damit von dem Grad der Abtragung verschiedene Neigungen ihrer Innen- und Außenhänge. Doch schon bei der Entstehung der Kraterkegel ergeben sich Unterschiede in den Hangneigungen, die sich am Anfang der Vegetationsbesiedlung kaum, aber bei fortschreitender Pflanzenansiedlung immer stärker bemerkbar machen. So lassen sich die Kraterkegel in den flacheren Hangfuß, den steilen Außenhang, die windexponierte flache Kraterkrone, den steilen Innenhang und den Kraterboden gliedern. Durch Abtragung bzw. Einebnung werden die Hänge im Laufe der Zeit flacher, der steile Krater wird zu einer flachen Kratermulde.

Junge Kraterkegel, z.B. die Mti. Silvestri oder die Mti. Sartorio tragen fast gleichmäßig eine Pioniervegetation. Auf den Mti. Sartorio haben sich auf flacheren Stellen schon Pinien und Birken angesiedelt, während die steileren Hänge Pioniervegetation tragen. Am Beispiel des M. Frumento delle Concazze, eines alten Kraterkegels (siehe Kartenbeilagen Nr. 5 u. 6) können wir die reliefbedingte Vegetationsabfolge zeigen. Die steilen Hänge mit Hangneigungen $> 30^{\circ}$ tragen Pioniervegetation, die flacheren Hänge $< 30^{\circ}$ Astragalus auf Ranker und $< 25^{\circ}$ Astragalus auf Braunerde. Bei diesem Kraterkegel, wie auch bei anderen, kommen zwei weitere Faktoren hinzu, die die Vegetation charakteristisch beeinflussen, die linienhafte Abtragung und Gesteinsunterschiede. Die Erosion läßt auch auf flacheren Hängen nur Pionierpflanzen aufkommen. Auf der Ostseite des M. Frumento ziehen sich die Birken auf die hangabwärtslaufenden flachen Rücken zwischen den Erosionsmulden hinauf, während die Muldenlagen mehr von Pionieren und Astragalus eingenommen werden (siehe Kartenbeilage Nr. 5). Einige Tuffplatten auf den Hängen lassen ebenfalls nur Pioniervegetation zu, da die tiefgehenden Wurzeln des Astragalus nicht durch die

Tuffplatten hindurchdringen können. Nur dort, wo die Tuffplatten Sprünge haben, siedelt sich *Astragalus* an. Die windexponierten, von Feinmaterial freigelegten Kraterkronen tragen nur einzelne Pioniere. Beispiele für weitere Gesteinsunterschiede sind die standörtlich bedingten Vorkommen von *Juniperus hemispherica* und *Festuca levis*, *Juniperus* und *Berberis aetnensis* gedeihen am Ätna fast nur auf felsigen Standorten, besonders gerne auf altem Lava lastroni-Terrain oder auf Lavaresten, die aus den Pyroklastikahängen herauspräpariert sind. Beide Arten kommen sowohl im Bereich des *Astragaletums* als auch in den Stufen des *Fagion sivaticeae* und der *Pinus laricio*-Wälder, hier allerdings nur im oberen Bereich, vor. Die Wurzeln von *Juniperus* und *Berberis* finden in den Klüften und Sprüngen der Laven ausreichend Halt. Die Pflanzen liegen als große, oft mehrere Meter messende Flachpolster auf den Lavaschollen auf (z.B. Lava des M. Nero delle Concazze).

Festuca levis, teilweise zusammen mit *Poa aetnensis*, besiedelt die stark steinigten Standorte der Stufe des *Astragaletums* bis hinauf in den unteren Bereich der Stufe des *Rumici-Anthemidetums*. Es kommen sowohl fast reine Bestände (z.B. ältere Laven oberhalb des M. Pecoraro), als auch Ansiedlungen innerhalb des *Astragaletums* vor, was zur Ausscheidung von mindestens zwei Assoziationen bzw. Subassoziationen führen wird. M. FREI (1940) und A. GILLI (1943) haben betreffende Pflanzengesellschaften ausgeschieden, jedoch nicht die richtige Standortcharakterisierung gegeben.

Die älteren Kraterkegel der unteren Stufen zeigen deutliche Expositionsunterschiede. Soweit sie nicht genutzt oder aufgefórstet sind, tragen sie ein *Genistetum*, in dem im Bereich des *Quercion ilicis* *Spartium junceum*, im Bereich des *Quercion pubescentis* und der *Pinus laricio*-Wälder *Genista aetnensis* vorherrschen. Während die beiden Ginsterarten expositionsunabhängig gedeihen, herrschen in der Krautschicht relativ starke Unterschiede. Die südexponierten Hänge tragen eine thermophile Flora, in der viele Xerophyten zu finden sind. Die

nordexponierten Hänge zeigen eine mesophilere Krautschicht. Auch in der Nutzung äußern sich die Expositionsunterschiede. Im Bereich des Weinbaus ziehen sich die Weinfelder auf den südlichen Hängen hinauf, während die nördlichen Hänge ein Genistetum oder einen Buschwald tragen. Auf den südexponierten Hängen der Serra delle Concazze reichen die Arten des *Quercion ilicis* und des *Quercion pubescentis* bis weit hinauf ins Valle del Bove. Die nordexponierten Hänge der Serra Solfizio bis hinunter zu den Hängen des Fior di Cosimo tragen Gesellschaften des *Fagion silvaticae*. Die expositionellen Unterschiede bedingen also an den Steilhängen des Valle del Bove eine starke Verschiebung der Höhenstufen. Am besten äußern sich diese starken standörtlichen Unterschiede im Valle di Calanna. Die südexponierten Hänge des M. Calanna tragen dem *Quercion ilicis* nahestehende Gesellschaften, während die humideren nordexponierten Hänge des Fior di Cosimo in derselben Höhenlage Gesellschaften des *Fagion silvaticae* zeigen (siehe Kartenbeilage Nr. 4). Von A. PIROLA und S. VECCHIO (1960) liegen für diesen Bereich pflanzensoziologische Aufnahmen vor.

Das Valle di Calanna bietet auch ein sehr gutes Beispiel für Vegetationsumkehr. Während auf dem Fior di Cosimo (1178 m), der sich als xerischer Standort auszeichnet, Arten des *Quercion ilicis* (z.B. *Erica arborea*, *Cytisus triflorus*) gedeihen, werden die Hänge des Fior di Cosimo bis ins Valle di Calanna hinunter von Arten des *Fagion silvaticae* (z.B. *Fagus silvatica*, *Daphne mezereum*, *Luzula silvatica*) eingenommen. Erst im östlichen niederen Bereich der Hänge treten mehr und mehr Arten des *Quercion ilicis* hinzu.

Besonders geschützte Standorte in der Stufe des *Fagion silvaticae* besiedelt *Populus tremula*. Man findet die Pappeln an den Leeseiten der Kraterkegel dieser Stufe (z.B. I due Monti, M. Concazze).

2.7.4 Die Wuchs- und Lebensformen als ökologischer Ausdruck der Vegetation am Ätna

Schon seit langer Zeit ist bekannt, daß sich die Pflanzen in ihrer Form, ihrem morphologischen Aufbau und ihrem physiologischen Verhalten den Umweltfaktoren anpassen. Für unsere Fragestellung kommen die Anpassungen an den Wasserfaktor, an den Klimafaktor und an den Gesteinsfaktor in Betracht, wobei am Ätna gerade diese drei Faktoren stark in Abhängigkeit voneinander stehen (siehe Kap.2.4, S.11 und Kap. 2.6.1, S. 29-31).

Betrachtet man die Anpassung an den Wasser- und Klimafaktor, so fällt auf, daß am Ätna die Vegetation in der Fußstufe, bedingt durch die hohen Verdunstungsquoten in Verbindung mit relativ niedrigen Niederschlägen (drei bis vier aride Monate), einen xeromorphen Habitus trägt. Die xeromorphen Merkmale nehmen bis zu einem gewissen Grade mit steigender Meereshöhe ab und mesomorphe Merkmale treten an ihre Stelle. Doch mit weiter zunehmender Höhe treten erneut xeromorphe Merkmale auf, da trotz der hohen Niederschläge von 1400 mm wegen der Durchlässigkeit des Bodenmaterials und wegen der stark austrocknenden Winde gerade in der Vegetationszeit wenig Wasser zur Verfügung steht.

Doch auch die Wuchs- und Lebensformen selbst verdeutlichen die Anpassungen der Vegetation an die klimatischen Verhältnisse am Ätna. Während am unteren Ätna die immergrünen Hartlaub-bäume (z.B. *Quercus ilex*), die Hartlaubsträucher (*Erica arborea*), die Dornsträucher (*Calycotome spinosa*), Halbsträucher (*Lavendula*), die geophytischen Stauden (*Orchis*-Arten) und die Therophyten-Kräuter überwiegen, sind in den mittleren Regionen sommergrüne Laubbäume (*Quercus pubescens*, *Castanea sativa*, *Fagus silvatica* und sommergrüne Sträucher (*Corylus avellana*) vorherrschend. Gehen wir noch höher hinauf, so verschwinden die therophytischen Kräuter fast völlig, während die chamaephytischen und hemikryptophytischen Stauden in starkem Maße

zunehmen. Die in dieser winterkalten Region am Ätna gedeihenden Nadelbäume (*Pinus laricio*) und übrigen sommergrünen Bäume wachsen oberhalb der Waldgrenze an windexponierten Standorten in der Windfahnenform. In diesem Bereich treten die in alpinen Klimaten häufigen Zwergsträucher auf, die hier in der Form von Dorn- oder Flachpolstern (*Astragalus siculus*, *Juniperus hemisphaerica*) vorkommen. Auch Birke, Buche und Pappel wachsen an der Grenze ihres Vorkommens als niederliegende Zwergsträucher.

2.7.5 Die pflanzensoziologisch-floristische Stellung des Ätna

Wie bereits betont sind pflanzensoziologische Studien am Ätna recht spärlich. Aus den drei vorangegangenen Teilkapiteln lassen sich doch einige Schlüsse ziehen, die zu weiteren Untersuchungen anregen sollen. Die Höhenstufen charakterisiert R. TOMASELLI (1961) durch Klimaxgesellschaften, in dem er sie dem *Quercion ilicis*, dem *Quercion pubescentis* und dem *Fagion silvaticae* zuordnete. Welche Assoziationen innerhalb dieser drei Verbände am Ätna aufzustellen wären, kann nur durch pflanzensoziologische Aufnahmen geklärt werden. Die Stufe der *Pinus laricio*-Wälder wird wohl pflanzensoziologisch als eigene Gesellschaft ausgegliedert werden müssen, da auch der Boden unter einem geschlossenen *Pinus*-Wald eine eigene typische Entwicklung zeigt, die am Ätna unter anderen Beständen nicht zu finden ist.

Die von früheren Autoren herausgestellte alpine Stufe, kann man aus folgenden Überlegungen als mediterrane Gebirgsstufe nach L. EMBERGER (1930) bezeichnen. Die alpinen Pflanzenarten fehlen völlig. An ihre Stelle treten mediterrane und vorderasiatische Pflanzen. Auch die große Zahl der Endemismen rechtfertigt die Sonderstellung. Der Charakter dieser Höhenstufe stimmt weitgehend mit dem der Sierra Nevada überein,

wo P. QUEZEL (1953) ebenfalls eine Unterstufe aus dornigen Chamaephyten von xerophytischem Habitus (Tragacantha-Stufe) und eine Unterstufe von Hemikryptophyten ausgegliedert hat. Die Anzahl der Endemismen ist dort ebenfalls sehr hoch. Die Vegetation der obersten Höhenstufen des Rif und des Atlas dürfte ähnlich ausgebildet sein, da dort ebenfalls Astragalus-Arten vorkommen. E. POLI (1964) hat diese oberste Stufe am Ätna zu Recht als Rumici-Astragalion bezeichnet, wobei allerdings noch zu prüfen wäre, ob auch die entsprechenden Stufen der anderen mediterranen Gebirge diesem Verband zuzurechnen wären.

Das Pionierpflanzenstadium am Ätna machen fast ausschließlich thermophile und xerophile Arten aus. Vorherrschend und charakteristisch sind in allen Höhenstufen Rumex-Arten. Man könnte die entsprechenden Gesellschaften aller Höhenstufen zu einem eigenen Verband zusammenschließen.

Das Stadium der geschlossenen Kräuterdecke in den beiden unteren Höhenstufen steht dem von J. BRAUN-BLANQUET (1951) ausgeschiedenen Helianthemion guttati sehr nahe, da viele Charakterarten dieses Verbandes und seiner höheren Einheiten vorkommen. Das Stadium mit Genista aetnensis oder Spartium junceum als dominierende Arten dürfte wohl einem eigenen Verband zuzuordnen sein. Die Macchien und Niederwälder am Ätna sind wahrscheinlich als eigene Assoziationen den entsprechenden Waldgesellschaften zuzurechnen.

3. DIE ANWENDUNG DER BISHERIGEN LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHEN ERGEBNISSE UND METHODEN AUF DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

Die von S. PASSARGE gegründete Landschaftskunde hat sich zwar langsam, aber doch stetig entwickelt. J. SCHMITHÜSEN (1948), E. OTREMBIA (1948), H. BOBECK u. J. SCHMITHÜSEN (1949), C. TROLL (1950) und K.H. PAFFEN (1953) sind durch ihre Arbeiten hieran beteiligt. In jüngster Zeit wurden die Grundlagen dieser Forschungsrichtung von E. NEEF (1955/56, 1962, 1963, 1964), E. NEEF, G. SCHMIDT u. M. LAUCKNER (1961), G. HAASE (1961a, 1961b, 1964a, 1964b), H.J. KLINK (1964a, 1964b) und H. DIERSCHKE (1965) wesentlich ausgebaut.

In vorliegender Arbeit wird der von H.J. KLINK (1964b) definierte Begriff Ökotop als kleinste landschaftliche Raumeinheit verwendet. KLINK definiert den Ökoto

(S.15) folgendermaßen: "Der Ökoto

(Ökt) ist die kleinste naturräumliche Einheit, die sich aus der Wechselwirkung der abiotischen und biotischen Geofaktoren ergibt. Er kennzeichnet einen ökologisch weitgehend homogen beschaffenen Ausschnitt der Globalsphäre und ist als Standort mit zugehörigem Vegetationsinhalt einer räumlich geordneten Pflanzengruppierung zu kartieren".

Eine begrenzte Anzahl von Ökoto

pen ordnet sich in regelhafter Weise in einer charakteristischen Landschaftseinheit niederer Größenordnung. Wir nennen diese größere Einheit in Anlehnung an H.J. KLINK (1964b) Physiotop. Der Physioto

p ist von einem oder mehreren in ihrer ökologischen Wirksamkeit besonders hervortretenden abiotischen Landschaftsbildnern bestimmt. Während in der Arbeit von H. DIERSCHKE (1965) dieser die Physioto

pe kennzeichnende Faktor der Wasserhaushalt war, stellen bei H.J. KLINK (1964b) die größeren Reliefeinheiten die Physioto

pe dar (S. 121).

Für die von KLINK als Physioto

p bezeichnete Landschaftseinheit werden in der Literatur folgende synonyme Begriffe gebraucht:

Ökotop-Komplex (K.H. PAFFEN 1953)

Ökotopgefüge (G. HAASE 1964b)

Mikrochore (E. NEEF 1963)

Die Physiotope sind im Arbeitsgebiet von KLINK Reliefeinheiten, die sich in charakteristischer Weise in einer Landschaftseinheit höherer Ordnung (Teillandschaft) vergesellschaften. "Bei gesteins-, relief-, hydrisch- oder topoklimatisch bedingter Differenzierung der standortsökologischen Verhältnisse innerhalb eines Physiotops untergliedert sich dieser in mehrere Ökotope" (H.J.KLINK 1964b, S. 385). Fehlt eine solche Differenzierung, so besteht der Physiotop nur aus einem Ökotop. Beide sind in diesem Fall deckungsgleich.

Die regelhafte Anordnung mehrerer ökologischer Grundeinheiten (Ökotope nach KLINK) an einem Physiotop nennt G. HAASE (1964b, S. 15) ökologische Catena. Auch KLINK (1964a) ordnet das landschaftsökologische Feingefüge nach der Catena-Methode.

Diese im Flachland und im Mittelgebirge erarbeiteten Begriffe sind im Hochgebirge nicht starr anzuwenden, sondern sie sind als anzupassende Arbeitsbegriffe gedacht, um den jeweils untersuchten Raum in seiner landschaftsökologischen Differenzierung zu erfassen. Denn die Landschaftsökologie ist kein starres, sondern ein "offenes System" (W. CZAJKA, frdl.mündl.Mitt.).

Bei der naturräumlichen Gliederung des Ätna werden daher die größeren Reliefeinheiten Physiotope genannt. Sie gliedern sich dann weiter in landschaftsökologisch weitgehend homogene Einheiten, die Ökotope, die durch Bodentypen (Subtypen) und Pflanzengruppierungen gekennzeichnet sind. Um die Ökotope in ihrer Zuordnung zu einem bestimmten Physiotop zu charakterisieren, werden in Anlehnung an G. HASSE (1964b) den Physiotop kennzeichnende Adjektive beigegeben (z.B. lavabestimmte oder kraterkegelbestimmte Ökotope).

Am Ätna liegen aber auch Landschaftseinheiten in großer Zahl vor, die zwar die gleiche Ausdehnung wie die Ökotope besitzen, aber noch keinen ökotopischen Charakter haben. Dies sind die frisch entstandenen, durch den Vulkanismus bedingten, kleinsten Einheiten, die wegen ihres jungen Alters noch keine Böden und keine Vegetation tragen. Solche Einheiten stellen z.B. die Fließ- und Erstarrungsformen auf jungen Lavaströmen oder die erst jüngst aufgeschütteten Pyroklastikaflächen und Kraterkegelhänge dar. Wir bezeichnen diese Einheiten, weil sie sich erst zu Ökotopen weiterentwickeln, als ökoprogressive Einheiten. Aus dem räumlichen Nebeneinander von ökoprogressiven Einheiten und von Ökotopen, die sich aus ökoprogressiven Einheiten entwickelt haben, kann man auf das zeitliche Nacheinander dieser Landschaftseinheiten schließen. Die Zeit ist aber, wie schon oft in der Literatur erörtert (z.B. E. MÜCKENHAUSEN 1962), kein eigener Faktor, sondern die anderen Faktoren wirken in der Zeit. Die Entwicklung eines Ökotops aus einer ökoprogressiven Einheit ist jedoch ein sehr komplexer Vorgang, bei dem die einzelnen Faktoren in unterschiedlichem Maße entscheidend sind. Um die Entwicklung von Landschaftseinheiten zu erfassen, bedarf es einer genauen Analyse aller Zusammenhänge, die in Abhängigkeit von der Zeit die entsprechenden Raumeinheiten umformen. Man kann das Bemühen um diese Erkenntnis nach C. TROLL (1963) als landschaftsökologische Sukzessionsforschung bezeichnen. Wird die ökologische Entwicklungsreihe z.B. von einer ökoprogressiven Einheit über verschiedene Entwicklungsstadien bis hin zu einem bestimmten Ökotyp untersucht, so ist es angebracht von einer Ökotypsukzession zu sprechen, da ja die Böden und die Vegetation auf dieser Landschaftseinheit ebenfalls Sukzessionen durchlaufen. C. TROLL (1963 S. 11) hat den Ausdruck Landschaftssukzession geprägt. Uns erscheint es jedoch wegen der komplizierten Zusammenhänge bei der Entwicklung einer Landschaftseinheit im obengenannten Sinne besser von landschaftsökologischer Sukzession zu sprechen. Bei der Anwendung auf die Ökotypen-Abfolgen gebrauchen wir als Arbeitsbegriff den Ausdruck Ökotypsukzession.

Alle Ökotope, die sich aus einer bestimmten ökoproggressiven Einheit entwickelt haben und die auch noch durch die verschiedenen Höhenstufen ein eigenes klimatisch bedingtes Gepräge haben, liegen nebeneinander im Untersuchungsgebiet vor. Sie stellen Typen "mit jeweils kleinen individuellen Abweichungen" dar, die "sich nach ihren ökologischen Eigenschaften zu Ökotop-Reihen ordnen". "Diese Reihen fassen in ihrem Landschaftshaushalt und vielfach auch in der Genese einiger wichtiger ökologischer Merkmale (Substrat, Oberflächenform, Bodentyp) oder bestimmter Lageeigenschaften eng verwandte Ökotope zusammen." (G. HAASE 1964b S. 13). In der vorliegenden Arbeit werden somit alle Ökotope, die sich aus einer ökoproggressiven Einheit entwickelt haben, einer Ökotop-Reihe zugeordnet. Die ökoproggressiven Einheiten sind in unserem Falle namengebend für die einzelnen Reihen.

Es würde die vorliegende Arbeit in starkem Maße verlängern, wenn alle Ökotope, die sich aus einer ökoproggressiven Einheit entwickelt haben, in allen Höhenstufen charakterisiert werden sollen. Bis zu 25 Ökotope einer Ökotop-Reihe würden dann jeweils zu kennzeichnen sein. Zur Vereinfachung fassen wir die verschiedenen Stadien der Ökotopsukzessionen für alle Höhenstufen zu Ökotop-Gruppen zusammen. Die Ökotop-Gruppen werden von uns durch die Vegetationsformationen, die wir für alle Höhenstufen erläutert haben (S.46f.), näher bestimmt. Der Ausdruck Ökotop-Gruppe ist von uns nur als Arbeitsbegriff gedacht, um bei der großen Anzahl der zusammengehörigen Ökotope sich nicht in Einzelheiten zu verlieren. Zur näheren Charakterisierung der einzelnen Ökotope sei besonders auf die Tabelle 4 verwiesen.

J. SCHMITHÜSEN (1956), W. CZAJKA und F. VERVOORST (1956), W. LAUER (1959) und C. TROLL (1959) haben Landschaftsgliederungen in dreidimensionaler Hinsicht durchgeführt. Da die Untersuchung des Ätna dem dreidimensionalen Landschaftsaufbau Rechnung tragen muß, wird zu fragen sein, ob die Höhenstufen

als Landschaftseinheiten in gesamtökologischer Betrachtungsweise, also mit Einbeziehung des Reliefs und des Bodens gelten können. Oben genannte Autoren, die über große Räume gearbeitet haben, bezogen den Boden nicht mit in ihre Betrachtung ein.

In einer reliefbetonten Landschaft, wie dem Ätna, die vom Ausgangsgestein her und durch das Fehlen von Grund- und Stauwasser relativ einförmig ist, sind im Gegensatz zum Flachland (H. DIERSCHKE 1965) die größeren Reliefeinheiten (die Physiotope) die Grundlage einer naturräumlichen Gliederung. Deswegen war es nötig, die Reliefformen zu charakterisieren und zu typisieren, wie es im Kapitel 2.5 versucht wurde. Die Physiotope lassen sich durch Bodengesellschaften und ökologische Catenen kennzeichnen. Durch die räumlich differenzierte Vergesellschaftung eines oder mehrerer Physiotypen ließen sich die nächst größeren Landschaftseinheiten, die Teillandschaften, erkennen. Die Wechselwirkung der Geofaktoren, der abiotischen zusammen mit den biotischen, gliedert durch jeweils andersartige Faktorenkombinationen die Physiotope in kleinere Einheiten (ökoprogressive Einheiten und Ökotope). Während zur Charakterisierung der ökoprogressiven Einheiten die Kenntnis von den vulkanisch bedingten Vorgängen wichtig ist, dienen als ökologische Kriterien der Ökotope besonders die Pflanzengemeinschaften und die Bodentypen bzw. -subtypen, die vom Relief, vom Gestein, vom Klima und indirekt von der Zeit abhängen. So wurde in dieser Untersuchung dem Studium des Kleinreliefs, der Pflanzengemeinschaften und der Böden großer Wert beigegeben.

Als kartographische Grundlagen der Gliederung in Physiotope dienten der Atlas des Ätna (W. SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN 1845), die topographische "Carta d'Italia" 1:25000, die italienische geologische Karte 1:100 000, neuere vulkanologische Kartenaufnahmen des Vulkanologischen Instituts in Catania (unveröffentlicht), einige Karten kleinerer Arbeiten und eine Luftbildserie des Ätna.

Die planmäßige Aufnahme der ökoprogressiven Einheiten und der Ökotope im Gelände erfolgte flächenhaft für ein charakteristisches Teilgebiet auf einer Karte im Maßstab 1:10 000 und in sechs Landschaftsprofilen im Maßstab 1:2500 als Beispielen. Da andere geeignete Unterlagen fehlten, diente hierfür als Kartengrundlage eine fotomechanische Vergrößerung der Karte 1:25 000 auf 1:10 000. Für eine kartographische Erfassung der Ökotope an den Steilhängen der Teillandschaft der Calde-
ren wäre eine genaue topographische Karte etwa 1:2500 erforderlich gewesen. Da eine solche jedoch nicht vorhanden ist, muß auf die zeichnerische, nicht aber auf die charakterisierende Darstellung dieses Gebietes verzichtet werden. Statt dessen wird eine detaillierte Physiotopenkarte, die einen Ausschnitt aus dem Gebiet darstellt, beigegeben.

4. DIE HÖHENSTUFEN ALS LANDSCHAFTSEINHEITEN

Das Klima ist der bestimmende Faktor einer Einteilung in Höhenstufen. Das Relief, der Boden und die Vegetation ändern sich deshalb mit abnehmender Höhe. Da den Böden und der Vegetation der größte Zeigerwert für die klimatische Zonierung zukommt, werden die Pflanzengesellschaften und die klimatischen Bodentypen zur Benennung der Höhenstufen herangezogen. Es wird jedoch versucht, die einzelnen Stufen in ihrem gesamten ökologischen Charakter darzustellen. Die Höhenstufen sind zonale Landschaftseinheiten, die direkt nichts mit den teilweise radialen Landschaftseinheiten, den Teillandschaften des Lavaterrains zu tun haben. Dies zeigen besonders die Lavaströme, die sich quer durch mehrere Höhenstufen hindurchziehen.

Jedoch haben die Höhenstufen insofern etwas mit den nicht-zonalen Landschaftseinheiten zu tun, als sie eine Aussage über den Boden- und Vegetationsinhalt der in den einzelnen Stufen liegenden Physiotope und Ökotope erlauben. Denn erst durch die Kenntnis, in welcher Höhenstufe die kleinsten Landschaftseinheiten liegen, läßt sich der gesamte Haushalt der einzelnen Einheiten richtig erfassen.

4.1 Die Stufe ohne Pflanzenwuchs und Bodenbildung

Diese Höhenstufe ist die einzige, die sich etwa mit einer ganzen Teillandschaft, der Teillandschaft des Zentralkraterkegels zur Deckung bringen ließe. Während jedoch in der Teillandschaft des Zentralkraterkegels der Faktor Vulkanismus in hohem Grade landschaftsbestimmend ist, herrscht in der Landschaftseinheit der Stufe ohne Pflanzenwuchs der Faktor Klima vor.

Die untere Grenze dieser Stufe liegt ungefähr bei 2950 m. Die ganze Zone entspricht etwa P. HUPFERS (1894) Firnflecken-

region. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 0°C . Die Niederschläge liegen bei 1200 mm und fallen meist in Form von Schnee. Die Schneedecke hält sieben bis acht Monate. Einige Firnflecken überdauern in geschützter Lage oder unter Aschenbedeckung das ganze Jahr. Ein weiterer klimatischer Faktor dieser Höhenstufe ist der starke vorherrschende Westwind.

Die genannten Klimabedingungen sind für die ökologischen Verhältnisse dieser Stufe von großer Wichtigkeit. Die physikalische Verwitterung ist sehr stark, während so gut wie keine chemische Verwitterung herrscht, wenn wir die chemische Verwitterung, die ihre Ursache in den sauren Niederschlägen hat, außer acht lassen. Die Bedingungen für Vegetationsansiedlung und Bodenbildung sind nicht gegeben. Im Zentralkrater konnten wir Rauhreifbildung auch im Sommer, auf den Schneeflecken Zackenfirn und gletschertischähnliche Kleinformen beobachten. Von Strukturböden und Solifluktionerscheinungen war jedoch im Gegensatz zu J. BÜDEL (1951) nichts zu finden (siehe Kap. 4.2).

4.2 Die Stufe des Rumici-Anthemidetum aetnensis auf alpinen Ramark

Diese Höhenstufe umfaßt etwa die Zone zwischen 2950 m und 2550 m. Sie ist gekennzeichnet durch eine mittlere Jahrestemperatur von 1° - 2°C , 1200 - 1400 mm Niederschlag und eine Schneedecke, die fünf bis sechs Monate anhält. Auch die Windwirkung ist noch sehr beträchtlich.

Die in dieser Zone und in den Zonen darüber und darunter von J. BÜDEL (1951) festgestellten Strukturböden und solifluidalen Erscheinungen sind von uns nicht gefunden worden. Wir halten ein Auftreten dieser Formen aus folgenden Gründen für unwahrscheinlich:

1. Das Wasserhaltevermögen des Pyroklastikamaterials, das nur einen äußerst geringen Ton- und Schluffanteil besitzt, ist viel zu gering.
2. Staukörper sind nicht vorhanden.
3. Die Niederschläge und die Schmelzwässer versickern deshalb sehr rasch.
4. Der Wind trocknet die oberste Pyroklastikaschicht schnell aus.
5. Der stetig herrschende Wind würde die eventuell sich bildenden Formen schon bei der Entstehung wieder zerstören.

Als einzige Voraussetzung für Strukturböden bleibt am Ätna die Frostwechselhäufigkeit gegeben, die jedoch ohne ein genügendes Wasserfesthaltevermögen nicht zur Bildung solcher Formen ausreicht. Wir konnten allerdings häufig Formen beobachten, die Strukturböden und Solifluktionerscheinungen sehr ähnlich sind. Sind nämlich Schneeflecken, die durch Abtauvorgänge eine zackenfirnähnliche Oberfläche haben, von Aschen und Pyroklastika bedeckt, so sieht man Gruspolygone, die sich an den Rändern, wo der Schnee schon abgetaut ist, noch einige Zeit lang erhalten. Wir konnten durch Aufgraben bei allen diesen polygonartigen Formen feststellen, daß der Zackenfirn diese Formen verursacht. Eine Materialsortierung ließ sich in keinem Falle nachweisen. Auch auf Flächen, unter denen kein Schnee zu vermuten war, konnten wir Zackenfirn im Untergrund feststellen. Schon W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN (1880) hat die jahrelange Erhaltung von Firnflecken unter Aschendecken am Ätna beobachtet.

Die von uns aufgefundenen Schuttstreifen und Schuttzungen können als Fließformen gedeutet werden. Wir haben einige dieser frisch entstandenen Kleinformen nach größeren Regenfällen und in einem Falle durch Schmelzwasser verursacht bei der Entstehung beobachten können. D. KELLETAT (freundliche mündliche Mitteilung), der die Gebirge Italiens auf Periglazialformen untersucht hat, konnte am Ätna ebenfalls keine der von BÜDEL

beschriebenen Formen feststellen.

Wir stimmen mit J. BÜDEL (1951) insofern überein, als die genannten Fließformen und die Schmelzwasserrinnen auf flachen Hängen sehr schnell vom Winde wieder eingeebnet werden. Die Windwirkung wird auch, wie BÜDEL feststellte, durch Windschliff an alten Lavaresten, die aus den Pyroklastikahängen herausragen, bezeugt. Die Leeseiten der Lavareste zeigen eine braune Oberfläche, während die Luvseiten von den vom Wind mitgerissenen Aschenteilchen blankpoliert sind und die graublau Farbe des Lavagesteins aufweisen.

Die Abtragung in dieser Stufe ist an steileren Hängen, wie die zerfurchten Hänge unter den Pizzi Deneri und unter der Punta Lucia zeigen, sehr stark. Das Dominieren der physikalischen Verwitterung verdeutlichen die großen Lavaschuttmassen an diesen beiden Hangabschnitten, wo alte Laven durch die Abtragung aus dem Untergrund herausgearbeitet werden. Bedingt durch die Bodenbewegung, durch das fließende Wasser und durch den Wind ist diese Höhenstufe nur von einigen Pionierpflanzen bewachsen. Sie wachsen weitständig und stehen in Wurzelkonkurrenz. Mit ihrem verzweigten Wurzelsystem vermögen sie den Boden gut festzuhalten und den durch Sickerverluste spärlichen Wasservorrat besser auszunutzen. Als Anpassung an die austrocknende Wirkung des Windes haben die Pflanzen kleine (*Anthemis aetnensis*), fleischige (*Senecio aetnensis*) oder behaarte Blätter, sind also xeromorphe Arten.

Die physikalische Verwitterung dominiert in dieser Stufe bei weitem, die chemische Verwitterung ist noch stark unterbunden. Das machen besonders die Böden dieser Stufe deutlich, die der alpinen Ramark (W.L. KUBIENA 1953) zuzuordnen sind. Durch den Wind wird das Feinmaterial aus der obersten Bodenschicht weggeführt, so daß teilweise auch Hamada-Ramark vorliegt. Alle diese Böden haben ein typisches (A)C-Profil. Durch die Vegetation wird nur wenig Humus angeliefert. Eine Humusaufgabe ist nicht vorhanden. Der geringe, zwischen 0,1 und 0,7 %

liegende Humusanteil ist fein zwischen der Mineralkomponente verteilt (Rohbodenhumus).

4.3 Die Stufe des Astragaletum siculi auf alpinem Ranker und auf Polsterbraunerde

Diese Höhenstufe schließt unten an die Zone des Rumici-Anthemidetum an und reicht von 2550 bis 2000 m hinunter. Die mittleren Jahrestemperaturen liegen zwischen 3⁰ und 5⁰C. Die Niederschläge betragen etwa 1400 mm. Der Schnee bleibt drei bis fünf Monate liegen.

Die Abtragung ist in dieser Stufe noch relativ groß. Ist die Vegetationsdecke durch Windanriß oder durch das fließende Wasser zerstört worden, so bilden sich Erosionsrinnen aus. Auch die Einebnung der Kraterkegel, Bocchen und Spalten geht rasch vor sich.

Die Böden und die Vegetation sind ein guter Indikator für die klimatischen Bedingungen dieser Zone. Die dominierende Pflanze ist Astragalus siculus, die sich durch ihren Polsterwuchs der Austrocknung durch den Wind angepaßt hat. Die Ausbildung der Astragalus-Polster in Halbkugel-, ja sogar Tropfenform wird bedingt durch die Abtragungsvorgänge. In den Polstern vermag das Feinmaterial festgehalten zu werden, während um die Polster herum besonders die Abspülung sehr stark wirken kann. Auf diese Weise entstehen die halbkugeligen bis zu einem Meter hohen Polster, die, wenn man von oben auf sie blickt, einen stromlinienartigen Grundriß haben (Tropfenform). Nur bei jungen Pflanzen und an Standorten, wo stark akkumuliert wird, zeigt sich ein Flachpolsterwuchs. Die anderen Pflanzenarten dieser Stufe gedeihen häufig in den erosionsgeschützten Polstern von Astragalus, obgleich die "schuttstauenden" Arten auch außerhalb zu wachsen vermögen.

Die Böden dieser Höhenstufe lassen sich zwei klimabedingten Typen zuordnen. Im obersten Bereich des Astragaletums (oberhalb 2400 m) findet man einen Ranker, der in etwa dem alpinen Ranker W.L. KUBIENAS (1953) entspricht. Wie auch KUBIENA angibt, herrscht hier geringe chemische Verwitterung und kaum Tonbildung. Die physikalische Verwitterung dominiert noch bei weitem. Der A-Horizont ist mächtig ausgebildet. So wurden von uns bei einem Profil aus 2400 m Höhe in ein Meter Tiefe 2,2% Humus gefunden. Die Mächtigkeit der A-Horizonte ist besonders darauf zurückzuführen, daß von den Polstern immer wieder angewehtes oder eingespültes Material festgehalten wird. Der A-Horizont wächst folglich laufend weiter. Das Areal der alpinen Ranker liegt am Ätna zwischen 2400 und 2550 m. Die AC-Profile sind nur unter den Polstern anzutreffen, während zwischen den Polstern humusreiche Rohböden vorliegen (Verzahnung mit der Ramark-Stufe).

Je mehr man von oben in der Stufe der Astragalus-Polster hinabsteigt, desto stärker nimmt die chemische Verwitterung zu. Es wird zwar noch wenig Ton gebildet, es ist jedoch schon ein B_v -Horizont zu erkennen, dessen Farbe mit abnehmender Meereshöhe kräftiger wird. Die Farbe dieses Horizontes ist weitgehend abhängig von dem Gehalt des Bodens an freiem Eisen (Fe-Oxide). Der Gehalt an freigesetztem Fe in den B_v -Horizonten nimmt mit abnehmender Höhe über dem Meere von 0,7 auf 1,4% zu. Wir konnten zwischen dem Ranker des oberen Teils der Polsterstufe bis hin zur voll entwickelten Polsterbraunerde alle klimabedingten Übergänge feststellen. E. MÜCKENHAUSEN (1962) nennt solche Zwischenstadien Braunerde-Ranker und Ranker-Braunerde. Ein Maß für die zunehmende Verbraunung ist der Anteil an freiem Eisen, der von uns nach Abzug des Magnetitgehaltes des Ausgangsgesteins ermittelt und oben angegeben worden ist (siehe auch Abb. 12).

Der Profilaufbau der Polsterbraunerden läßt sich wie folgt beschreiben: Unter einer dünnen Auflageschicht aus abgestorbene Polsterresten liegt ein mächtiger A_h -Horizont. Darunter

folgt der braune B_v -Horizont, der mehr oder weniger übergangslos von einem C-Horizont unterlagert wird. Man kann diesen Bodentyp in seinen Eigenschaften mit W.L. KUBIENAS (1953) alpiner Rasenbraunerde vergleichen, deren Charakteristik weitgehend mit der unseres Bodens übereinstimmt. Wir bezeichnen diesen Boden am Ätna aufgrund des Polsterbewuchses als Polsterbraunerde.

4.4 Die Stufe des Fagion silvaticae auf typischer Braunerde

Diese Höhenstufe erstreckt sich im allgemeinen zwischen 1750 und 2000 m. Nur an den nordexponierten Steilhängen der Valle del Bove und der Valle di Calanna reicht diese Stufe um etwa 700 m tiefer hinunter und greift auch etwas auf den Außenhang über. Ein Teil des Areals dieser Stufe ist degradiert (besonders am Südabhang) und wird von einer artenreichen Variante des Astragaletum eingenommen. Jedoch zeigen die Böden dieses Teilgebietes aufgrund ihrer Farbtintensität die Zugehörigkeit zum Fagion silvaticae.

Kennzeichnend für diese Stufe sind die mittleren Jahrestemperaturen, die zwischen 5° und 7°C liegen, und die Schneebedeckung von ein bis drei Monaten. Die Niederschläge machen zwischen 1200 und 1400 mm aus. Besonders charakteristisch ist die zeitweise hohe Luftfeuchtigkeit, die sich durch Nebel- und Wolkenbildung äußert.

Die Abtragung in der Stufe des Fagion silvaticae ist wesentlich geringer als in den darüberliegenden Stufen, sie kann aber dort, wo die natürliche Vegetation vernichtet ist, noch größere Beträge annehmen. Dies wird besonders am Beispiel der Südabhänge der Serra Solfizio deutlich, wo zahlreiche Erosionsrinnen das Terrain durchziehen. Der Anteil an durch die Abtragung erniedrigten Kraterkegeln ist sehr hoch. Besonders häufig sind die Abtragungstypen I und II.

Die charakteristischen Pflanzenarten sind die sommergrünen laubwerfenden Bäume, wie *Fagus silvatica*, *Betula aetnensis* und *Populus tremula*. In den Wuchsformen dieser drei Arten lassen sich die von oben nach unten besser werdenden Klimabedingungen erkennen. Im obersten Bereich der Stufe, an geschützten Standorten auch höher (z.B. *Populus tremula* unter der Montagnola in 2300 m Höhe), gedeihen die genannten Arten als flach niederliegende Zwergsträucher. Weiter abwärts gehen sie in einen Buschwuchs über. Nach unten folgen Bäume, die sich zu einem Niederwald gruppieren (Zeichen einer Degradierung). Die häufige Nebel- und Wolkenbildung in dieser Höhenstufe ist für das Gedeihen der genannten Arten von großer Bedeutung. Da die Buchenstufe hier am Ätna ihre Südgrenze erreicht, ist es verständlich, daß die Wälder sehr arm an Charakterarten sind und Arten anderer Stufen im Unterwuchs dominieren.

Die Böden der Höhenstufen des *Fagion silvaticae* sind typische Braunerden, die sich durch eine gute chemische Verwitterung auszeichnen. Dies äußert sich in der relativ hohen Fe-Freisetzung und in der Tonbildung. Die Fe-Freisetzung liegt bei etwa 2,0% Fe, die Menge des gebildeten Tones um 7,0%. Der Profilaufbau dieser Böden läßt sich wie folgt charakterisieren:

Unter einer dünnen L-Schicht, die vom Bestandesabfall gebildet wird, findet man eine dünne F-Schicht. Darunter liegen ein bis zu 40 cm mächtiger, schwarzbrauner A_h -Horizont und ein bis zu 80 cm mächtiger, intensiv braungefärbter B_v -Horizont. Der Übergang in der Farbe zwischen beiden Horizonten ist nicht plötzlich, sondern geht allmählich vor sich. Unter dem B_v -Horizont folgt ein graubrauner B/C-Horizont, der entweder von einer alten Lava, die leichte chemische Verwitterung zeigt, oder von grauschwarzem Pyroklastikamaterial (C-Horizont) unterlagert wird. Die B/C-Horizonte können Mächtigkeiten bis zu 1 1/2 m erreichen. In den meisten Fällen findet man jedoch mehrere Bodenbildungen übereinander, so daß Über-

prägungen das Horizontbild verschleiern (s.S. 31). Die Böden dieser Stufe lassen sich etwa den "Mitteleuropäischen" Braunerden W.L. KUBIENAS (1953) gleichsetzen.

4.5 Die Stufe der Pinus laricio-Wälder auf durchschlammter Braunerde

Das Areal dieser Höhenstufe liegt zwischen 1400 und 1750 m, ist durch mittlere Jahrestemperaturen zwischen 7° und 9°C und durch Niederschläge von 1100 bis 1400 mm gekennzeichnet. Der Schnee bleibt im Winter höchstens einen Monat liegen. Die Abtragung ist in dieser Stufe geringer als in der darüberliegenden, jedoch zeugen Erosionsrinnen davon, daß Abtragung noch vorhanden ist.

Die vorherrschende Baumart ist die winterharte Pinus laricio. Der Unterwuchs wird von Genista aetnensis und Arten der darüber und darunter liegenden Gürtel gebildet. Eigene Arten fehlen fast völlig, was auf die Reliktnatur dieser Wälder zurückzuführen ist.

Die chemische Verwitterung und damit auch die Tonbildung erreichen in dieser Höhenstufe ihr Maximum. Es wurden von uns hier bis zu 2,3% freigesetztes Fe und maximal 12% Ton festgestellt. Die durch die Rohhumusaufgabe entstehenden Humussole bewirken wegen des hohen Basenreichtums der Böden keine Podsolierung. Es findet allerdings eine Tondurchschlammung statt, so daß man von einer Parabraunerde - Braunerde (E. MÜCKENHAUSEN 1962) sprechen kann.¹⁾

Der Aufbau des Bodens dieser Zone ist etwa folgender:
Unter einer bis zu 5 cm starken L-Schicht aus Nadelstreu fin-

1) Die von uns gemachte Feststellung der Tondurchschlammung wird auch durch B. MEYER (frdl.mündl.Mitt.) bestätigt, der in Rumänien ebenfalls auf basaltischem Ausgangsmaterial unter Nadelwäldern eine Tondurchschlammung feststellen konnte, während unter Laubwald keine Durchschlammung vorhanden war.

det man eine 4 bis 8 cm mächtige F-Schicht. Milben und Tausendfüßler sind in diesen beiden Schichten stark vertreten. Auch Pilzmyzel wurde hier gefunden. Die biologische Aktivität ist folglich sehr hoch, was auch die geringen Mächtigkeiten der Auflageschichten verdeutlichen. Unter der F-Schicht folgen ein schwarzbrauner A_h -Horizont (40 cm mächtig), ein graubrauner tonreicher B_t -Horizont, ein gelbbrauner B_v -Horizont und ein gelbgrauer B/C-Horizont. Der B_t -Horizont ist häufig nicht vollständig ausgeprägt, sondern die Tonanreicherung findet sich in alten Wurzelbahnen und dergleichen. Bei starker Ausprägung gliedert sich der B_t -Horizont in einen graueren oberen Saum und einen braunerer unteren Saum, die jedoch beide gegenüber dem B_v -Horizont tonreicher sind.

4.6 Die Stufe des Quercion pubescentis auf submediterraner Braunerde

Diese Höhenstufe hat ihre Ausdehnung zwischen 900 und 1400 m. Sie ist durch mittlere Jahrestemperaturen von 9° - 12°C gekennzeichnet. Die Niederschläge liegen zwischen 1000 und 1200 mm. Der Schnee bleibt im Winter nur wenige Tage liegen.

Die Abtragung ist gering, wie die vielen guterhaltenen Kraterkegel verdeutlichen. Auch die Erosionsrinnen treten abgesehen von der Ostflanke, wo relativ hohe Niederschläge fallen, stark zurück.

Es ist (dies) die Stufe der sommergrünen Laubbäume (*Quercus pubescens*, *Quercus cerris*, *Castanea sativa*). Aber es treten auch schon die ersten immergrünen Arten auf. Die Vegetationsruhe liegt noch im Winter. Im Sommer herrscht bereits eine kurze Vegetationspause, wie die vielen xeromorphen Arten be weisen.

Die chemische Verwitterung ist infolge der sommerlichen Trockenheit etwas gehemmt. Aus diesem Grunde liegen die Fe-Frei-

setzungsquoten mit maximal 2,0% Fe wieder unter denen der darüberliegenden Stufe. Als Bodentyp erscheint wieder eine Braunerde mit A_h-, B_v- und B/C-Horizonten. Die Farbe der B_v-Horizonte ist gelbbraun. Dieser Boden wird von uns aufgrund der wieder abnehmenden chemischen Verwitterung als submediterrane Braunerde bezeichnet. Er stellt einen Übergangstyp zwischen der typischen Braunerde und der mediterranen Braunerde dar.

Die Kastanienhaine dieser Stufe haben ein eigenes humideres Bestandesklima durch ihr geschlossenes Kronendach. Aus diesem Grunde sind die Böden unter ihnen viel stärker verwittert. Dies zeigen die Fe-Freisetzungswerte von 2,5% Fe, d.h. die chemische Verwitterung ist unter den Kastanienhainen viel intensiver als unter den degradierten Eichenbeständen.

4.7 Die Stufe des Quercion ilicis auf mediterraner Braunerde

Diese Höhenstufe reicht vom Meer bis 900 m (an extrem trockenen Standorten bis 1100 m) hinauf. 12° - 17°C mittlere Jahrestemperaturen kennzeichnen diese Stufe. Die Niederschläge liegen zwischen 600 und 1000 mm. Schneefall ist nur äußerst selten zu verzeichnen.

Die Abtragungsbeträge dieser Zone sind sehr gering, wie die vielen guterhaltenen alten Kraterkegel (besonders der Südseite) zeigen. Es herrschen mediterrane Pflanzenarten vor (immergrün, lederblättrig, kleinblättrig, behaart, dornig usw.). Bedingt durch die relativ große Trockenheit liegt die Vegetationsruhe im Sommer. Blütezeiten sind je nach den Arten der Frühling oder der Herbst.

Die sommerliche Trockenheit kommt auch in der geringen chemischen Verwitterung zum Ausdruck. Die Böden dieser Höhenstufe werden zu den mediterranen Braunerden (meridionalen Braun-

erden, W.L. KUBIENA 1953) gerechnet. Da wenig Humus anfällt, sind die A_h -Horizonte nur gering mächtig. Die darunterliegenden B_v -Horizonte haben aufgrund der geringen Fe-Freisetzung eine blaßbraune Farbe. Auch der Tonanteil ist minimal. Die B/C-Horizonte sind äußerst mächtig, aber stark steinig. Sie haben eine graue Farbe mit einem gelblichen Einschlag.

Wie aus der Betrachtung der einzelnen Höhenstufen am Ätna hervorgeht, ist das Wirkungsgefüge der verschiedenen Klimakomponenten in Abhängigkeit von der Meereshöhe sehr unterschiedlich. Dies äußert sich in der Ausbildung des Reliefs, in den Böden und der Vegetation. Als ein charakteristisches Maß für dieses unterschiedliche Wirkungsgefüge erscheint uns die chemische Verwitterung und davon besonders abhängig der Grad der Eisenfreisetzung in den Böden zu sein. Wir haben deshalb die von uns unter der Klimax-Vegetation in den Verwitterungshorizonten festgestellten Fe-Freisetzungsquoten in einem Diagramm (Abb. 12) zusammengestellt. Es läßt sich daraus die Zunahme der chemischen Verwitterung mit abnehmender Meereshöhe bis etwa 1600 m verfolgen. Der Grund hierin liegt in der zunehmenden Jahresmitteltemperatur. Jedoch wird von 1600 m an abwärts die chemische Verwitterung wegen der zunehmenden Trockenheit wieder geringer.

Wie am Anfang des Höhenstufenkapitels erwähnt wurde, gestatten die Höhenstufen eine Aussage über den Vegetations- und Bodeninhalt und damit auch über einen Teil des Wirkungsgefüges der einzelnen Ökotope. Es würde die vorliegende Arbeit in sehr starkem Maße verlängern, wenn man alle Ökotope, die sich aus einer bestimmten ökoprogressiven Einheit entwickelt haben, in allen Höhenstufen charakterisieren wollte. Deswegen haben wir zur Bezeichnung der Ökotope den Formationsbegriff (Vegetationsformationen) herangezogen, den wir im Vegetationskapitel für die einzelnen Höhenstufen noch näher dargelegt haben.

Wegen der besseren Übersicht seien zur Charakterisierung der Ökotope die Höhenstufen und die in den Höhenstufen ablaufenden Vegetations- und Boden-Sukzessionen in Tab. 4 dargestellt.

5. DIE TEILLANDSCHAFTEN DES ÄTNA UND IHRE KLEINEREN LANDSCHAFTS-EINHEITEN (PHYSIOTOPE UND ÖKOTOPE)

5.1 Die Teillandschaft des Zentralkraterkegels mit dem "Elliptischen Krater" und dem "Krater del Lago"

5.1.1 Grenzen und Wesen der Teillandschaft

Diese Teillandschaft umfaßt den Zentralkraterkegel und den subterminalen NE-Kegel, die durch ihre dauernde vulkanische Tätigkeit einen eigenen Charakter haben. Zu dieser Teillandschaft sind noch die beiden Calderen (Elliptischer Krater und Krater del Lago) zu rechnen, die durch die Tätigkeiten der jüngeren Krater zugefüllt worden sind, deren Ränder sich aber teilweise noch erkennen lassen.

Die Grenzen dieser Teillandschaft sind im Osten der steile Absturz ins Valle del Bove, der nach Norden zu etwas durch die ins Valle hinabgeflossenen Laven verwischt wird. Die Grenzen im Norden, Westen und Süden bilden die Ränder des Elliptischen Kraters und des Kraters del Lago.

Die dauernden Aschen-, Lapilli- und Bombenauswürfe sowie die häufigen Lavaeffusionen charakterisieren die Teillandschaft. Wegen der laufenden Oberflächenveränderung durch den Vulkanismus, der langen Kälte- und Schneeperiode, der vulkanischen Gase und der fast ständigen Umlagerung des Lockermaterials durch Wind und Wasser kann in diesem Gebiet keine Bodenbildung und keine Vegetationsansiedlung erfolgen. Es ist eine Teillandschaft, in der allein die abiotischen Faktoren das Wirkungsgefüge ausmachen. Als Beispiel der starken Veränderungen dieses Gebiets durch die jungen Laven seien die von S. CUCUZZA-SILVESTRI (1957) veröffentlichten Karten in Abbildung Nr. 9 beigegeben, in die zusätzlich noch die Ränder des Elliptischen Kraters und des Kraters del Lago eingezeichnet wurden. Die obere Karte in Abb. Nr. 9 zeigt den Zustand im Dezember 1955,

die untere Karte den Zustand im April 1956. Von 1956 bis 1963 sind weitere subterminale Lavaströme ins Valle del Bove geflossen. 1963 fand eine starke subterminale Lavaeffusion in etwa 3000 m Höhe auf der Nordseite statt. Im Jahre 1964 sind sechs Lavaströme aus dem Zentralkrater herausgeflossen und haben ein großes Areal der Teillandschaft bedeckt. Während drei kürzere Lavaströme gegen Osten ins Valle del Bove hinabgeflossen sind, überwand die aus dem Zentralkrater ausfließende Lava die Kraterwände im Süden, Westen und Nordwesten und floß in drei größeren Strömen weit hinunter. Diese Beispiele zeigen, neben dem häufigen Anfall an Pyroklastika, mit welcher starken Umwandlungen in kurzer Zeit zu rechnen ist.

5.1.2 Die Physiotope der Zentralkrater-Teillandschaft

Der Zentralkraterkegel als wesensbestimmender Physiotoptop

Der heutige Zentralkraterkegel ist wie die früheren Zentralkraterkegel, die sich über dem Valle di Calanna, dem Valle del Bove, dem Elliptischen Krater und dem Krater del Lago erhoben haben, die Landschaftseinheit, die fast ausschließlich durch den Faktor Vulkanismus bestimmt wird.

Durch Pyroklastikaauswürfe findet eine Aufhöhung der Kraterländer und damit des ganzen Kegels statt. Im Zentralkrater sich bildende Kegel und interkraterale (italienisch: intercrateriche) Lavaströme füllen das Innere des Zentralkraters auf. Ab und zu stürzen Teile des Kraterbodens oder des Kegels über im Inneren gebildeten Hohlräumen ein. Bei subterminalen Effusionen aus dem Kegelmantel und beim Überwinden der Kraterländer durch interkraterale Lava werden Teile des Kraterlandes zerstört und erniedrigt. Schon allein die wechselnde Höhe des Zentralkraters, welche im Jahre 1955 noch 3262 m, 1956 3290 m und im Jahre 1964 über 3300 m betragen hat, zeigt die starken Veränderungen, denen der Zentralkegel unterworfen ist. Als Beispiel für diese Veränderungen dienen zwei Zeich-

nungen aus S. CUCUZZA-SILVESTRI (1957), die den Zustand des Zentralkegels im Juli 1955 und im April 1956 zeigen. (Abb. 10) Von 1956 bis 1964 ist als Änderung im Zentralkrater nur die Entstehung eines Einbruchsschachtes (sinkhole) zu erwähnen, der etwa dort entstand, wo der bereits 1945 entstandene und 1956 zugefüllte Einbruchsschacht lag. Im Jahre 1964 fand eine allseitige Veränderung des Zentralkraterkegels statt, die eine starke Aufhöhung der Kraterländer, Auffüllung des Kraterbodens, die Bildung von drei Kratern und die Überwältigung des neuen Kraterlandes an mehreren Stellen durch Lava zur Folge hatte. Der noch 1963 sichtbare Rest des "Cratere supino" ist völlig unter neuen Pyroklastikamengen und Lava verschwunden.

Der Zentralkraterkegel ist diejenige Landschaftseinheit, die die meisten Einflüsse auf andere Landschaftseinheiten ausübt (Nachbarschaftswirkung, nach W. CZAJKA, mündlich). An solchen Einflüssen sind zu nennen:

- a. der Auswurf von Pyroklastika, der sich besonders im oberen Bereich des Ätna auswirkt, aber auch auf den tiefer gelegenen Hängen durch Aschenbedeckung in den Landschaftshaushalt eingreift;
- b. die sauren Gase, die, wie früher schon erwähnt, die Vegetation und den Boden beeinflussen. Eine Dauererscheinung des Zentralkraterkegels sind die Fumarolen, die weite Flächen mit ihren gelben Schwefelabscheidungen überziehen.

Der NE-Kraterkegel

Der N.E.-Kraterkegel wird auch als Subterminalkrater bezeichnet. Dieser Kegel hat sich seit dem Jahre 1911 gebildet. Seine Genese ist etwa folgende: Der Schlot des Hauptkraters wurde durch Lava und von oben nachstürzendes Gestein verstopft. Die Gase suchten einen neuen Ausweg, und so wurde auf einer Schwächezone im Bereich des Zentralkraters ein

neuer Schlot freigestoßen, über dem sich im Laufe der Zeit ein beträchtlicher Kegel mit zwei Öffnungen aufhäufte, der zeitweise die Tätigkeit des Hauptkraters übernahm.

Die Ränder zugefüllter Calderen (Elliptischer Krater und Krater del Lago)

Wenn W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN (1880) die Ränder dieser beiden Calderen teilweise noch recht deutlich erkennen konnte, so sind sie heute schon viel stärker durch junge Laven überdeckt und treten nur noch durch einen Hangknick in Erscheinung. Der letzte gut erhaltene Rest ist der Rücken der Punta Lucia, wo die Ränder der beiden Calderen zusammentreffen. Auch der Torre del Filosofo ist wohl ebenso ein durch Lockermaterial abgeflachter Rest des Calderarandes. Hierfür sprechen folgende Gründe: Einmal liegt der Torre del Filosofo mit seinen 2919 m nur wenig unter der auf der anderen Seite des Zentralkraters liegenden Punta Lucia (2932 m), zum anderen ist es von beiden Erhebungen beinahe dieselbe Entfernung bis zur Mitte des heutigen Zentralkegels. Das hier maßstabgetreu wiedergegebene NNW-SSE-Profil in Abb. Nr. 11 vermittelt einen Eindruck von den Reliefverhältnissen. Die alten Calderaränder treten in diesem Profil besser in Erscheinung als auf der Karte 1:25 000. Die Laven und Auswurfmassen des neuen Zentralkraterkegels haben die Caldera (Krater del Lago) zugefüllt. Ebenso ist es der Caldera des Elliptischen Kraters ergangen, die nur sehr viel früher entstanden ist und deren Rand fast völlig verschwunden ist.

Die Lateralkraterkegel

Von den nur kurze Zeit tätig gewesenenen Nebenkratern im Zentralbereich sind heute nur noch zwei in der Landschaft sichtbar: der Krater von 1819, der östlich des Observatoriums am

Rande der Valle del Bove liegt, und der Krater von 1809, der nördlich des Zentralkegels liegt. Wie es anderen Kegeln vor ihnen ergangen ist, so werden auch diese beiden in nicht allzu ferner Zeit durch Laven und Lockermaterial verschüttet sein. Die Lava von 1963 hat den Krater von 1809 umflossen, der dadurch fast seine ganze ursprüngliche Höhe eingebüßt hat (Lavaeinebnungstyp I). In den Krater von 1819 ist im Jahre 1842 eine Lava von oben eingedrungen, doch haben seitdem Wind und Wasser viel Lockermaterial in das Kraterinnere hineingetragen. Ob auch der Torre del Filosofo als völlig verschütteter Kraterkegel angesehen werden kann, muß noch offenbleiben. Anzunehmen ist eher, daß dieser Hügel einen Rest des Calderarandes des Krater del Lago darstellt.

Die Lavaströme

Die Laven im Bereich der Teillandschaft sind ebenso wie die Lateralkegel durch eine schnelle Zuschüttung mit Aschen und Lapilli charakterisiert. Diese Zuschüttung erfolgt sowohl durch Auswurf aus den z.Zt. tätigen Kratern, wie auch durch Aufwehung und Aufschwemmung von Auswurfmaterial. Ebenso werden ältere Laven von neuen Strömen überdeckt. Welcher Faktor überwiegt, ist völlig offen, meist spielen mehrere Faktoren zusammen. Die Lava von 1842 nordöstlich des Observatoriums ist fast völlig von Lockermaterial zugeschüttet worden. Nur vereinzelte, höher gelegene Rücken ragen noch heraus. Die Lava von 1949, auf der man 1963 schon die beginnende Zuschüttung erkennen konnte, ist von der Lava von 1964 stark überdeckt worden. Ebenso ist es der Lava von 1919 (auf der Karte von S. CUCUZZA-SILVESTRI ist hier 1918 angegeben) ergangen. Selbst die Laven von 1956 wurden teilweise durch die Laven von 1962 und 1963 überfahren. Die Lavaströme, die auf der Ostseite ins Valle del Bove hinabfließen, werden viel schneller von Aschen verschüttet als die der anderen Seiten, da die vorherrschenden NW- und W.-Winde das Auswurfmaterial haupt-

sächlich nach der Ostseite tragen. Man findet im Zentralbereich alle Übergänge zwischen jungen unbedeckten Laven und völlig von Lapilli und Aschen zugedeckten Laven. Eine solche Lapillifläche, unter der man nur Lavaströme vermuten kann, ist der kleine Rest des Piano delle Concazze zwischen der Lava von 1963 und den Pizzi Deneri.

Die Bocchen

Die Bocchen von 1919 auf der NNW-Seite des Zentralkraters liegen zwischen den Armen der Lava von 1956 und 1964. Sie sind kleine, steil geböschte Schweißschlackenkegelchen von heute noch etwa drei Meter Höhe. Die starke physikalische Verwitterung in dieser Höhe hat die Kegel allerdings schon sehr mürbe und brüchig gemacht.

Bei den Landschaftseinheiten der Teillandschaft des Zentralkraterkegels läßt sich sehr gut der von K.H. PAFFEN (1953) gebrauchte Begriff "Landschaftsgenerationen" anwenden, wenn man ihn nach der Größenordnung in "Physiotopgenerationen" abwandelt. Der noch sehr schwach erhaltene Rand des Elliptischen Kraters ist als älteste Generation, der besser erhaltene Rand des Krater del Lago als zweite Generation und der jetzige Zentralkegel als jüngste Generation einer Zentralkegelentwicklungsreihe zu sehen. Die Entwicklungsreihe der Lavaströme von der jungen unverschütteten bis zur völlig verschütteten und nicht mehr als solche erkennbaren Lava kann man als landschaftsökologische Sukzession (Physiotopsukzession) bezeichnen.

Die bei den einzelnen Physiotopen erläuterten Tatsachen (laufende Veränderungen, Pyroklastika- und Lavabedeckung) verdeutlichen die Sonderstellung und damit auch die Abgrenzung der

Teillandschaft als den Bereich, der sehr stark vom tätigen Zentralkraterkegel bestimmt ist.

5.2 Die Teillandschaften der Laven und Kraterkegel

Es ist relativ schwierig, das Lavaterrain in Teillandschaften zu gliedern, da durch die Gleichartigkeit des Gesteins und durch das Fehlen eines Wasserhaushalts keine ausreichende Differenzierung gegeben ist. Die Kraterkegel, die Lavaströme verschiedenen Alters und das übrige, von Verwitterungs- und Auswurfmaterial bedeckte Lavaterrain beherrschen die Abhänge des Ätna. Betrachtet man eine vulkanologische Karte des gesamten Ätnagebietes, in der die Ausbruchszentren eingetragen sind, so erkennt man auf den Abhängen des Ätna einige Bereiche, in denen sich die Ausbrüche stark häufen. Diese Häufungsbereiche sind Schwächezonen im Vulkanbau und Zonen regionaltektonischer Störungen. A. RITTMANN (1964) hat eine kleine Karte mit der Dichteverteilung der Ausbruchszentren am Ätna veröffentlicht. Es sind folgende Bereiche größerer Dichte ausgegliedert:

1. ein nördliches Dichtefeld von lateralen Ausbrüchen,
2. ein westliches Dichtefeld von lateralen und exzentrischen Ausbrüchen,
3. ein südliches Dichtefeld von lateralen Ausbrüchen und
4. ein südöstliches Dichtefeld von exzentrischen Ausbrüchen.

Hieraus bietet sich als Möglichkeit einer Gliederung in Teillandschaften die Sektorengliederung an. Ausgehend von diesen Dichtefeldern lassen sich Sektoren ausgliedern, in denen jüngere Lavaströme dominieren. Bereiche mit stärkerer Festigkeit im Vulkanbau und ohne tektonische Störungen sind die Sektoren, in denen nur in großen Zeitabständen Ausbrüche stattfinden und altes Lavaterrain vorherrscht. Alle diese Sektoren haben, bedingt durch die unregelmäßige Form der Lavaströme eine ungleichmäßige Gestalt. Sie sind somit keine seitlich gradlinig begrenzten Sektoren eines Kreises. Auch

ihre Größe ist unterschiedlich (Karte der Teillandschaften, Abb. 8).

Beide Sektorentypen sind gekennzeichnet durch die Kraterkegel und Bocchen. Während in den Sektoren der jüngeren Lavaströme viele solcher Ausbruchszentren sich häufen und junge Formen dominieren, liegen in den Sektoren des alten Lavaterrains relativ wenige Kraterkegel, die meist hohen Alters sind. Nur wenige junge Bocchen sind in dem alten Lavaterrain verstreut. Die älteren Bocchen sind verschüttet und damit unkenntlich geworden.

5.2.1 Der kennzeichnende Physiotop des gesamten Lavaterrains, der Kraterkegel - Physiotop und seine Gliederung nach Ökotopt-Reihen:

Der das gesamte Lavaterrain bestimmende Physiotoptyp sind die Lockerkegel der exzentrischen und lateralen Ausbrüche. Die hauptsächlich modifizierenden Faktoren der Lockerkegel sind der Vulkanismus, das Klima und indirekt auch die Zeit. Die Grundformen, die wir bereits im Reliefkapitel beschrieben haben (siehe Abb. Nr. 5 u. 6), werden in Abhängigkeit von der Zeit, der Höhenstufe und dem Vulkanismus zu Abtragungsformen (Abb. Nr. 7) und Lavaeinebnungsformen. Die Grundformen werden in den oberen Höhenstufen, wo viel Feinmaterial zur Einebnung anfällt, die Erosionskraft viel größer ist und auch die zahlreichen Lavaströme eine Erniedrigung bewirken, stärker abgetragen bzw. eingeebnet. Mit abnehmender Höhenlage verringert sich der Anfall von Lockermaterial, die Lavaströme fließen in größeren zeitlichen Abständen, und die Kraft der Erosion wird geringer. Infolgedessen erhalten sich die Grundformen in den unteren Regionen viel länger. Zwischen den verschiedenen Formen der Lockerkegel gibt es mannigfaltige Übergänge. Wir haben versucht, die Kraterkegel in den Physiotopenkarten (Kartenbeilagen Nr. 2 u. 3) zu typisieren und

haben dabei auch bewußt die Übergangstypen mit ausgegliedert (s. Abb. 20, 21 u. 22). Nehmen wir die Reihe der Abtragungsformen und die Reihe der Lavaeinebnungsformen und setzen als erstes Glied der Reihen den Normalkegelkrater, so erhalten wir zwei Folgen von Sukzessionsstadien, die wir als Physiotop-Sukzessionen bezeichnen. Abhängig vom Alter der Kegel vollzieht sich auf ihnen eine regelmäßige Vegetationsentwicklung, die im Einklang mit der Bodenentwicklung steht. Von einer Pioniervegetation auf einem Rohboden bis zu der vollentwickelten Waldvegetation auf einer Braunerde vollzieht sich der Wechsel. Da jedoch außerdem Faktoren wie Hangneigung, linienhafte Erosion, Akkumulation, Materialunterschiede und Eruptionsunterschiede an den Kegeln wirken, können wir Vegetations- und Bodenunterschiede feststellen. Die Böden der Kraterkegel gehören der Bomben-Bodengesellschaft an, die eine Abart der Pyroklastika-Bodengesellschaft darstellt (siehe Kartenbeilage Nr. 8). Durch die genannten Differenzierungen erhalten wir die kraterkegelbestimmten Ökotope, die sich zu ökologischen Catenen an den Kegeln ordnen, wie am Beispiel des M. Frumento delle Concazze (Kartenbeilage Nr. 6) gezeigt wird. Die verschiedenen Ökotope der Kraterkegel stehen sich sehr nahe. Wir fassen sie nach ihren ökoproggressiven Einheiten zu Ökotop-Reihen zusammen.

Die Ökotop-Reihen der Kraterkegel, geordnet nach den ökoproggressiven Einheiten, sind die folgenden:

Kraterkegelkronen	Tuffplatten
Kraterkegelinnenhänge	Eruptionsnischen
Kraterkegelaußenhänge	

Diese Ökotop-Reihen werden nun im einzelnen besprochen.

Die Kraterkegelkronen (Kk)

Unter dieser Bezeichnung verstehen wir die windexponierten Kraterränder. Von den Kraterkegelkronen ausgehend, setzt die

Abtragung ein, die das feinere Material zum Außen- oder Innenhang hin fortführt. In den oberen Höhenstufen, wo die Kraft der Erosion noch sehr groß ist, können bei alten Kegeln die Kraterländer fast völlig von Feinmaterial entblößt sein, so daß das Schweißschlackeninnere (s.S.13) zu Tage tritt. Diese Erscheinung ließ sich bei den alten Kegeln in der Umgebung des Rifugio Citelli beobachten (z.B. beim Halbmondkegel oberhalb des M. Concazze, beim Kraterkegel Pkt. 1832 östlich vom M. Frumento delle Concazze). Die Kraterländer der jungen Kraterkegel tragen nur sehr spärlich Pionierpflanzen. Ebenso liegt der Fall bei den Kegeln mit freigelegten Schweißschlacken. Die Kronen der Kegel in den Höhenstufen, wo die Erosionskraft geringer geworden ist, tragen in Abhängigkeit von ihrem Alter alle Stadien von der Pioniervegetation auf Rohboden bis hin zu vollentwickelten Wäldern auf Braunerde, z.B. auf dem M. Baracca.

Als ökoprogressive Einheit ist die Kraterkegelkrone junger, frisch entstandener Kegel ohne Vegetationsansiedlung und ohne Bodenbildung zu sehen. In Abhängigkeit von dem Grad der Abtragung und damit der Vegetationsansiedlung und Bodenbildung lassen sich die Ökotope, geordnet nach Ökotox-Gruppen unterscheiden:

- Kk₁ Kraterkegelkronen der Kegel der oberen Regionen, mit freigelegten Schweißschlacken fast ohne Pionierpflanzen und ohne Bodenbildung.
- Kk₂ Kraterkegelkronen mit Pionierpflanzen auf Rohboden.
- Kk₃ Kraterkegelkronen mit Kräuter-Gräser-Stadium (teilweise auch Astragalus, Genista oder Spartium) auf Ranker.
- Kk₄ Kraterkegelkronen mit Buschstadium (auch Astragaletum) auf Ranker-Braunerde (Braunerde-Ranker).
- Kk₅ Kraterkegelkronen mit Buschwald oder Wald (auch Astragaletum) auf Braunerde.

Die Kraterkegelinnenhänge (Ki)

Je nach der Hangneigung der Kraterkegelinnenhänge sind verschiedene Kegeltypen auszugliedern (s. Abb. 7). Bei jungen Kraterkegeln sind die Innenhänge noch sehr steil. Mit dem Grad der Abflachung füllt sich der Kraterboden mit Material von den Hängen auf. Es entsteht eine Kratermulde. Diese Entwicklung kann soweit gehen, bis der Krater zugefüllt ist und nur noch eine Ebenheit darstellt. Wird der Kegel noch weiter abgetragen, so entsteht ein kraterloser Hügel. Setzt die linienhafte Erosion in einem Halbmondkegel ein, so bleiben die Innenhänge relativ steil, und es kann nicht zu einer Verflachung der Kratermulde kommen. Der Steilheitsgrad der Innenhänge, die Stärke der Erosion oder der Akkumulation bedingen die Vegetationsansiedlung und die Bodenentwicklung. Die ökoprogressive Einheit stellt der Innenhang eines eben entstandenen Kegels dar. Man kann folgende Ökotox-Gruppen unterscheiden:

- Ki₁ Innenhänge, sehr steil, mit Hangneigung $> 30^{\circ}$, der Abtragung stark ausgesetzt, mit Pionierpflanzen auf Rohboden.
- Ki₂ Innenhänge, steil, mit Hangneigung $< 30^{\circ}$, geringere Abtragung, mit Kräuterdecke (auch Astragalus oder Genista) auf Ranker bis Braunerde-Ranker.
- Ki₃ Kratermulden mit starker Akkumulation und Buschstadium (auch Astragaletum) auf Ranker.
- Ki₄ Kratermulden oder Kraterebenheiten mit Buschwald oder Wald (auch Astragaletum) auf Ranker-Braunerde bis Braunerde.

Die Kraterkegelaußenhänge (Ka)

Ebenso wie bei den Innenhängen sind auch bei den Außenhängen entsprechend der Hangneigung verschiedene Typen festzustellen. Hinzu kommt noch, daß die Außenhänge durch eine Erosionsrinne,

die den Kegel umzieht, steilgehalten werden können, wie das z.B. beim M. Corvo, M. Frumento delle Concazze oder beim M. Nero am Südabhang des Ätna zu sehen ist. Auch werden an manchen Kegeln die Außenhänge durch linienhafte Erosion in verschiedene Ökotope aufgelöst (z.B. M. Corvo, M. Frumento delle Concazze). Von allen diesen Faktoren sind die Vegetationsansiedlung und die Bodenbildung abhängig.

Die ökoprogressive Einheit ist der Kraterkegelaußenhang an sehr jungen Kegeln ohne Vegetation und Bodenbildung.

Folgende Ökotop-Gruppen sind festzustellen:

- Ka₁ Außenhänge, sehr steil, mit Hangneigungen $> 30^{\circ}$, starke Abtragung, auch Hänge $< 30^{\circ}$, die der linienhaften Erosion ausgesetzt sind, mit Pionierpflanzen auf Rohboden.
- Ka₂ Außenhänge, steil, mit Hangneigungen $< 30^{\circ}$, Abtragung gering, mit Kräuter-Gräser-Stadium (auch Astragalus, Genista oder Spartium) auf Ranker.
- Ka₃ Außenhänge, mit Hangneigung $< 28^{\circ}$, mit Buschstadium (auch Astragaletum) auf Braunerde-Ranker.
- Ka₄ Außenhänge, mit Hangneigung $< 25^{\circ}$, mit Buschwald oder Wald (auch Astragaletum) auf Ranker-Braunerde bis Braunerde.

Die Tuffplatten auf den Kraterkegelhängen (Kt)

Auf den Hängen der Kraterkegel finden sich vereinzelt Tuffplatten. Diese Tuffe sind hydrothermal bedingt. Sie entstehen dann, wenn nach dem Aufhören der Auswurf Tätigkeit eines Kegels vulkanische Gase die Hänge des Kegels durchdringen und das Auswurfmaterial durch chemische Vorgänge verfestigt wird. Von der Mächtigkeit der Pyroklastikaschicht auf den Tuffplatten und von der Klüftigkeit der Platten hängen die Vegetationsansiedlung und damit die Bodenbildung ab.

Uns sind folgende Ökotope aufgefallen:

- Kt₁ Tuffplatten ohne Vegetation und Bodenbildung
- Kt₂ Tuffplatten mit Pyroklastikaschicht und Pionierpflanzen auf Rohboden.
- Kt₃ Tuffplatten, die durch Sprungrisse eine tiefe Bewurzelung zulassen, mit Astragaluspolstern auf Ranker.

Die Eruptionsnischen (Ke)

Läuft eine vulkanotektonische Spalte durch einen früher gebildeten Kraterkegel, so entsteht eine Nische am Hang des Kegels, weil das Lockermaterial in die aufgerissene Spalte hineinsrutscht. So hat z.B. die Eruptionsspalte von 1865 eine Nische im Kraterrand des M. Frumento delle Concazze verursacht. Ebenso läßt sich eine Nische am Nordhang des M. Manfre beobachten, die durch die Spalte der Eruption von 1536 entstanden ist. Je nach ihrem Entstehungsalter und der Steilheit der Hänge zeigen die Nischen verschiedene Vegetations- und Bodenstadien. .

Zieht man die Höhenstufen noch mit in die Betrachtung ein, so würde sich eine große Zahl von kraterkegelbestimmten Ökotope ergeben. Da wir diese Ökotope in ihrer Vielzahl nicht einzeln darstellen können, so sind sie zu Ökotope-Reihen und Ökotope-Gruppen zusammengefaßt worden. Wie auf S.75 dargelegt wird, soll die Tabelle Nr. 4 zur näheren Kennzeichnung der Ökotope aller Höhenstufen dienen.

Innerhalb der einzelnen Ökotope-Reihen lassen sich für jede Höhenstufe bei genauer Faktorenanalyse landschaftsökologische Sukzessionen herausarbeiten. Als Beispiel sei die folgende Ökotope-Sukzession dargestellt:

Kraterkegelaußenhang	ohne Vegetation und Bodenbildung
"	> 30 ⁰ , mit artenreichem Rumici-Anthemidetum aetnensis auf Rohboden
"	< 30 ⁰ , mit Astragaletum auf Ranker
"	< 28 ⁰ , mit Astragaletum auf Ranker-Braunerde
"	< 25 ⁰ , mit Astragaletum auf Polsterbraunerde

Als Faktor für diese Entwicklungsreihe ist die von der Zeit abhängige Hangabflachung entscheidend.

5.2.2 Die kennzeichnenden Physiotope der jungen Lavalandschaften und ihre Gliederung nach Ökotop-Reihen

Die Physiotope, die die Teillandschaften der jungen Lavaströme charakterisieren, sind die Lavaströme, deren Grenzen noch in der Landschaft sichtbar sind, die Bocchen, die Spalten, die Schweißschlackenkegel, die Einbruchsschächte und die Dagalen.

5.2.2.1 Der Lavastrom-Physiotop (L)

Die hauptsächlich modifizierenden Faktoren dieses Physiotops sind der Vulkanismus und das Relief vor dem Fließen der Lava, denn auch das Kleinrelief (die Fließ- und Erstarrungsformen) eines jeden Stromes ist von diesen beiden Faktoren abhängig (s. Kap. 2.5.1, S. 19). Von Klima und Relief, indirekt auch von der Zeit, hängen die Vegetationsentwicklung und die Bodenbildung auf den Lavaströmen ab. Nach dem Grad der Vegetationsansiedlung und der Bodenbildung lassen sich eine Reihe von landschaftsökologischen Sukzessionsstadien herausstellen. Hierbei dienen die dominierenden Pflanzengemeinschaften und Bodentypen als Grundlage.

Folgende Physiotop-Sukzession ist aufzufinden:

- I. Lavaströme ohne Vegetation und Bodenbildung (z.B. Lava von 1950/51)
- II. Lavaströme mit Pioniervegetation auf Rohboden (z.B. Lava von 1780)
- III. Lavaströme mit Kräuter-Gräser-Stadium (teilweise auch offenem Ginsterbusch) auf Protoranker bis Ranker (z.B. Lava von 1634/36)
- IV. Lavaströme mit Buschstadium auf Braunerde-Ranker (z.B. Lava von 1537)
- V. Lavaströme mit Buschwaldstadium oder Astragaletum auf Ranker-Braunerde bis Braunerde (z.B. Lava des M. Nero delle Concazze, Lava des M. Conconi).

Auf Lavaströmen, mit dominierend Schollenlava (Lava lastroni), läuft die Entwicklung bis zum Stadium IV schneller ab als auf aus Brockenlava bestehenden Lavaströmen. Die Vegetation kann in den Sprüngen zwischen den Schollen besser Fuß fassen als auf den Brocken, wo das anfallende Lockermaterial außerdem noch in den Untergrund hineingewaschen wird. Diese Feststellungen stehen im Einklang mit den Ergebnissen von A. LEONARD (1958), der die Vegetationsansiedlung auf Laven am Nyamuragira (Belg. Kongo) untersucht hat. Das Stadium V dagegen wird auf den Schollenlaven erst relativ spät erreicht, da es auf den Schollen nicht so schnell zu einer mächtigen Lockermaterialauflage kommt, die zur Ausbildung eines B_v -Horizontes nötig ist. Die Brockenlava wird dagegen das Stadium V viel eher erreichen. Den Lavaströmen lassen sich, getrennt nach Brocken- und Schollenlava, zwei Bodengesellschaften zuordnen (s. Kartenbeilage Nr. 8). Doch schon auf ein und demselben Lavastrom herrschen starke Unterschiede in Vegetation und Boden. Allein die beim Fließen eines Brockenlavastroms von oben nach unten zunehmende Menge an Abriebmaterial schafft andere ökologische Gegebenheiten. So kann man z.B. auf den Laven von 1852, 1792 (südlicher Strom) und 1780 eine in Abwärtsrichtung stärker werdende Vegetationsansiedlung und Bodenentwicklung beobachten. Während die Lava von 1792 im oberen Bereich noch fast

ohne Vegetation ist, haben sich unterhalb der Piano delle Lepre auf ihr schon viele Pionierpflanzen angesiedelt (Rohboden). Oberhalb Zafferana ist dagegen ein dichter Kräuterteppich auf Ranker vorhanden. Die von uns auf dieser Lava vorgenommenen Bodenuntersuchungen bestätigen diese rein physiognomische Feststellung (s. Tabelle Nr. 5).

Tabelle Nr. 5: Boden auf der Lava von 1792

Höhe	% Humus	% freigesetztes FeOOH	Bodentyp
1550 m	0,7	0,79	Rohboden
1000 m	4,8	1,08	Ranker

Abgesehen von dem schon durch Abrieb vorhandenen Feinmaterial, schafft aufgeworfenes, aufgewehtes und aufgespültes Material, verbunden mit dem Kleinrelief verschiedene ökologisch unterschiedliche Standorte, die lavabestimmten Ökotope.

Die folgenden Ökotope, zusammengefaßt zu Ökotop-Reihen und Ökotop-Gruppen, lassen sich auf den Lavaströmen ausscheiden. Sie ordnen sich zu ökologischen Catenen (s. Kartenbeilage Nr. 7).

Die Brockenlavaflächen (Lb)

Die Entwicklung von Vegetation und Boden auf Brockenlava ist abhängig vom anfallenden Lockermaterial, denn nur Flechten und Moose vermögen die Brocken selbst zu besiedeln. Erst wenn die Zwischenräume zwischen den Brocken mit Feinmaterial aufgefüllt sind, können höhere Pflanzen sich ansiedeln, und dann kann auch eine Bodenentwicklung einsetzen. Der Anfall von Feinmaterial ist abhängig von der Lage der Lavoerfläche zur Umgebung und der relativen Höhe des Standortes im Lavaström. D.h., liegt ein Teil des Lavaströms in derselben

Höhenlage wie das angrenzende Terrain, so kann von den Seiten her eine Aufspülung von Lockermaterial auf die Lava erfolgen (z.B. bei der Lava von 1928, s. Kartenbeilage Nr. 5 und Abb. 25). In die tief gelegenen Teile eines Lavastromes (Mulden) wird das Feinmaterial von den höheren Teilen (Lavawällen) hinuntergeschwemmt. Durch junge Ausbrüche in der Nähe und durch Wind werden ebenfalls Aschen und Lapilli aufgelagert. Ein weiterer ökologischer Faktor ist die Mächtigkeit der Brockenschicht, denn das anfallende Feinmaterial wird zwischen die Brocken eingespült. Erst wenn die Brockenschicht fast völlig mit Aschen und Sanden angefüllt ist, können die ersten Pflanzen gedeihen. Aus diesen Überlegungen heraus kann man ausgehend von der ökoprogessiven Einheit, der Brockenlavafläche ohne Vegetation und Boden, die folgenden Ökotopt-Gruppen ausscheiden:

- Lb₁ mit Flechtenbewuchs
- Lb₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Lb₃ mit Kräuter-Gräser-Stadium auf Protoranker
- Lb₄ mit Buschstadium (auch Astragaletum) auf Ranker
- Lb₅ mit Buschwaldstadium auf Ranker-Braunerde
- (Lb₆ mit Hochwaldstadium auf Braunerde. Dieses letzte Stadium kann aber nicht mehr zu den Lavaströmen im eigentlichen Sinne gerechnet werden.)

Die Schollenlavaflächen (Ls)

Wie bei der Brockenlava ist auch bei der Schollenlava die Ansiedlung von Vegetation und die Bildung eines Bodens vom Lockermaterial abhängig. Um allerdings auf den Schollen eine genügend mächtige Feinmaterialauflage zu erhalten, die für die Bildung eines eigentlichen B_v-Horizontes nötig ist, ist lange Zeit erforderlich. Auf den Platten selbst geht in Abhängigkeit von der Steilheit der Schollen und damit von der Menge des abgelagerten Feinmaterials die Pflanzenansiedlung langsam voran, allerdings auf ebenen Schollen schneller als

auf Brockenlava, da das Feinmaterial nicht in die Tiefe fortgeführt werden kann. In den Rissen und Sprüngen zwischen den einzelnen Schollen kann sich schon sehr bald Vegetation ansiedeln, da sich einmal genügend Feinmaterial in den Sprüngen ansammelt und zum anderen die Pflanzen einen guten Halt finden. So lassen z.B. bei sehr jungen Lavaströmen (wie der Lava von 1910), die auf ihren Brockenlavaflächen bar jeder Vegetation sind, auf den vereinzelt vorkommenden Schollenlavaflächen schon Pionierpflanzen finden.

In Abhängigkeit vom Alter, dem Steilheitsgrad der Schollen und der Feinmaterialmächtigkeit auf den Schollen lassen sich also folgende Ökotop-Gruppen ausscheiden:

- LS₁ mit Flechtenbewuchs
- LS₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- LS₃ mit Kräuter-Gräser-Stadium auf Protoranker
- LS₄ mit Buschstadium auf Ranker
- LS₅ mit Buschwaldstadium auf Braunerde-Ranker bis Ranker-Braunerde.

Die ökoprogressive Einheit stellt eine Schollenlavafläche eines jungen Lavastromes ohne Vegetation und Bodenbildung dar.

Die Lavawälle (Lw)

Die Lavawälle sind langgezogene Rücken, die aus Brockenlava bestehen. Sie liegen parallel zur Fließrichtung des Lavastromes und überragen die umliegende Lava um ein bis mehrere Meter. Die Vegetationsansiedlung und die Bodenbildung findet in ähnlicher Weise wie auf den Brockenlavaflächen statt, nur daß die Steilheit der Lavawälle für die Abspülung des Feinmaterials von Bedeutung ist. Ausgehend von der ökoprogressiven Einheit, einem Lavawall ohne Vegetation und Boden, werden folgende Ökotop-Gruppen unterschieden:

- Lw₁ mit Flechtenbewuchs
- Lw₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden

- Lw₃ mit Kräuter-Gräser-Stadium auf Protoranker
- Lw₄ mit Buschstadium auf Ranker
- Lw₅ mit Buschwaldstadium auf Braunerde-Ranker bis Ranker-Braunerde.

Die Lavakanäle (Lk)

Die Lavakanäle mit ihren ziemlich wasserundurchlässigen Sohlen sind der Ansammlungspunkt für Feinmaterial, das von den Seiten hineingespült wird. Schon auf sehr jungen Laven kann man die Lavakanäle untergliedern in steilere Strecken, in denen sich kein Feinmaterial halten kann, und in flachere Teilstrecken mit mehr oder minder starker Akkumulation. Das ist z.B. auf der Lava von 1928 unterhalb der Rifugio Citelli der Fall. Da in den Lavakanälen die Feinmaterialansammlung in viel größerem Maße und viel schneller erfolgt, sind die Lavakanäle die ersten Teile eines Lavastroms, auf denen die Vegetation Fuß fassen kann.

Von einem Lavakanal ohne Vegetation und Bodenbildung (ökoprogressive Einheit) auf einem sehr jungen Lavastrom lassen sich folgende Ökotox-Gruppen ableiten:

- Lk₁ mit starker Erosion ohne Vegetation und Bodenbildung
- Lk₂ mit Akkumulation von Feinmaterial und Pionierpflanzen auf Rohboden
- Lk₃ mit mächtiger, akkumulierter Feinmaterialauflage und Kräuter-Gräser-Stadium auf Protoranker
- Lk₄ dito, mit Buschstadium auf Ranker.

Innerhalb der einzelnen Ökotox-Reihen lassen sich für die einzelnen Höhenstufen Ökotox-Sukzessionen aufstellen. So würden z.B. Lb₁ bis Lb₆ in einer Höhenstufe bei gleichen ökologischen Bedingungen Stadien einer solchen Sukzession sein.

5.2.2.2 Der Spalten-Physiotop (F)

Spalten sind Ausbrucherscheinungen, die beim Aufreißen des Vulkanmantels entstehen, wenn der Druck im Innern zu groß wird. Sie sind typische Physiotope der Schwächezonen am Ätna. Nur die jungen Formen sind im Gelände zu sehen, ältere Spalten nur dann, wenn sie innerhalb der Lavaströme liegen. In altem Lavaterrain verschwinden die Spalten sehr bald durch Einebnung. Nur wenn aus einer Spalte Lava ausgeflossen ist oder Schweißschlacken ausgeworfen sind, läßt sich die Lage der Spalte noch sehr lange ausmachen. Je nachdem, ob die Spalte innerhalb eines Lavastroms oder im älteren Lavaterrain verläuft, lassen sich zwei Untertypen ausgliedern. So ist z.B. der Teil der Spalte von 1928, der innerhalb der Lava desselben Jahres liegt, von einigen wenigen Pionierpflanzen besiedelt. Dort, wo allerdings in der Spalte der unter der Lava begrabene Boden zu Tage liegt, haben höhere Pflanzen (z.B. *Betula aetnensis*) Fuß gefaßt. Nordöstlich der Rifugio Citelli tritt die Spalte in das alte Lavaterrain ein. Da hier die Vegetation kaum zerstört wurde und die alte Bodenentwicklung erhalten blieb, siedelt sich die Vegetation sofort in der Spalte an. Als spaltenbestimmte Ökotopt-Gruppen kommen in Frage:

- F₁ Spalte innerhalb einer Lava ohne Vegetation und Boden
- F₂ Spalte innerhalb einer Lava mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- F₃ Spalte innerhalb einer Lava mit Buschstadium (auch *Astragalium*) auf Ranker
- F₄ Spalte in altem Lavaterrain mit Buschwald- oder Hochwaldstadium auf Braunerde.

5.2.2.3 Der Bocchen-Physiotop (B)

Die Bocchen sind runde oder ovale Vertiefungen im Gelände und sind gekennzeichnet durch kein oder nur wenig Auswurfmaterial.

Sie entstehen durch verstärkten Gasaustritt bei einer Eruption im Bereich der Ausbruchspalte oder bei Ausfluß von Lava aus dem Ende einer Spalte. Da auch über solchen Öffnungen entstandene Schweißschlackenkegel als Bocchen bezeichnet werden, wollen wir diesen Ausdruck nur für die Gasaustritts- und Lavaausflußöffnungen benutzen. Denn diese Vertiefungen entsprechen eher dem italienischen Ausdruck Bocchen (Singular bocca = Mund, Maul, Öffnung) als die dabei entstandenen Kegel. Die Bocchen sind kraterähnliche Vertiefungen mit einem mehr oder weniger großen Boden. Die Bocchen sind ebenso wie die Spalten relativ vergängliche Formen, die schnell der Einebnung unterliegen. Nur die größeren lassen sich noch nach längerer Zeit im Gelände erkennen. Dementsprechend und abhängig vom Steilheitsgrad der Hänge können wir die bocchenbestimmten Ökotoptypen nach Ökotoptyp-Reihen ausgliedern.

Bocchenhänge (Bh)

- Bh₁ Steile Bocchenhänge ohne Vegetation und Bodenbildung
- Bh₂ Steile Bocchenhänge mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Bh₃ Bocchenhänge mit geschlossener Kräuterdecke
(auch Astragaletum) auf Ranker
- Bh₄ Bocchenhänge mit Buschwald (auch Astragaletum) auf Ranker-Braunerde bis Braunerde.

Bocchenböden (Bb)

- Bb₁ Bocchenböden ohne Vegetation und Bodenbildung
- Bb₂ Bocchenböden mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Bb₃ Bocchenböden mit geschlossener Kräuterdecke auf Ranker
- Bb₄ Bocchenböden mit Buschwald (auch Astragaletum) auf Ranker-Braunerde bis Braunerde.

Die einzelnen Ökotoptypen der Bocchenhänge und Bocchenböden sind Stadien von Ökotoptyp-Sukzessionen.

5.2.2.4 Der Einbruchsschacht-Physiotop (E)

Die Einbruchschächte sind runde oder ovale, kesselförmige Vertiefungen, die über Hohlräumen im Bereich von Spalten durch Nachstürzen des auflastenden Materials entstehen. Diese Physiotope sind gekennzeichnet durch senkrechte Wände, an denen die zerbrochenen Lavabänke des Untergrundes austreichen. Die Sohle der Einsturzschächte ist erfüllt mit dem eingestürzten Material und hat einen muldenähnlichen Querschnitt. Zwischen den Einsturzschächten und den Bocchen als trichterförmigen Vertiefungen finden sich alle Übergänge. Als Ökotope lassen sich die steilen Hänge und die Sohlen ausgliedern. Da Einsturzschächte bis auf ganz wenige Ausnahmen nur in der Stufe des Rumici-Anthemidetums verbreitet sind, brauchen wir keine weiteren Untergliederungen in Ökotope vorzunehmen.

5.2.2.5 Der Dagalen-Physiotop (D)

Die Dagalen sind Inseln älteren Lavaterrains innerhalb einer jüngeren Lava. Sie stellen meist Erhebungen dar, die von der Lava umflossen worden sind. Die kleinen Dagalen, die ökologisch nicht weiter untergliederbar sind, werden als Ökotope herausgestellt. Die großen Dagalen dagegen mit einer ökologischen Untergliederung sind reine Physiotope, die sich in dieselben Ökotope wie die Lavaströme oder das alte Lavaterrain untergliedern lassen, je nachdem ob Lava, Pyroklastika oder Lavasande dominieren.

5.2.2.6 Der Schweißschlacken-Physiotop (O)

Die Schweißschlackenkegel und -wälle sind meistens recht kleine Formen (Ausnahme: die beiden Kegel der I due Pizzi), die relativ vergänglich sind. Die physikalische Verwitterung und die Zuschüttung durch Lockermaterial lassen diese Physiotope

bald verschwinden. Die Steilheit der Formen und die Härte der Schweißschlacken ermöglichen kaum eine Vegetationsansiedlung. Nur zwischen den Schweißschlackenwällen, wo sich Feinmaterial ansammelt, tritt schnell eine Ansiedlung höherer Pflanzen ein, wie z.B. bei den Schweißschlackenwällen der Eruption von 1865, wo die Birken schon Fuß gefaßt haben. Folgende Ökotop-Gruppen lassen sich ausgliedern:

- 0₁ ohne Vegetation und Bodenbildung
- 0₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- 0₃ Wallzwischenraum mit Buschstadium auf Ranker.

5.2.3 Die kennzeichnenden Physiotope der alten Lavaterrainlandschaften und ihre Gliederung nach Ökotop-Reihen

In den Teillandschaften des alten Lavaterrains lassen sich aufgrund der dominierenden Gesteinsart und dem Grad der Erosion und Akkumulation die folgenden Landschaftstypen (Physiotope) finden:

- 1. Lavaerosionshänge (M)
- 2. Pyroklastikaerosionshänge (P)
- 3. Akkumulationsflächen (A)
- 4. Alte Lava (Sciara vecchia) (Z)
- 5. Lavasandhänge (R)

Zwischen den beiden Physiotopentypen der Lavaerosions- und Pyroklastikaerosionshänge ist keine lineare Grenze zu ziehen. Während im ersten Physiotop Lavaschutt und -grus als Bestandteil des bodenbildenden Materials gemischt neben Pyroklastikamaterial vorliegt, aber doch durch die Erosion herauspräparierte Lavaresten und Tuffe dominieren, treten diese Lavaresten im Physiotop der reinen Pyroklastikahänge stark zurück. In diesem Grenzbereich, wo der Lavaschutt noch stark dominiert, haben wir am Beispiel eines Landschaftsprofils eine ökologische Gliederung erarbeitet (Kartenbeilage Nr. 6, Profil unterhalb der Serra delle Concazze).

Die Physiotope der alten Laven und der Lavasandflächen, die in den unteren Regionen am Ätna vorherrschen, sind als Grenzphysiotope zu sehen, zwischen denen, je nach dem Grad der Verschüttung und Verwitterung, alle Übergangstypen vorliegen. Der Physiotyp der alten Lava, mit dem wir alle im unteren Bereich liegenden, nicht datierten, in den Stromgrenzen verwischten Laven bezeichnen, steht im Gegensatz zu dem linear begrenzten Lavastromphysiotyp und entwickelt sich aus diesem. Die Lavaerosions- und Pyroklastikaerosionshänge sind Physiotope der oberen Regionen, wo die linienhafte Erosion sehr stark ist. Die alten Laven und die Lavasandflächen sind Physiotope der unteren Regionen, wo die Erosion wesentlich geringer ist. Ökoprogessive Einheiten sind bei den Physiotypen des alten Lavaterrains nur in zwei Fällen gegeben. Einerseits sind die von den Schlammströmen geschaffenen Formen Ansatzpunkt für eine Neubesiedlung durch die Vegetation. Zum anderen können bei einem Ausbruch neu geschaffene Pyroklastikaflächen, die die alte Vegetation und die Böden begraben haben, der Ausgang für eine ökologische Neuentwicklung sein.

5.2.3.1 Der Lavaerosionshang-Physiotyp (M)

Die Lavaerosionshänge sind beschränkt auf die steilen Abhänge unterhalb der Pizzi Deneri und der Punta Lucia. Hier werden die Laven und Tuffe des Untergrundes stark erodiert. Hinzu kommt noch, da in diesen Höhenlagen starke physikalische Verwitterung herrscht, die Zertrümmerung und Vergrusung des Gesteins. So konnten wir z.B. unterhalb der Pizzi Deneri eine stark vergrusende Lava beobachten. Die ganze Umgebung dieses Lavarestes war von Lavagrus bedeckt. In beiden untersuchten Gebieten wird die sonst am Ätna feststellbare klimatische Grenze der Stufe des Rumici-Anthemidetums gegen die Stufe des Astragaletums, welche bei etwa 2550 m liegt, durch die Steilheit des Terrains und durch die damit verbundene sehr starke Beweglichkeit des Bodenmaterials teilweise bis auf 2250 m

heruntergedrückt. Nur vereinzelte Polsterstreifen ziehen sich auf günstigen Standorten höher hinauf. Der hauptsächlich modifizierende Faktor dieses Physiotops ist also die Erosion. Die Ökotop-Reihen der Lavaerosionshänge sind die folgenden:

Die Lava- und Tuffreste (Ml und Mt)

Die Lava- und Tuffreste sind durch die Abtragung aus dem Hang herauspräparierte Teile von Laven oder Tuffbänken. Die Lava-reste tragen keine oder nur eine dünne Lockermaterialdecke, auf der noch maximal Ranker als Bodentyp auftreten kann. Auf einigen Lavaresten unterhalb der Serra delle Concazze fanden wir auch Braunerde-Ranker, die wahrscheinlich durch die starke chemische Verwitterung in diesem Bereich, wo saure Regen vorkommen, bedingt sind. Die Tuffreste lassen infolge ihrer starken Verhärtung und ihrer rundhöckerartigen Verwitterungsform keine Feinmaterialauflage zu. Sie sind daher frei von Vegetation und Bodenbildung.

- Ml₁ ohne Vegetation und Bodenbildung
- Ml₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ml₃ mit mehr oder weniger geschlossener Kräuter- und Gräserdecke auf Ranker bis Braunerde-Ranker
- Mt ohne Vegetation und Bodenbildung

Die Lavaschutthänge (Mp)

Die Lavaschutthänge bestehen aus Lava- und Tuffverwitterungsmaterial, welchem ein unterschiedlich großer Pyroklastikaanteil beigemischt ist. Je nach Hangneigung wird das Material mehr oder weniger stark bewegt. In Abhängigkeit von der Höhenstufe und der Hangneigung sind alle Bodenentwicklungsstadien bis zur Polsterbraunerde möglich. Wir konnten auf Lavaschutthängen im Gebiet unterhalb der Pizzi Deneri unter Pioniervegetation braune Bänder im Boden beobachten, die wahrscheinlich durch die stärkere chemische Verwitterung bedingt sind (saurer Regen).

- Mp₁ ohne Vegetation und Bodenbildung
- Mp₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Mp_{2b} mit Pionierpflanzen auf Rohboden, der durch Eisenanreicherungs**ä**nder charakterisiert ist
- Mp₃ geringe Abtragung oder Akkumulation mit Astragaletum auf Ranker
- Mp₄ mit Astragaletum auf Polsterbraunerde.

Die Erosionsrinnen (Me)

Die Erosionsrinnen durchziehen in sehr gro**ß**er Zahl die steilen Hänge. Es sind schmale kerb- bis muldentalähnliche Rinnen. (s.S.103 unter Pe)

- Me₁ ohne Vegetation und Bodenbildung
- Me₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden.

5.2.3.2 Der Pyroklastikaerosionshang-Physiotop (P)

Die Lavaerosionshänge gehen nach unten zu in die Pyroklastikaerosionshänge über. Diese Hänge sind weniger steil, aber die Erosion ist trotzdem noch ein entscheidender Faktor. Das Pyroklastikamaterial dominiert gegenüber den aus dem Untergrund herauspräparierten Laven. Dieser Physiotop ist der neben den Lavastromphysiotopen dominierende Typ der oberen Höhenstufen, der von der Stufe des Rumici-Anthemidetums bis hinunter in die Quercion pubescentis-Stufe reicht. Dies zeigt, daß aufgrund der starken klimatischen Unterschiede, die sich in Vegetation und Boden äußern, eine gro**ß**e Mannigfaltigkeit der Ökotope vorliegt. Wir werden deshalb den Formationsbegriff für die Ausgliederung der Ökotope verwenden, die nach Ökotop-Reihen geordnet sind.

Die Pyroklastikarücken (Pr)

Die Pyroklastikarücken sind zwischen den Erosionsrinnen stehengebliebene langgezogene Ökotope, die vorwiegend aus Pyroklastikamaterial über verschieden tief im Untergrund liegenden Lavaresten bestehen.

- Pr₁ mit Pionierpflanzen auf Rohboden (Stufe des Rumici-Anthemidetums)
- Pr₂ steil, mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke (auch Astragaletum) auf Ranker
- Pr₃ mit Niederwald oder Wald (auch Astragaletum) auf Braunerde, im unteren Areal des Vorkommens auch Kulturen tragend.

Die Pyroklastikahänge (Ph)

Die Pyroklastikahänge sind Ökotope, die nicht durch linienhafte Erosion gegliedert sind. Je nach Steilheitsgrad findet eine flächenhafte Abtragung statt oder es überwiegt die Akkumulation.

- Ph₁ Stufe des Rumici-Anthemidetums mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ph₂ steil, mit mehr oder weniger geschlossener Vegetationsdecke aus Kräutern und Gräsern (auch Astragalus) auf Ranker
- Ph₃ mit Niederwald oder Wald (auch Astragaletum) auf Braunerde, im unteren Areal teilweise durch Kulturen eingenommen.

Die Erosionsrinnen (Pe)

Sie haben einen muldental- bis kerbtalähnlichen Querschnitt und liegen die meiste Zeit des Jahres trocken. Nur nach der Schneeschmelze und nach starken Regenfällen sind sie für kurze Zeit Abflußrinnen. Wird durch die Rinnen eine Lava heraus-

präpariert, so wird sie zerschnitten, und es entstehen Stufen im Bett der Erosionsrinnen, die laufend weiter zurückverlegt werden. In flacheren Teilen der Erosionsrinnen wird das Lockermaterial akkumuliert. Bei stärkerer Wasserführung kann das akkumulierte Material wieder zerschnitten werden, so daß sich niedrige, für kurze Zeit beständige Akkumulationsterrassen finden lassen. Da diese kleinen Terrassen nur sehr kurzlebige Mikroformen sind, werden sie von uns nicht als eigene Einheit ausgeschieden (Abb. 17).

- Pe₁ ohne Vegetation und Bodenbildung
- Pe₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Pe₃ mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke auf Ranker.

Die Erosionsnischen (Pn)

Die Erosionsnischen sind Ökotope, die nur im Bereich der beiden Höhenstufen des Rumici-Anthemidetums und des Astragale-tums vorkommen. In diesen beiden Höhenstufen kann die Erosion wegen der kaum vollständig geschlossenen Vegetationsdecke immer wieder neu ansetzen. Aber auch die Windrichtung wird bei der Entstehung dieser Nischen eine wesentliche Rolle spielen (Windriß). Die Erosionsnischen sind halbrunde Mulden, die nach unten zu entweder unregelmäßig begrenzt sind oder in Erosionsrinnen übergehen. Da bei den jungen Formen durch die Erosion die Astragaluspulster und damit auch die A-Horizonte der Pulsterbraunerden zerstört und abgetragen werden, bleibt der B_v-Horizont meist noch erhalten, der dann von einer dünnen Schicht aus Pyroklastika und Bodenmaterial bedeckt ist. Bei den älteren Formen, die sich am Anfang einer Erosionsrinne finden lassen, ist auch der B_v-Horizont abgetragen worden.

- Pn₁ junge Erosionsnischen mit einzelnen Pionierpflanzen und Pulsterresten auf verbrauntem Unterboden
 - Pn₂ mit Pionierpflanzen auf Rohboden.
-

Die Landschaftsentwicklung bei den Pyroklastikaerosionshängen läßt sich aufgrund unserer Beobachtungen folgendermaßen angeben: in einem von Vegetation (z.B. Astragaletum) relativ dicht besiedelten Pyroklastikahang entstehen durch die Erosion (Windriß) eine oder mehrere Nischen. Das Astragaletum wird zerstört, und es bildet sich bei fortschreitender Erosion eine Erosionsrinne. Durch Pionierpflanzen wird das Bodenmaterial wieder gefestigt. Junge Astragaluspflanzen gedeihen innerhalb der Erosionsrinnen, halten das Bodenmaterial fest und wachsen mit fortschreitender Akkumulation wieder von Flachpolstern zu Halbkugelpolstern heran. D.h. die Form der Polster, ob flache oder halbkugelige Polster des Astragalus, ist ein Indikator für den Grad der Erosion und Akkumulation. So konnten wir an vielen Stellen in alten Erosionsrinnen flache Polster über einer Rankerbildung beobachten, wo kein Zeichen einer linienhaften Erosion mehr zu erkennen war. Wenn die Polster lange genug gewachsen sind, setzt die Zerstörung von neuem ein.

5.2.3.3 Der Akkumulationsflächen-Physiotop (A)

Akkumulationsflächen bilden sich überall dort, wo die Reliefenergie nicht mehr ausreicht, das Lockermaterial zu transportieren. Da solche Zonen mit sehr geringer Reliefenergie ursprünglich erst am Fuß des Ätna gegeben sind, Akkumulationsflächen aber in viel höheren Lagen beobachtet werden können, mußte nach Gründen zur Entstehung dieser Flächen gesucht werden. So wurde einmal festgestellt, daß Akkumulationsflächen häufig oberhalb von Kraterkegeln liegen, d.h. daß die Kraterkegel bei geeigneter Lage das antransportierte Lockermaterial hinter sich aufstauen. Dies beobachtet man z.B. bei den Mti. Sartorio¹⁾, M. Baracca, M. Scavo (Westseite), M. Vetore und

1) Oberhalb der Mti. Sartorio (Ausbruch 1865) wurde von uns ein akkumulierter Betrag von 60 cm gemessen. Unter dieser in 100 Jahren entstandenen Akkumulationsschicht, in die auch das bei der Entstehung selbst ausgeworfene Material mit einbezogen werden muß, lag der A_{II}-Horizont des alten Bodens von vor 1865.

M. Serra Pizzuta Calvarina. Aber auch Lavaströme können bei bestimmten Reliefverhältnissen eine Akkumulation an ihrer bergseitigen Flanke bewirken. So sind z.B. die Ausgänge des Valle del Tripodo, des Valle degli Zappini und des weiter östlich herunterkommenden Valle durch die Lava von 1792 verschlossen. In den drei Talausgängen kommt es deshalb zur Bildung von Akkumulationsflächen. Für die Bildung der großen Akkumulationsfläche der Piano Provenzana ist die Lage unterhalb einer Stufe entscheidend. Entsprechend ihrem Alter und der damit möglichen Neueinschneidung in das bereits abgelagerte Material können wir innerhalb einer Akkumulationsfläche Aufschüttungs- und ein Erosionsniveau unterscheiden.

- A₁ Akkumulationsniveaus mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- A₂ Akkumulationsniveaus mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke und Gräserdecke auf Ranker
- A₃ Erosionssohlen durch junge Einschneidung in ältere Niveaus mit vereinzelt Pionierpflanzen.

5.2.3.4 Der Alte_Lava-Physiotop (Z)

Mit alter Lava bezeichnen wir die sehr alten Lavaströme, deren Grenzen sich nicht mehr erkennen lassen. In diesem Physiotop herrscht flächenmäßig die alte Lavoberfläche vor. In den Muldenlagen ist eine Anschwemmung von Feinmaterial erfolgt, die verschiedene Mächtigkeit erreichen kann. Die Lava selbst ist recht gut verwittert. Die Bodenbildung ist maximal Braunerde-Ranker. In den Muldenlagen liegt Braunerde vor. Von diesem Grenzphysiotop bis zu dem anschließend zu besprechenden Physiotop der Lavasandflächen lassen sich alle Übergänge feststellen. Zu einer genaueren Festlegung von Übergangstypen ist eine flächenmäßige Kartierung des Gesteins und der Bodenbildungsstadien vorzunehmen. Man könnte dann an Hand der Flächenanteile die Typen ausscheiden.

Gute Beispiele für Physiotope der alten Laven sind die nordwestlichste Lava des Ätna (wahrscheinlich vom M. la Nave)

und die sogenannte "Lava Zingari".

Die Ökotope dieses Physiotoptyps entsprechen denen der Lavastromphysiotope, wobei allerdings nur die älteren Stadien in Frage kommen. Vorherrschende Bodentypen sind Ranker und Braunerde-Ranker.

5.2.3.5 Der Lavasandhang-Physiotop (R)

Die Lavasandflächen stellen das Endstadium der Entwicklung auf dem vulkanischen Terrain in den unteren Regionen des Ätna dar. Es sind die Gebiete, in denen die Erosion auf Grund der Durchlässigkeit des Materials und der geringen Steilheit der Hänge nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Das bodenbildende Substrat ist ein Gemisch aus Pyroklastika- und Lavaverwitterungsmaterial, das wir als Lavasand bezeichnen wollen. Die eigentlichen Lavaoberflächen liegen in unterschiedlichen Tiefen, nur ganz vereinzelt steht noch ein Rest einer alten Lava an der Oberfläche an. Ohne den Einfluß des Menschen würden dichte Wälder auf Braunerde gedeihen. Sie sind nur noch in wenigen Resten erhalten, da der allergrößte Teil dieses Areals in Kultur genommen worden ist. Deshalb lassen sich auch heute so gut wie keine Ökotope mehr ausscheiden, wenn man von den wenigen Lavaresten absieht.

5.2.4 Die junge Lavastromlandschaft des Südens und ihre Physiotope als Beispiel eines Sektors mit jüngeren Lavaströmen

Die Grenzen dieser Teillandschaft sind im Westen die Laven von 1780 und des M. Arso, im Süden die Grenze des vulkanischen Terrains, im Osten eine gedachte Linie zwischen den Bruchstufen von Barriera, Trecastagni und oberhalb Zafferana und im Norden die Serra Solfizio und ihre Verlängerung über die Montagnola hinaus bis zur Lava von 1780. Dazwischen schiebt sich

von Süden noch eine Teillandschaft des Alten Lavaterrains zwischen die Laven des M. Sona und von 1669 ein. Sie reicht bis zum M. Leo hinauf (Abb. 8).

Die Teillandschaft wird beherrscht von der großen Zahl der Lavaströme mit fest umrissenen Grenzen. Die ältesten dieser Ströme sind bis auf wenige Ausnahmen schon wieder unter Kultur genommen. Doch nicht allein das Alter einer Lava ist für die Ansiedlung von Vegetation und die Inkulturnahme entscheidend, sondern auch die Oberflächenbeschaffenheit und der Grad der Lockermaterialauflage. So ist zum Beispiel die Lava des M. Sona, die wahrscheinlich 1169 geflossen ist, wesentlich weniger verwittert als die Lava von 1444, die schon stark genutzt wird.

Von der Stufe des Rumici-Astragalion siculi (mediterrane Gebirgsstufe) bis hinunter in die Stufe des Oleo-Ceratonions erstreckt sich die Teillandschaft durch alle Höhenstufen. Abgesehen von den naturnahen Astragaleten und Pineten sind jedoch die natürlichen Pflanzengesellschaften vom Menschen völlig zerstört oder stark degradiert. Die Castaneten sind als Ersatzgesellschaften dem Quercion pubescentis zuzuordnen.

Wie sich die Physiotope, die wir im folgenden beschreiben, in der Teillandschaft anordnen, läßt sich der Physiotopen-Karte (Kartenbeilage Nr. 2) entnehmen, die u.a. einen Ausschnitt aus der Teillandschaft zeigt.

Lavaströme

Der älteste noch erkennbare Lavastrom ist der des M. Arso. Er muß in vorhistorischer Zeit entstanden sein, denn der Aquaedukt des Marcellus (etwa 212 v.Chr.) wurde auf dieser Lava erbaut. Nur im obersten Bereich zeigt die Lava noch einen geringen Grad der Verwitterung, weiter unten ist sie schon teilweise kultiviert. Nach dem Grad der durchschnittlichen Bodenbildung kann man sie als Lavastrom Typ IV einordnen.

Der Lavastrom des M. Sona ist wahrscheinlich 1169 geflossen. Er ist in seinem oberen Teil von den Laven von 1536, 1780 und 1910 bedeckt. Trotz seines relativ hohen Alters ist er, bedingt durch seine Oberflächenbeschaffenheit, erst schlecht verwittert. Die durchschnittliche Bodenbildung auf diesem Strom liegt beim Ranker. Die Vegetation ist bis zum Genista-Stadium und im unteren Bereich bis zum Spartium-Stadium (offene Garigue) fortgeschritten. Es ist ein Lavastrom vom Typ IV. Die Lavaströme von 1408 und 1444, als deren Ursprungsorte der M. Piniteddu und der M. Serra Pizzuta Calvarina angesehen werden, können, da sie etwa gleichen Alters und gleicher Zusammensetzung sind, nicht in ihrem ganzen Verlauf genau getrennt werden. Sie sind schon sehr stark verwittert und deshalb vom Menschen genutzt worden. Man kann sie als Typ V einordnen, da die Bodenentwicklung schon bis zur Ranker-Braunerde fortgeschritten ist. Der Lavastrom von 1536 ist nur noch nahe seinem Ursprung und abwärts auf dem Strome vom M. Sona erhalten. Die anderen Teile sind von den Laven von 1780 und 1910 bedeckt worden. Er kann als Typ IV angesehen werden.

Der Lavastrom von 1537 ist ebenfalls nur noch in kleinen Resten im Oberlauf und in einem größeren Teil unterhalb Nicolosi erhalten. Die Laven von 1766, 1886, 1892 und 1910 bedecken einen großen Teil seines Areals. Östlich vom M. Capriolo bis hinunter zum M. Ardicazzi liegt der Lavastrom an der Oberfläche. Weiter unten sind erst wieder die zwei Dagalen oberhalb des M. Fusara diesem Strome zuzuordnen. Östlich von ihnen tritt der Lavastrom von 1537 unter der Lava von 1886 hervor und zieht sich bis fast nach Mascalucia hinunter, teilweise die Lava von 1444 bedeckend, teilweise heute von der Lava von 1669 bedeckt. Der Ort Nicolosi ist zum großen Teil auf dem Strom von 1537 erbaut worden. Nach seinem Vegetations- und Bodencharakter ist diese Lava als Typ IV einzuordnen. Der Lavastrom von 1634/36 besteht zu seinem größten Teil aus Schollenlava. Er kommt vom Außenhang der Serra Solfizio und wird streckenweise von den Laven von 1766, 1792, 1886 und 1892 bedeckt. Ein kleiner Arm dieser Lava reicht nach Osten

bis Pisano hinunter. Der Lavastrom ist von einem offenen Genista-Busch auf Ranker besiedelt und kann als Typ III angesehen werden (Abb. 22). Ein kleiner Lavastrom vom Monterello bis zu den Tre Monti wird ebenfalls ins Jahr 1636 gesetzt. Er wird entsprechend seiner Bodenentwicklung bis zum Braunerde-Ranker als Typ IV eingeordnet.

Der sehr große Lavastrom von 1669 kommt von den Mti. Rossi und erstreckt sich in drei Armen weit hinunter. Ein Arm erreicht zwischen Misterbianco und Paterno die Grenze des vulkanischen Terrains und ein zweiter Arm das Meer bei Catania. Ein Teil der Stadt ist auf dieser Lava erbaut. Die Lava von 1669 hat in Abhängigkeit von ihrer Oberflächenbeschaffenheit einen sehr unterschiedlichen Vegetations- und Bodencharakter. Sie stellt einen Übergangstyp zwischen II und III dar. Weite Teile tragen das Spartium-Stadium, andere nur das Rumex-Crassula-Stadium.

Die Lava von 1763 hat ihren Ursprung in der Montagnola. Durch die Auswurfmassen und Laven der späteren Ausbrüche ist sie verschüttet worden. Nur ein kleiner Rest läßt sich knapp unterhalb der Montagnola unter einer Pyroklastikaschicht erahnen.

Der Lavastrom von 1766 von den Mti. Calcarazzi o Corvo ist ebenfalls weitgehend von den Ausflußmassen der Jahre 1886 und 1892 bedeckt. Östlich der Mti. Silvestri bis zum M. Serra Pizzuta Calvarina ist diese Lava bis zu ihrem Untertauchen unter der Lava von 1892 noch zu erkennen, wird aber von den Lapilli und Aschen der Mti. Silvestri bedeckt. Erst unterhalb des M. Albano erscheint wieder ein Arm der Lava, der oberhalb des M. Serra endet. Die Lava trägt im Oberlauf das Rumex-Scrophularia-Stadium und im Unterlauf das Rumex-Helichrysum-Stadium auf Rohboden. Sie ist demnach als Typ II anzusehen. Die Lava von 1780 kommt aus einer Spalte beim M. Nero und fließt bis hinunter auf die Lava des M. Sona bei der Grotta d'Angela. Während der Strom im oberen Areal kaum Vegetation trägt (Abb. 24), hat sich im unteren Bereich das Rumex-Helichrysum-Stadium angesiedelt. Da jedoch flächenmäßig die

Pionierpflanzen überwiegen, können wir diese Lava als Typ II betrachten.

Der Lavastrom von 1792 entspringt einer Bocca am Außenhang der Serra Solfizio, bedeckt teilweise die Lava von 1634/36 und erstreckt sich in Richtung Osten bis nahe Zafferana. Ein kleiner Lavastrom derselben Eruption fließt aus einer eigenen Bocca nur eine kurze Strecke westlich vom großen Hauptstrom und hat schon nach etwa 1000 m sein Ende erreicht. Der Oberlauf des Hauptstromes ist bar jeder Vegetation, den Mittel- und Unterlauf beherrscht das Rumex-Scrophularia-Stadium, und den Unterlauf bedeckt eine offene Pseudo-Garigue. Dementsprechend läßt sich auf Grund der mittleren Vegetationsbedeckung diese Lava als Typ II bezeichnen. Vom M. Gemellaro kommt der Lavastrom von 1886. Er ist im Oberlauf völlig von der Lava von 1892 bedeckt, tritt erst am M. Guardirola unter der jüngeren Lava hervor und zieht sich dann hinunter bis zu den Mti. Rossi. Erst wenige einzelne Pionierpflanzen haben von dieser Lava Besitz ergriffen (Typ I).

Der zweitjüngste Lavastrom dieser Teillandschaft ist der der Mti. Silvestri aus dem Jahre 1892. Er reicht fast bis zum M. Nicola. Wegen seiner äußerst geringen Vegetationsansiedlung ist er als Typ I zu rechnen, ebenso wie der Lavastrom von 1910, der sich von einer Reihe kleiner Kegel beim M. Castellazzo beinahe bis zur Lava von 1669 hinunterzieht.

Kraterkegel

Die neben den Lavaströmen auffallenden Physiotope sind die Kraterkegel verschiedensten Alters und unterschiedlicher Gestalt. Um alle diese Kegel in Abhängigkeit von ihrem Alter in eine zeitliche Reihe einordnen zu können, müßten genaue Bodenuntersuchungen gemacht werden. Nur bei einigen dieser Kegel haben wir solche Untersuchungen durchgeführt. Jedoch können wir bei einzelnen Kegeln, auf Grund von Literaturstudien (W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN, 1880), das etwaige Ent-

stehungsdatum angeben, das noch durch Untersuchungen der jeweiligen Bodenentwicklung zu bestätigen wäre.

Der Mompilieri ist wahrscheinlich der Kegel, der bei einem Ausbruch im Jahre 693 v.Chr. entstand. Es folgen der M. Arso 426 v.Chr. und der Mompeloso 252 n.Chr. Danach klafft eine große Datierungslücke. Erst wieder der M. Sona ist der Eruption von 1169 zuzuordnen, was auch mit unseren Bodenuntersuchungen (Braunerde-Ranker) bestätigt sein könnte. Ebenso ist beim M. Sera Pizzuta Calvarina das Jahr 1444 wahrscheinlich (Ranker). Der M. Nero südlich der Mti. Silvestri dürfte der Ausgangspunkt der Lava von 1537 sein, während der M. Faggi mit dem M. Giacca zur Eruption von 1536 gehören. 1669 sind die Mti. Rossi, 1763 die Montagnola, 1766 die Mti. Calcarazzi, 1886 der M. Gemellaro, 1892 die Mti. Silvestri und 1910 die Kraterkegelreihe östlich des M. Castellazzo entstanden.

Auf Grund ihrer Gestalt lassen sich alle Kegel unseren Typenreihen zuordnen:

a. Grundformenreihe

Normalkegel: Mompilieri, M. Rinazzi, M. Difeso, M.S. Nicola, M. Fusara, M. Ilice, M. Arcimis, M. Nero.

Sattelkegel: Mti. Rossi, M.S. Leo (Abb. 20), M. Arso.

Halbmondkegel: M. Monaco, M. Grosso, M. Gervasi, M. Concilio, M. Capriolello.

Asymmetrische Kegel: M. Vetore (Abb. 20), Mti. Silvestri, Mompeloso, M. Parmentelli, M. Serra Pizzuta Calvarina.

Doppelwall-Kegel: Kegel des Ausbruchs von 1536 südlich vom M. Giacca (von SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN M. Pini-teddi genannt).

Hangkegel: Montagnola (Abb. 22), M. Solfizio (Abb. 22), M. Pecoraro, M. Pomiciaro.

Kegel mit Einbruchsschacht: M. Giacca, M. Salto del Cane, M. Capriolo.

b. Abtragungsreihe:

Normaltyp: Mti. Silvestri, Mti. Calcarazzi, M. Urna,
M. Ilice, Mti. Rossi, M.S. Leo u.a.

Abtragungstyp I: M. Arso, M. Difeso, M. Vetore (Abb. 20),
M. Concilio u.a.

Abtragungstyp II: M. la Nave, M. Castellazzo (Abb. 20),
M. Rinatura, M. Troina u.a.

Abtragungstyp III: M. Torcicoda, M. Croce, M. Po,
M. Cicirello.

c. Lavaeinebnungsreihe:

Einebnungstyp I: Mompilieri, M. Albano, M. Grosso,
M. Gemellaro u.a.

Einebnungstyp II: M. Ardicazzi

Einebnungstyp III: M. Stempato, M. Cervo, Mti. Piniteddu,
M. Zachinello, M. Magaro, M. Guardirola u.a.

Die Vegetationsansiedlung und Bodenbildung auf allen diesen Kegeln steht in Abhängigkeit von ihrem Alter, ihren Hangneigungen und der jeweiligen Höhenstufe, in der sie liegen. Auch expositionelle Unterschiede wirken mit. In den einzelnen Höhenstufen sind die Kegel entsprechend den von uns aufgestellten Vegetationsstadien, die mit Bodenstadien übereinstimmen, in eine Reihe zu bringen. Als Beispiel soll folgende Reihe gelten:

Mti. Silvestri, 1892 entstanden, mit dem Rumex-Scrophularia-Stadium auf Rohboden

M. Serra Pizzuta Calvarina, 1444, mit dem Genista aetnensis-Stadium auf Ranker (Abb. 22)

M. Salto del Cane mit dem Genista aetnensis-Stadium (Degradation) auf Ranker-Braunerde

M. la Nave mit dem Pinus laricio-Stadium auf durchschlämmter Braunerde.

Häufig ist jedoch die natürliche Vegetation gestört oder vernichtet worden. In den oberen Höhenstufen sind die Kraterkegel teilweise aufgeforstet (z.B. M. Vetore), in den unteren Stufen dagegen werden die Hänge der Kegel genutzt (z.B. Weinkulturen auf dem Mompilieri).

Pyroklastikaerosionshänge

Zwischen den Physiotopten der Lavaströme und Kraterkegel liegen die Pyroklastikaerosionshänge. Sie treten jedoch in ihrer Flächenausdehnung gegenüber den dominierenden Lavaströmen zurück und nehmen nur an den Rändern der Teillandschaft ein größeres Areal ein. Die Pyroklastikaerosionshänge liegen im oberen Bereich der Teillandschaft, wo noch große Mengen an Lapilli und Aschen bei häufigen Eruptionen anfallen. Das Pyroklastikamaterial wird in den Erosionsrinnen nach starken Regengüssen und nach der Schneeschmelze abwärts transportiert. Alte Laven werden durch die Erosion an günstigen Stellen freige-spült. Doch treten diese Lavareste gegenüber den Pyroklastika-hängen zurück. Nur zwischen dem M. Nero degli Zappini und den Mti. Silvestri tritt eine sehr alte Lava in stärkerem Maße an die Oberfläche.

Ein Pyroklastikaerosionshang erstreckt sich zwischen den Laven von 1780 und 1910 und reicht von dem Piccolo Rifugio bis zum M. Elice hinunter. Der Hang wird im oberen Teil von einem Astragaletum auf Polster-Braunerde (Abb. 20) eingenommen, nach unten zu tritt immer mehr *Genista aetnensis* auf. In der Nähe der Gran Albergo Etna ist der einzige *Pinus laricio*-Wald auf durchschlammter Braunerde dieser Teillandschaft erhalten geblieben. Oberhalb des M. Faggi findet man die Reste eines *Fagetum siculum*, welches sehr stark degradiert ist. Unterhalb dieser beiden Waldreste schließen sich *Genista*-Buschwälder und Kastanien-Haine auf submediterraner Braunerde an. Sie treten hier an die Stelle des *Quercus pubescens*-Waldes. Zwischen den Laven von 1910 und 1892, bzw. 1537 liegen zwei

Physiotope dieses Typs. Der obere Pyroklastikaerosionshang zieht sich von der Montagnola bis zum M. Capriolello hinab. Hier tritt die oben erwähnte alte Lava stärker an die Oberfläche. Der Hang ist von tiefen Erosionsrinnen zerfurcht und trägt ein typisches Astragaletum, das nach unten in ein artenreicheres Astragaletum und schließlich in einen Genista-Buschwald übergeht. Auf diesem Physiotop herrscht eine starke Umlagerung des Bodenmaterials. Dies wird bewiesen durch die Polyböden, die man hier finden kann. Ein von uns aufgegrabenes Bodenprofil zeigte über zwanzig Horizonte und Schichten. Der untere Pyroklastikaerosionshang reicht vom M. Capriolello bis zum M. Rinazzi hinunter. Er ist bedeckt von Kastanien-Hainen und Kulturen auf submediterraner Braunerde.

Am Abhang der Serra Solfizio liegen zwischen der Montagnola und der Bruchstufe oberhalb Zafferana vier Pyroklastikaerosionshang-Physiotope. Der erste Physiotop erstreckt sich zwischen der Lava von 1763 und der Valle del Tripodo und schließt den Piano della Lepre mit ein (Abb. 22). In der Nähe der Montagnola trägt dieser Pyroklastikahang das Rumici-Anthemidetum aetnensis auf Rohboden, sonst ist ein Astragaletum vorherrschend. Nur auf dem Piano della Lepre findet man einen Genista-Buschwald auf typischer Braunerde. Die beiden nächsten Physiotope liegen zwischen der Valle del Tripodo, der Valle degli Zappini und der Valle del Turco. Sie sind in ihren oberen Teilen von Genista aetnensis, und in den unteren von Castanea sativa bewachsen. Der letzte Physiotop, zwischen der Valle del Turco und der erwähnten Bruchstufe, trägt im oberen Bereich einen Fagetum-Rest, der zu Buschwald degradiert ist. Nach unten anschließend reihen sich Genistabüsche und Kastanien-Haine.

Ein sehr großer Physiotop dieses Typs liegt südlich der Lava von 1634/36. Er reicht bis hinunter zu den Lavaströmen von 1408 und 1444 und wird im Osten von der Bruchstufe bei Tre-castagni begrenzt. Im oberen Bereich dieses Physiotops sind Kastanien-Haine auf submediterraner Braunerde, im unteren Teil Kulturen zu finden.

Einige kleinere Physiotope erstrecken sich zwischen den Armen der Lava von 1792 und tragen Kastanien.

Der Physiotope, der sich zwischen den Lavaströmen von 1780, des M. Arso und des M. Sona hinab zieht, läßt in seinem obersten Teil Reste einer sehr alten Lava an der Oberfläche erscheinen. Er trägt dort Kastanien-Haine, die nach unten in Wein- und Ölbaumkulturen übergehen.

Zwischen den Armen der Lavaströme von 1408, 1444, 1537 und 1669 liegen viele kleinere und größere Pyroklastikahänge, die sämtlich unter Kultur stehen.

In den vom Menschen unter Kultur genommenen Landschaftseinheiten der Pyroklastikaerosionshänge treten die Erosionsrinnen zurück, da der Mensch durch die Anlage von Terrassen die Erosion unterbindet.

Lavasandhänge und Alte Laven

An die Stelle der vorher besprochenen Pyroklastikaerosionshang-Physiotope treten im unteren Bereich der Lavastromlandschaft des Südens die Lavasandhang- und die Alten Lava-Physiotope. Da in diesen untersten Regionen kaum noch Pyroklastikamaterial durch Auswurf und Akkumulation anfällt, bildet nur das Verwitterungsmaterial der Laven (Lavasand) das Substrat für die Bodenbildung. Wie wir bereits im Kapitel 5234 dargelegt haben, sind zwischen beiden Physiotoptypen alle Übergänge vorhanden. So ist z.B. der Physiotope zwischen den Armen der Lava von 1669, der sich von Camporotondo bis nach Misterbianco hinunter erstreckt, einem dieser Übergangstypen zuzuordnen. Allerdings ist eine genaue Typisierung solcher Physiotope sehr schwer, da sie meist stark genutzt sind, die natürliche Vegetation völlig vernichtet ist und die Böden weitgehend verändert sind.

Dagalen

Unter den Dagalen-Physiotopen lassen sich zwei Gruppen ausscheiden. Einmal findet man Dagalen, die einen Lavastrom zugerechnet werden können und die Charaktereigenschaften dieses Stromes tragen. Zum anderen gibt es Dagalen, die den Pyroklastikahängen nahestehen. Dagalen der ersten Gruppe sind die Inseln der Lava von 1537 in den Strömen von 1892, 1886 und die von 1886 im Strome von 1892. Zur zweiten Gruppe zählen die vielen Dagalen mit Pyroklastikahabitus innerhalb der verschiedenen Lavaströme. Häufig liegen diese Dagalen auch am Fuße der von Lava eingeschlossenen Kraterkegel, wie z.B. dem M. Parmentelli, dem M. Zaccinello und dem M. Cervo.

Bocchen und Spalten

Bei diesen Physiotopen läßt sich ebenso wie bei den Kraterkegeln eine zeitliche Abfolge erkennen. Die Bocchen und Spalten der jüngeren Eruptionen tragen Pioniervegetation auf Rohboden (z.B. die Bocchen von 1780, 1792 und 1886). Die älteren Formen sind schon mehr oder weniger von Feinmaterial zuge-schüttet worden und tragen höheren Pflanzenwuchs auf Ranker oder Braunerde-Ranker (z.B. die von 1634/36 und 1536). Die ältesten Bocchen lassen sich im Gelände nur noch als Vertiefungen erkennen und sind an Hand von altem vulkanologischen Kartenmaterial (W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN, 1845) lokalisiert worden. In diesen Bocchen ist die Bodenbildung schon bis zur Braunerde fortgeschritten (z.B. bei den beiden Bocchen am Rand der Serra Solfizio).

Einbruchsschächte

Abgesehen von den Einbruchsschächten in einigen Kraterkegeln ist in dieser Teillandschaft nur ein einziger Einbruchsschacht zu finden, der bei der Eruption von 1892 entstanden ist und knapp westlich der Mti. Silvestri liegt. Er trägt auf seinem

Grund ein Rumici-Anthemidetum auf Rohboden und teilweise schon Astragalus auf Ranker.

Täler (Valle)

Fünf Physiotope dieses Typs gehören zur Teillandschaft. Drei von ihnen sind südexponiert, zeigen in der Vegetation und den Böden keinen Unterschied zwischen den beiden Talhängen und tragen Reste von Fageten und in ihren unteren Teilen Kastanien-Haine. Es sind die Valle del Tripodo, die Valle degli Zappini und die Valle del Turco. Die zwei anderen Täler, die Valle S. Giacomo und die Cava Secca, laufen in Westost-Richtung und zeigen einen unterschiedlichen Vegetationscharakter an ihren Hängen. Die nordexponierten Hänge tragen Fageten oder deren Reste auf typischer Braunerde, die südexponierten Kastanien, Arten des *Quercion pubescentis* und des *Quercion ilicis* auf submediterranean und mediterraner Braunerde. Die Talböden aller Täler, die mit von den Hängen herabgerollten Lavablöcken erfüllt sind, sind von Pioniervegetation bestanden.

Akkumulationsflächen

Bei den Akkumulationsflächen können wir gemäß unseren Ausführungen in Kapitel 5.2.3.3 zwei Gruppen unterscheiden: Akkumulationswirkung durch 1. Lavaströme und 2. Kraterkegel. Zur ersten Gruppe zählen die zwei Physiotope an den Talausgängen der Valle del Tripodo, degli Zappini und del Turco. Durch die Lava von 1792 werden hier die in den Tälern herantransportierten Lavaschutt- und Pyroklastikamassen zur Akkumulation gezwungen. Die so entstandenen Aufschüttungsflächen tragen das *Gemista aetnensis*-Stadium auf Ranker. Zur zweiten Gruppe gehören die Physiotope oberhalb des M. Vetore und des M. Serra Pizzuta Calvarina. Der Physiotop beim M. Vetore trägt ein ginsterreiches Astragaletum auf Ranker. Die Akkumulationsfläche beim M. Serra Pizzuta Calvarina ist erst jünger Entstehung.

Sie bedeckt einen Teil der Lava von 1766 und ist von Pionierpflanzen auf Rohboden und teilweise von Astragalus auf Ranker bewachsen.

5.2.5 Die übrigen Lavastromlandschaften

Während die Lavastromlandschaft des Südens von uns auf Grund einer größeren Kenntnis eingehender behandelt worden ist und deshalb als Beispiel gelten soll, werden die beiden anderen Lavastromlandschaften mehr schablonenhaft abgehandelt. Sie zeigen im Großen und Ganzen dasselbe Gefüge wie die schon behandelte Landschaft.

Die Lavastromlandschaft des Westens

Dieser Sektor (Teillandschaft) grenzt im Osten oben an die Zentralkraterkegellandschaft (Abb. 8) und reicht nach Westen bis zum Simeto hinunter. Die nördliche Grenze bilden die Lavaströme von 1949 und 1832, die südliche die Laven von 1763, 1651 und 1843.

Diese Landschaft besteht in der Hauptsache aus den Lavastrom-Physiotopen der genannten Eruptionen. Im oberen Teil kommen noch einige jüngere, leider undatierbare Laven hinzu. Hier sind auch einige Lavaerosionshang- und Pyroklastikaerosionshang-Physiotope am Aufbau der Landschaft beteiligt, die in der Kartenbeilage Nr. 3 teilweise dargestellt sind (s. auch Abb. 23). Im untersten Bereich der Teillandschaft liegen neben einem Lavasand-Physiotop einige landschaftsfremde Physiotope vor. Es sind drei Inseln aus tertiären Sandsteinen und Mergeln, die bei Bronte vom Lavaterrain eingeschlossen werden. In der größten dieser Sandsteininseln erheben sich der Pizzo Plumaria und der Pizzo la Colla. Zwischen den drei Inseln ragt der M. Barca, der am weitesten westlich vom Zentralkrater liegende Kraterkegel-Physiotop heraus. Die weiteren Kraterkegel-

Physiotope dieser Teillandschaft sind: M. Guardirazzi, M. Sca-vo, M. Pecoraro, M. Palestra, M. Fornello, M. Capre, M. Rosso, M. Mezza Luna, M. Arso, M. Nuovo, M. Ruvolo, M. Nunziata, M. Egitto, M. Lepre, M. Papatia und einige kleine namenlose Ke-gel.

Die Lavastromlandschaft des Nordens

Die Grenzen dieses Sektors sind im Süden die Teillandschaft des Zentralkraterkegels (Abb. 8), im Norden die Lavaströme der Jahre 1537, 1624¹⁾, 1947, 1879, 1646, 1911, im Westen die Ströme von 1838, 1759, 1537 und im Osten die Laven der Jahre 1566, 1923 und die sogenannte Pizzillo-Terrasse vom M. Ponte del Ferro bis hinauf zum Elliptischen Krater.

Die Lavastrom-Physiotope der Eruption von 1537, 1566, 1624, 1646, 1759, 1809, 1838, 1879, 1911, 1923 und 1963 dominieren in dieser Landschaft. Zu der Teillandschaft gehören Lavasand-hänge und Alte Laven ganz im Norden zwischen den Armen der Lavaströme der Jahre 1879, 1646, 1911 und 1923, der Pyrokla-stikaerosionshang-Physiotop zwischen den Laven von 1566 und 1923 und zahlreiche Pyroklastika- und Lavadagalen. Kraterke-gel-Physiotope sind: M. Dagalotto, M. Grigio, Mti. Deserti, I due Pizzi, M. la Vulpe, M. Pizzillo, M. Pernice, M. Caccia-tore, M. Frumento, M. Ponte di Ferro, M. Nero, M. Collabasso, M. Rosso, M. Corruccio, M. Pomiciaro, M. Santo und M. Dolce. In diese Teillandschaft gehören auch die zahlreichen Einbruchs-schächte, die im Verlaufe der Eruptionen von 1809, 1911 und 1923 entstanden sind.

Die Anordnung eines großen Teiles der Physiotope dieses Sek-tors ist in Kartenbeilage Nr. 3 dargestellt.

1) Dieser Lavastrom floß mehrere Jahre lang. Von verschiedenen Autoren werden unterschiedliche Daten angegeben, die von 1610 bis 1624 reichen. Wir benützen im weiteren Verlauf dieser Arbeit das Jahr 1624, ohne uns damit festlegen zu wollen.

5.2.6 Die Alte-Lavaterrain-Landschaft des Nordostens und ihre Physiotope als Beispiel eines Sektors mit Pyroklastika- und Lavaerosionshängen

Die Grenzen dieser Teillandschaft sind im Süden der Calderarand der Valle del Bove (Serra delle Concazze), im Westen die sogenannte Pizzillo-Terrasse und im Norden die Lavaströme von 1923 und 1566. Im Osten reicht die Landschaft bis an das Sandsteingebirge zwischen Castiglione und Piedimonte und an die Alluvionen bei Piumefreddo heran. Im Südosten bilden die Lava von 1651 und die Bruchstufen der Ripa della Naca, Ripa di Piscio und Ripa di Saldara die Grenze.

In dieser Teillandschaft dominiert das alte Lavaterrain bei weitem gegenüber den Lavaströmen. Es ist einer der Sektoren, in dem nur in sehr großen Zeitabständen Ausbrüche stattfinden. Wegen der Lage der Teillandschaft am Nordostabhang des Ätna fallen im oberen Teilgebiet saure Niederschläge. Auch der Aschenauftrag ist sehr groß.

Alle Höhenstufen vom Rumici-Anthemidetum aetnensis hinunter bis zum Quercion ilicis sind vertreten und abgesehen vom Quercion ilicis relativ gut erhalten. Ein Teil der Teillandschaft wird in der Physiotopenkarte (Beilage Nr. 3), der Ökopenkarte (Beilage Nr. 5) und in drei Landschaftsprofilen (Beilage Nr. 6) dargestellt.

Lavaerosionshänge

Die Physiotope dieses Typs liegen am steilen Außenhang der Serra delle Concazze. Hier werden durch die starke Abtragung alte Laven und Tuffe des Untergrundes angeschnitten. Die physikalische Verwitterung dominiert in diesem Bereich noch sehr und bereitet das anstehende Gestein auf. Das Wasser der starken Regengüsse und der frühsummerlichen Schneeschmelze transportiert das Verwitterungsmaterial in Erosionsrinnen abwärts. Die harten Tuff- und Lavaresten bleiben als Rücken zwischen den Erosionsrinnen stehen. Im oberen Teil der Physiotope

dominieren diese Reste, während weiter abwärts sich der Lava-verwitterungsschutt ansammelt. Auf den Lava- und Tuffrücken siedeln bedingt durch die Steilheit des Terrains, wegen des kühlen Klimas, der langen Schneebedeckung und der fehlenden tiefgründigen Feinmaterialauflage nur Arten des Rumici-Anthemidetums, denen die felsigen Boden liebende *Festuca levis* beigemischt ist. Erst auf den Lavaschutthängen weiter unten tritt das *Astragaletum* über Polsterbraunerde auf. Auch im Bereich der Stufe des *Astragaletum siculi* gedeiht *Festuca levis* auf den felsigen Lavaresten hervorragend. *Astragalus*-Polster wachsen nur dort, wo Sprünge in der Lava eine Ansiedlung ermöglichen und auch eine dünne Feinmaterialauflageschicht vorhanden ist. In der Buchenstufe liegende Lavareste tragen einen lichten Birkenbusch, in dem gelegentlich *Astragalus*, häufiger aber *Juniperus* vorkommen. Die Wurzeln dieser drei Pflanzen finden in den Klüften des felsigen Materials guten Halt.

Ein kleiner Lavaerosionshang-Physiotop liegt unterhalb der Lava von 1963 zwischen den beiden Armen der Lava von 1809. Der größte Physiotop dieses Typs zieht sich am westlichen Abhang der Serra delle Concazze zwischen der Lava von 1963 und den Bocchen der Eruption von 1928 bis fast zum M. Frumento delle Concazze hinunter. Ein nächster Physiotop schließt sich am gleichen Abhang östlich von den Bocchen von 1928 an und erstreckt sich bis zur Valle Serracozzo. Östlich dieser Valle ist ein weiterer Phytiotop dieses Typs zu verzeichnen. Zwei Lavaerosionshänge liegen als Dagalen innerhalb der Lavaströme von 1809 und 1963.

Pyroklastikaerosionshänge

Die Physiotope dieses Typs schließen sich an die vorigen Physiotope nach unten hin an. Die bei den Lavaerosionshängen vorherrschenden Lavareste und der Verwitterungsschutt treten in starkem Maße zurück und machen dem Pyroklastikamaterial

Platz. Die Pyroklastika stammen von alten und jungen Ausbrüchen in diesem Sektor.

Alle Höhenstufen von der Stufe des Rumici-Anthemidetum bis hinunter zur Stufe des Quercion pubescentis haben am Aufbau der Physiotope Anteil. Durch linienhafte, im oberen Teilareal auch durch flächenhafte Abtragung gliedern sich die Physiotope in Rücken und Rinnen. Gelegentlich sind Reste alter Lavaströme freigelegt und erheben sich einige Dezimeter bis Meter über das umgebende Pyroklastikaterrain. Die Erosionsrinnen sind zumeist schmal und verschieden tief in das Gelände eingemuldet oder eingeschnitten. Sie tragen an ihrem Grunde Pioniervegetation, in Fällen stärkerer Akkumulation auch getrennt stehende Astragaluspölster auf Ranker. Auf den Hängen der stärker eingetieften Rinnen gedeihen aber schon die Pflanzenarten des umgebenden Pyroklastikaterrains. In der Pinus laricio-Stufe sind es häufig die Buchen und die Birken, die an den feuchteren Rändern der Erosionsrinnen besser gedeihen. Die Stufe des Fagion silvaticae wird in der Umgebung des Rifugio Citelli fast ausschließlich von Betula aetnensis eingenommen. Nur selten sieht man einige Buchen. Vielleicht ist der in diesem Gebiet fallende saure Regen entscheidend für das bessere Gedeihen der Birken. Dagegen bildet im Bereich zwischen dem Piano Provenzana und dem M. Nero die Buche die Wald- und Baumgrenze. Innerhalb der Pyroklastikaerosionshänge liegen die größten und besterhaltensten Wälder des Ätna. Es sind dies die Pineta di Linguaglossa und die Pineta della Cufania.

Der größte Physiotop vom Typ der Pyroklastikaerosionshänge zieht sich vom Rand der sogenannten Pizzillo-Terrasse und von den Lavaschutthängen hinunter bis zur Contrada Mandra del Re. Er wird auf der Nordwestseite durch die Ströme von 1923 und 1566, und auf der Südostseite durch die Lava von 1865 begrenzt. Alle Höhenstufen bis zum Quercion pubescentis sind vertreten. Am Abhang der Pizzillo-Terrasse findet man das Rumici-Anthemidetum aetnensis auf Rohboden, während im südlichen Teil des

Physiotops die Abfolge mit dem Astragaletum auf Polsterbraunerde beginnt. Unterhalb des Astragaletums folgen im Norden die Reste eines Fagetums und ganz im Süden zwischen dem M. Corvo und dem M. Zappinazzo ein Birken-Buschwald, welcher hier das Fagetum vertritt. Beide Pflanzengemeinschaften gedeihen auf typischer Braunerde. Zwischen diesen beiden Resten des Fagion silvaticae fehlt diese Höhenstufe infolge Zerstörung. Nach unten schließt sich hier gleich der Pinus laricio-Wald (Pineta di Linguaglossa) auf durchschlammter Braunerde an, der bei etwa 1300 m in einen degradierten Quercus pubescens-Wald auf submediterraner Braunerde übergeht. Ein Teil der Pineta ist im Jahre 1956 abgebrannt. Auf der Brandfläche haben sich differenziert nach verschiedenen Standorten mehrere Pflanzengemeinschaften angesiedelt, die von G. di BENEDETTO, E. POLI und R. TOMASELLI (1963) untersucht worden sind. Der nächste Physiotop erstreckt sich vom M. Frumento delle Concazze zwischen den Strömen von 1865 und 1928 hinab bis zu den Bruchstufen der Ripe di Piscio, di Saldara und della Nacca. Astragaletum, Betula-, Pinus- und Quercus pubescens-Wälder sind hier vertreten.

Ein weiterer Physiotop zwischen dem Lavastrom von 1928 und der Valle Serracozzo hat noch Anteil an der Stufe des Astragaletum siculum, während die drei südlich der Valle Serracozzo sich anschließenden Pyroklastikahänge nur in den Stufen des Fagion, des Pinus laricio-Waldes und des Quercion pubescentis liegen. Alle vier Physiotope reichen bis an die Verlängerung der oben genannten Bruchstufen. Einige kleinere Physiotope dieses Typs sind die Dagalen in den Armen des Lavastromes von 1928.

Täler (Valle)

Zwei tief eingeschnittene, etwa West-Ost verlaufende Täler gehören zur Teillandschaft. Beide, die Valle Serracozzo und die Valle Rinatura, laufen in Erosionsrinnen aus und haben sich, wahrscheinlich tektonisch vorbedingt, in den steilen

Abhang der Serra delle Concazze eingekerbt. Bei der Einschneidung sind mehrere Laven des Untergrundes durchschnitten worden. Diese Laven stehen in Form von kleinen Stufen an den Talhängen an. Die Hänge sind von Birken bewachsen, deren Wurzeln in den Klüften des Lavagesteins guten Halt finden. Die Talböden tragen Pioniervegetation und lassen sich in Erosions- und Akkumulationsstrecken aufgliedern. Stellenweise sind die Talböden auch von großen Lavablöcken bedeckt, die von den Hängen herabgestürzt sind.

Akkumulationsflächen

Drei Akkumulationsflächen liegen in der Teillandschaft. Die größte von ihnen am Abhang der Pizzillo-Terrasse gelegen, wird Piano Provenzana genannt. Sie ist von einem Astragaletum auf Ranker bestanden. An Stellen, wo auch heute noch Pyroklastikamaterial akkumuliert wird, gedeihen Pionierpflanzen auf Rohboden. Die zweite Akkumulationsfläche liegt zwischen dem M. Corvo, dem M. Zappinazzo und dem M. Conconi. Sie verdankt ihre Entstehung der Aufkegelung des M. Baracca, an dessen bergseitigen Fuß sie sich anlehnt. Die Fläche ist bewachsen von dem Astragalus-Secale-Stadium auf Ranker. Sie wird allerdings schon wieder von einer Erosionsrinne zerschnitten, die Pionierpflanzen auf Rohboden trägt. Die letzte der Akkumulationsflächen ist sehr jung und am Anfang ihrer Entstehung. Sie existiert erst seit 1865, als die Mti. Sartorio entstanden, die das von dem M. Frumento und dem M. Zappinazzo herabgespülte Lockermaterial hinter sich aufstauen. Einige inselhaft stockende Birken haben sich von früher erhalten, sonst sind Astragalus-Flachpolster vermischr mit Secale montanum auf Ranker der einzige Bewuchs (siehe auch Kapitel 5.2.3.3, Akkumulationsflächen).

Lavasandhänge und Alte Laven

An die Pyroklastikaerosionshänge schließen sich nach unten diese beiden Physiotoptypen an. Der Anfall an Pyroklastika-

material ist sehr gering. Eine Alte Lava bedeckt unterhalb des Stromes von 1865 den M. Crisimo, der wahrscheinlich ein alter Kraterkegel ist. Diese Alte Lava zieht etwa bis hinunter zur Straße zwischen Vena und Linguaglossa und ist bedeckt von einem degradierten *Quercus pubescens*-Wald auf flachgründiger submediterraner Braunerde. Die übrigen Hänge gehören dem Lavasand-Physiotop an. Vereinzelt ragen aus den Lavasandhängen Reste von alten Laven heraus. Das ganze Terrain erstreckt sich von dem Strome von 1566 bis nach Osten an das Sandsteingebirge und die Alluvionen, nach Süden an die Laven von 1651 und von 1928 bei dem Ort Mascali. Wein- und Baumkulturen herrschen vor. Die natürliche Vegetation, dem *Quercus ilex*-Gürtel zugehörig, ist fast völlig vernichtet. Das ganze Gebiet wird von einigen größeren Erosionsrinnen, dem Vallone Salto del Bue, dem Vallone Chiovazzi, dem Vallone Grasa und dem Vallone S. Venera in mehrere Physiotope zerschnitten. Die Erosionsrinnen sind bedingt durch die hohen Niederschlagsquoten in diesem Abschnitt des Ätna (z.B. Linguaglossa, 560 m hoch gelegen mit 1219 mm).

Lavaströme

Die jüngeren Lavaströme nehmen in dieser Teillandschaft nur ein kleines Areal ein. Drei dieser Ströme sind mit einigen Armen aus benachbarten Teillandschaften in unsere Teillandschaft hineingeflossen. Davon tragen die Laven von 1923 und 1963 noch keine Vegetation und gehören dem Typ I an. Die zwei Arme der Lava von 1809 jedoch sind schon von Pionierpflanzen des Rumici-Anthemidetums eingenommen (Typ II). Vier Lavaströme haben in der Teillandschaft selbst ihren Ausbruchsort. Es sind dies die Ströme von 1928, 1865 und die beiden älteren vom M. Nero delle Concazze und vom M. Conconi. Während auf den beiden jüngsten Laven, trotz einiger Feinmaterialauflagen mit Pioniervegetation, noch kaum Pflanzen gedeihen, sind die beiden älteren Ströme schon sehr stark mit Lockermaterial zugedeckt. Der Lavastrom vom M. Nero läßt sich

bis an die Pineta hin verfolgen. Er hat den M. Conca bergseitig überflossen und das Kraterinnere aufgefüllt. Die Vegetationsdecke dieser Lava ist ein Astragaletum mit einem großen Anteil an *Juniperus hemisphaerica* auf Ranker-Braunerde. Der Strom vom M. Conconi verschwindet unter der Lava von 1865 und kommt noch zweimal in Form von großen Dagalen innerhalb dieser Lava zum Vorschein. Bevor die ältere Lava von der jungen Lava bedeckt wird, gedeiht auf ihr ein Birken-Buschwald über Ranker-Braunerde. Dieser Boden ist jedoch von den Auswurfmassen der Eruption 1865 stark verschüttet worden. Die beiden genannten Dagalen sind von dem *Genista aetnensis*-Stadium auf Ranker-Braunerde bewachsen. Die älteren Lavaströme gehören also dem Typ V an.

Kraterkegel

Außer den Mti. Sartorio und den Mti. Umberto e Margherita aus den Jahren 1865 und 1879 sind alle Kraterkegel der Teillandschaft sehr alt. Die jüngsten Kegel dieser Gruppe dürften wiederum der M. Nero delle Concazze und der M. Conconi zusammen mit dem M. Zappinazzo (Abb. 21) sein, da man bei ihnen noch den Verlauf der Lavaströme erkennen kann. Die nächst älteren Kegel sind vermutlich der M. Concazze und der oberhalb liegende Mezzaluna-Kraterkegel, die wohl beide einem Ausbruch zugerechnet werden können. Die restlichen Kegel kann man nicht in dieses Schema einreihen, sie lassen sich aber den aufgestellten Typen zuordnen.

Normalkegel sind: Mti. Sartorio, M. Nero delle Concazze, M. Rinatu, M. Umberto und unterer Kegel der I due Monti. Als Abtragungstyp I lassen sich der größte aller Nebenkegel, der M. Frumento delle Concazze, die Kegelreihe des M. Zappinazzo (Abb. 21) und M. Conconi und der M. Concazze einreihen. Zum Abtragungstyp II gehören der M. Corvo und der obere M. Tanarupi. Abtragungstyp III stellen die drei fast unkenntlich gewordenen Kegel südlich des M. Nero und beiderseits der Bocchen von 1928 dar. Zu den Halbmondkegeln gehören der un-

tere M. Tanarupi, der obere I due Monti, der M. Serracozza, der M. Cubania, der Mezzaluna-Kegel oberhalb des M. Concazze und die kleine Kegelreihe östlich des M. Frumento, wobei die drei letzteren schon von Erosionsrinnen angeschnitten worden sind. Einen Lavaeinebnungs-Kegel vom Typ II stellt der M. Conca dar. Als hanggeformter Kegel vom Montagnola-Typ sind der M. Margherita und drei weitere Krater am Abhang der Pizzillo-Terrasse zu bezeichnen. Der M. Baracca (Abb. 21) entspricht der Doppelwall-Form. Bei vier weiteren kraterkegelartigen Resten, dem M. Stornello, M. Ragama, M. Fallaca und Serra Buffa läßt sich nicht genau sagen, ob es wirklich Kraterkegel oder nur Bocchen waren. Der M. Crisimo ist wahrscheinlich ein von Lava völlig zugedeckter Kegel, der heute nur noch als Hügel in Erscheinung tritt.

An drei Kegeln verschiedener Typen, dem M. Frumento, dem M. Corvo und dem Mezzaluna-Kegel konnten wir eine Steilhaltung einzelner Hangabschnitte beobachten, die durch Erosionsrinnen verursacht wird.

Entsprechend ihrem Alter, der Lage in den Höhenstufen und dem Steilheitsgrad ihrer Hänge lassen sich verschiedene ökologische Catenen für alle Kraterkegel aufstellen. Am Beispiel einiger Kegel dieser Teillandschaft sind solche Catenen in den Kartenbeilagen Nr. 5 u. 6 wiedergegeben.

Bocchen, Spalten und Einbruchsschächte

Zu der Teillandschaft gehören die junge Bocchenreihe der Eruption von 1928, die Bocchen des M. Nero, M. Baracca, M. Margherita und eine alte Bocca oberhalb des M. Frumento. Zwei Spalten liegen in der Teillandschaft. Die Spalte der Eruption von 1865 oberhalb der Mti. Sartorio ist nur noch soweit zu erkennen, wie aus ihr Schweißschlacken zu Wällen ausgeworfen worden sind. Der übrige Teil der Spalte, der bis in den Krater des M. Frumento hineingereicht hat, ist inzwischen verschwunden.

Ebenso ist die Spalte des Ausbruchs von 1928 nur noch bis zum Piano delle Donne zu verfolgen, obwohl die Spalte insgesamt etwa sechs Kilometer lang war und bis zur Ripa della Nacca gereicht hat. Die Spalte hat sich erst nach der ersten Eruption geöffnet, als der obere Lavastrom schon geflossen war, denn die Lava selbst ist gespalten worden. Aus der Spalte flossen zwei kleine Lavaströme unterhalb des M. Concazze, die in der topographischen Karte nicht angegeben sind. Dann erst ergoß sich die zweite große Lava von der Ripa della Nacca bis nach Mascali hinunter. Dieser Strom wird erst bei der Teillandschaft der Bruchstufen besprochen.

Die zwei Einbruchsschächte der Teillandschaft liegen unterhalb des M. Concazze. Sie gehören wahrscheinlich beide zum Eruptionszyklus dieses Kegels. Der obere Schacht ist in einem kleinen Kraterkegel entstanden. In den unteren floß einer der winzigen Ströme der Eruption von 1928.

5.2.7 Die übrigen Teillandschaften des alten Lavaterrains

Die Teillandschaft des alten Lavaterrains im Süden

Diese Teillandschaft zieht sich vom M.S. Leo zwischen den Lavaströmen des M. Sona, 1910 und 1669 hinab bis nach Paterno an die Grenze des vulkanischen Bereichs. Die dominierenden Physiotope sind im oberen Teil ein Pyroklastikaerosionshang und im unteren Bereich ein Lavasandhang. Durch beide Physiotope pausen ab und an Reste alter Lavaströme aus dem Untergrund durch (z.B. der Poggio Curcio oder der Poggio Capraio). Die Teillandschaft gehört fast ausschließlich der Stufe des Quercion ilicis an, die natürliche Vegetation ist jedoch völlig zerstört. Die beiden genannten Physiotope werden heute voll und ganz genutzt. Im oberen Areal liegen Wein- und im unteren Ölbaumkulturen.

Zwei kleine Kraterkegel erheben sich in der Teillandschaft.

Der M. Segreto liegt einige 100 m westlich der Lava von 1910 und der M. Ederi, von uns so benannt, weil er die Contrada Ederi überragt, wird nordwestlich von Belpasso von der Lava des M. Sona berührt.

In die Teillandschaft gehört auch die Basaltkuppe von Paterno mit ihren Lavaströmen. Diese Basaltkuppe wird zu den ältesten vulkanischen Bildungen des Ätnabereichs überhaupt gezählt. Sie ist auf Grund der Feststellungen von W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN (1880) an den Anfang des Quartärs zu stellen.

Die Grenze der Teillandschaft gegen das sedimentäre Terrain hat sich streckenweise in Form von Lavakanten ausgebildet. Die Tone unter den hier endenden Laven dienen als Staukörper für das Wasser, welches im vulkanischen Material versickert ist. An der Schichtgrenze treten Quellen aus. Die Tone werden fließfähig und können leicht abgetragen werden. Auf diese Art entstehen diese Erosionskanten. Hinzu kommt noch, daß Lavablöcke herabbrechen und auf den Tonen hinunter gleiten. Unterhalb der Kanten sind weite Flächen von diesen Blöcken bedeckt. Die alten Lavaströme werden durch die Quellen und das Nachbrechen von Lavablöcken langsam in Bastionen aufgelöst, deren man einige beobachten kann (z.B. Poggio Guardia). In dieser Teillandschaft tauchen somit zwei neue Physiotypen auf, die Lavakanten und die Tönhänge mit Lavablöcken, die wir in anderen noch zu besprechenden Teillandschaften wiederfinden werden.

Die Teillandschaft des alten Lavaterrains im Südwesten

Diese Teillandschaft ist einer der größten Sektoren am Ätna. Sie reicht von dem Piano del Lago bis fast zum Simeto hinunter. Die Nordgrenze bilden die jungen Laven am Westabhang der Zentralformation und die Lavaströme von 1763, 1651 und 1843. Die Südostgrenze stellen die Laven von 1780 und des M. Arso, die Westgrenze die fossilen Kliffs bei Adrano und die Teillandschaft des Simetotales dar (s. Abb. 8).

Beim Aufbau der Teillandschaft dominieren flächenmäßig bei weitem die Physiotope des alten Lavaterrains, wenn auch drei große, datierbare Lavaströme im Innern der Landschaft liegen. Ein großer Pyroklastikaerosionshang fängt oben mit dem Piano del Lago an und reicht bis etwa 1000 m Höhe hinunter (Abb. 24). Dort schließen sich kleinere alte Laven und ausgedehntere Lavasandhänge an. Ebenso liegen im nördlichen Teil des Sektors in den oberen Höhenlagen die Pyroklastikaerosionshänge und in den unteren Lagen die Lavasandhänge und Alten Laven, wobei letztere dort stark dominieren (z.B. Lava dei Zingari).

Die drei großen Lavaströme haben ihre Ausbruchsorte in der Teillandschaft und sind 1595, 1607 und 1610 geflossen. Sie sind etwa einem Übergangstyp zwischen Typ II und Typ III zuzuordnen. Zwei kleinere Lavaströme von 1949 und 1964 reichen aus der Teillandschaft des Zentralkraterkegels in diese Teillandschaft hinein (Abb. 24).

Kraterkegel-Physiotope sind besonders im oberen und im nördlichen Bereich des Sektors sehr zahlreich vertreten, so der M. Minardo, M. Peloso, M. Sellato, M. Turchio, M. Gallo Bianco, M. Intraleo, Mti. Tre Fratri, Mti. Nespole, M. Leporello, M. Testa, M. Forno, M. Albano, M. Vituddi, M. Fontanelle, M. Palomba, M. Scavo und M. Denza als die größten.

In der Teillandschaft sind alle Höhenstufen vom Rumici-Anthemidetum aetnensis bis hinunter zum Quercion ilicis vertreten, nur daß im unteren Bereich Kulturen vorherrschen, während im oberen Teil die Vegetation teilweise recht gut erhalten ist. Ein Ausschnitt der Teillandschaft ist in Kartenbeilage Nr. 2 dargestellt.

Die Teillandschaft des alten Lavaterrains im Nordwesten

Die Grenzen dieses Sektors bilden im Süden die Lavaströme von 1949 und 1832, im Westen die tertiären Sandsteinhügel um Malletto, im Norden die südlichen Ausläufer der Nebroden und im

Osten die Gurrída-Ebene und die Ströme der Jahre 1537 und 1759.

Die flächenmäßig vorherrschenden Physiotope der Alten Laven werden gebildet von den Resten der Ströme vom M. la Nave vom M. Maletto. Zwischen diesen großen Physiotopen liegen kleine Lavasandhänge. Nur im obersten Teilgebiet oberhalb des M. Maletto erstreckt sich noch ein Pyroklastika-Physiotop. Drei Kraterkegel gehören in die Teillandschaft, der M. la Nave, der M. Maletto und der kleine M. Pomarazzo, alle drei sehr alte Formen.

Die Teillandschaft reicht von der Stufe des Fagion silvaticae bis in die Stufe des Quercion ilicis. In der Buchenstufe wird Fagus silvatica teilweise durch Populus tremula vertreten. Die Wälder der oberen drei Stufen sind relativ gut erhalten. Quercus ilex zieht sich bis etwa 1250 m bei der Casa Pappalardo (Caserma Forestale) hinauf. Man trifft hier diese Eiche und einige ihrer Begleiter im Bereich des Quercion pubescentis an.

Die Teillandschaft des alten Lavaterrains im Norden

Der Sektor dieser Teillandschaft liegt zwischen den Lavaströmen von 1537, 1879 und 1646. Die Nordgrenze wird von der Teillandschaft des Alcantaratales, die Südgrenze von den Armen der Laven von 1624 und 1947 gebildet.

Den höchstgelegenen Abschnitt der Teillandschaft nimmt ein Pyroklastikaerosionshang ein, der sich vom M. Timpa Rossa über den Piano delle Palombe bis zur Contrada Germaniera erstreckt. Er ist seitlich von den Strömen der Jahre 1947 und 1879^o begrenzt. Den Hauptanteil im Westabschnitt haben die Physiotope der Alten Lava, die unter den Armen des Lavastromes von 1624 zum Vorschein kommen. Hierzu gehören die Reste der Ströme vom M. Spagnuolo, M. Arenusa und von anderen Kegeln. In den östlichen und nördlichen Teilen dominieren die Lavasandhänge.

Nur ein jüngerer Lavastrom zieht sich vom M.S. Maria herab. Er kann der Eruption von 1624 zugeordnet werden (Typ III). Folgende Kraterkegel gehören in diesen Sektor: M. Spagnuolo, M. Arenusa, M.S. Maria, M. Timpa Rossa und M. Pomiciaro.

Von der Stufe des Astragaletums am M. Timpa Rossa bis hinab zur Stufe des Quercion ilicis haben alle Höhenstufen am Aufbau der Teillandschaft Anteil. Den Abhang der Timpa Rossa nimmt ein Niederwald aus Fagus silvatica ein. Der Bosco della Germaniera weiter unterhalb ist mit Kiefernwald bewachsen, der nach abwärts in einen Quercus pubescens-Wald übergeht. Der Bereich des Quercion ilicis, wo nur ab und zu einige kümmerliche Reste erhalten geblieben sind, steht unter Nutzung durch Wein- und Obstbaumkulturen.

5.3 Die Teillandschaft der Calderen (Valle del Bove, Valle di Calanna)

Zu dieser Teillandschaft rechnen die Caldera der Valle del Bove und die von J. KLERKX (1961) als eigene Caldera charakterisierte Valle di Calanna. Die Grenzen bilden im Westen der Steilabfall vom Piano del Lago, der im Bereich der Valle Leone durch die Lavaströme des Zentralkraters abgeflacht worden ist, im Norden der Rand der Serra delle Concazze von den Pizzi Deneri bis zum M. Cagliato und im Süden die Schiena dell'Asino und die Serra Solfizio von der Montagnola bis zum M. Fior di Cosimo. Im Osten ist die Grenze nicht genau festzulegen, da die Lavaströme aus der Valle del Bove den niedrigen Calderenrand überwunden haben. Wir nehmen deshalb eine gedachte Linie zwischen dem M. Cagliato und den Ausläufern des M. Fior di Cosimo als Grenze an.

Der Boden der Calderen ist bedeckt von einer Anzahl von jungen Lavaströmen. Die Steilhänge unterhalb der Calderenränder gliedern sich in Serren und Canalone (Abb. 29 u. 31). Die Canalone

laufen in Akkumulationsflächen aus. Im Innern der Calderen erheben sich aus den Lavaströmen inselhafte Reste heraus, die in ihrem Aufbau den Serren sehr ähnlich sind. Diese vier letzten Physiotoptypen stellen die für die Teillandschaft der Calderen kennzeichnenden Physiotope dar.

Die Calderen sind die Teillandschaft, die neben der Teillandschaft des alten Lavaterrains im Nordosten durch die sauren Niederschläge und die häufigen Aschenregen beeinflusst wird.

5.3.1 Die kennzeichnenden Physiotope der Calderen

5.3.1.1 Die Serren

Der Ausdruck Serren ist eine am Ätna gebräuchliche Bezeichnung für die durch die Abtragung herausgearbeiteten, gratartigen Rücken, die sich die Steilhänge der Calderen hinunterziehen. Die Abtragung ist hier ein Komplex aus Massenbewegungen und linienhafter Erosion, die abwechselnd oder gleichzeitig wirken. Die Serren sind aufgelöst in Türme, Bastionen, kleine Schutthänge, Schuttrinnen und Mauern. Die Türme, Bastionen und Schutthänge können wiederum durch den schichtweisen Wechsel von Tuff- und Lavabänken gestuft sein. Die Mauern, die sich quer oder schräg zum Verlauf der Serren erstrecken, sind die herauspräparierten Reste von Doleritgängen (W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN, 1880). Einen guten Eindruck von diesen Formen vermitteln die beigegebene Skizze (nach W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN, 1880) und die von uns gemachte Aufnahme (Abb. Nr. 13 u. 14), die beide einen Ausschnitt aus der Serra Giannicola Grande zeigen. Überall dort, wo die genannten Formen kleine Stufen oder auch nur Simse haben, siedelt sich die Vegetation an (s. Abb. Nr. 15). Die Vegetation ist in den verschiedenen Höhenstufen und in Nord- und Südexposition sehr unterschiedlich. Während die Serren des Westrandes der Valle del Bove mit Ausnahme der unteren Partien der Serra Giannicola Grande eine Pioniervegetation mit *Poa aetnensis* und *Festuca*

levis (E. POLI, 1964) aufweisen, tragen die Serren des Südrandes der Valle del Bove (Abb. 29), die in verschiedenen Höhenstufen liegen, Pflanzengemeinschaften des Rumici-Astragalion bis hinunter zum Quercion ilicis, wobei die Stufen mit *Pinus laricio* und *Quercus pubescens* kurioserweise ausfallen. Auf den Serren des Nordrandes, deren Höhenlagen ebenfalls von Westen nach Osten abnehmen, gedeihen anschließend an die Pionierpflanzenstufe Genisteteten, die eine große Zahl von Arten der verschiedenen Höhenstufen beinhalten. Die Arten des Quercion ilicis nehmen nach Osten hin stark zu und überwiegen anschließend. Wir führen diese Unterschiede in der Vegetation zwischen den beiden Calderaabhängen auf die Expositionsverhältnisse zurück. Denn in derselben Höhenlage, wo am nordexponierten Südabhang der Valle del Bove die Gesellschaften des Fagion silvaticae erscheinen, treten am südexponierten Nordabhang Arten des Quercion ilicis auf.

Sehr interessant ist es, das Ausklingen der verschiedenen Höhenstufen an den Rändern der Valle del Bove zu beobachten. Wir geben hierfür das Beispiel des Ausklingens des *Genista aetnensis* am Nordrand wieder. An der Serracozzo ist der *Genista*-Buschwald bei etwa 1800 m Höhe noch völlig ausgebildet. Mit zunehmender Höhenlage tragen die Serren immer weniger Ginsterbüsche, die vornehmlich an den Ostseiten der Serren gedeihen, bis an einer Serra in etwa 2000 m Höhe sich nur noch ein einziger Ginsterbusch befindet. Diese Abfolge gilt ebenso für das Astragaletum und das Fagetum am Südrand der Valle del Bove.

Die erwähnten Pflanzengemeinschaften siedeln vornehmlich auf den Stufen und Simsen der Türme und Bastionen. Fallen die Stufen zur Caldera hin steil ein, so können auf ihnen auch in tieferen Höhenstufen nur Pionierpflanzen gedeihen. An den Steilwänden der Serren fassen selbst in kleinen Rissen einige Arten Fuß, wie z.B. in den unteren Höhenstufen die klimmende *Hedera helix*, *Fagus silvatica*, *Acer campestre*, *Ilex aquifolium* und *Quercus ilex*.

Der nördliche Calderenrand löst sich nach Osten zu in einzelne Berge mit flacheren Hängen auf. Diese Berge, der M. Scorsone, der M. Cerasa, der M. Fontane und der M. Cagliato sind in ihrem Aufbau den Serren gleichzusetzen. Zwischen den drei zuletzt genannten Bergen führen Erosionsrinnen aus dem Valle del Bove heraus, die von Lavaarmen erfüllt sind.

Da wir die Ökotope der Serren nicht näher untersuchen konnten, geben wir hier nur die Ökotop-Reihen an:

- a. Türme und Bastionen, gestuft und ungestuft
 - b. Mauern, meist vegetationslos
 - c. Schutthänge innerhalb der Serren
 - d. Schuttrinnen innerhalb der Serren
- gelegentlich mit
Stufen

Nur die wenigen großen Serren tragen Namen, die sehr zahlreich vorkommenden kleinen Serren sind ausnahmslos namenlos. Die größeren Serren sind:

Westabhang: Serra Giannicola Piccola, Serra Giannicola Grande, Serra Isoletta, Quatro Serre, Serra Intermedia, Serra Cuvighiuni

Südabhang : Serra Vavalaci, Serra Pirciata, Serra dell'Acqua, Serra del Tripodo, Serra dei Faggi

Nordabhang: Serra Simone, Serracozzo

5.3.1.2 Die Canalone

Als Canalone werden am Ätna die großen Schuttrinnen zwischen den einzelnen Serren bezeichnet (Abb. 29). Wir dehnen diesen Begriff auch auf die übrigen steilen Schutthänge der Calderen aus, da sie von ihrem Charakter her dasselbe sind. Die Canalone sind die Sammelstellen des von den Serren abgewitterten und abgespülten Materials. Dieses Material wird auf den Canalone durch Massenbewegung und Erosion hangabwärts bis zum Grunde des Valle del Bove bewegt, wo es sich in Akkumulationsflächen ablagert. Auf den Abhängen des Nord- und Südrandes

der Valle del Bove dominiert Verwitterungsschutt, bestehend aus Tuff- und Lavamaterial der verschiedensten Korngrößen von großen Blöcken bis zum Feinboden. Am Westabhang der Valle del Bove ist dieser Schutt stark mit Auswurfmassen (Pyroklastika) des Zentral- und des NE-Kraters vermischt. Der Westabhang hat eine viel flachere Böschung und trägt auch weniger Serren im Vergleich mit den beiden anderen Calderenabhängen. Beides kommt daher, daß von dem außerhalb der Caldera liegenden Zentralkrater Lavaströme nach Osten in die Caldera hineingeflossen sind, die die Serren zugedeckt und die Hänge langsam eingeebnet haben. Auch durch das Pyroklastikamaterial, welches von den dominierenden Westwinden in die Caldera hineingeweht wurde, fand eine Abflachung der Calderahänge statt. Selbst die Lavaströme, die hier hinunter geflossen sind, werden in sehr kurzer Zeit von Schutt und Pyroklastika bedeckt. Aus diesem Grunde rechnen wir den nördlichen Teil des Westabhanges, in dem keine Serren liegen, abgesehen von den jüngsten Lavaströmen zu den Canalonen. Die Schichtung des Vulkanbaus in Laven und Tuffe läßt häufig durch ausstreichende Lavabänke Stufen in den Canalonen erkennen, die von der Erosion noch stärker herausgearbeitet werden.

Die Canalone tragen im Bereich der oberen beiden Höhenstufen das Rumici-Anthemidetum auf Rohboden. In der Stufe des Fagion silaticae sind die dominierenden Pflanzen Hieracium crinitum und Luzula sieberi (E. POLI, 1964). In den Canalonen der Valle di Calanna fanden wir Origanum vulgare als die vorherrschende Art. Diese drei Arten sind zusammen mit der dominierenden Art im oberen Valle del Bove, dem Rumex aetnensis zu den "Schuttstauern" zu zählen, die mit ihrem weit verzweigten Wurzelwerk den Boden festzuhalten vermögen.

Schon physiognomisch lassen sich die Canalone untergliedern, in Stellen, wo der Transport des Schutts stark ist und nur die genannten Schuttpflanzen auf Rohboden zu gedeihen vermögen und in Standorte, wo bedingt durch geringere Abwärtsbewe-

gung des Materials die Vegetation stärker Fuß fassen konnte. Es kommt in diesem Fall zur Bildung einer geschlosseneren Vegetationsdecke, an der auch *Astragalus siculus*, in den unteren Höhenstufen *Genista aetnensis* und *Rubus fruticosus* teilhaben. Die Bodenbildung ist dann der Ranker.

Nur einige wenige der Canalone haben festgelegte Namen, wie z.B. Canalone della Montagnola, Canalone del Tripodo, Canalone dei Faggi.

5.3.1.3 Die Akkumulationsflächen

Am Grunde der Calderen laufen die Canalone in Akkumulationsflächen aus. Je nach Lage und Form der die Canalone begrenzenden Serren geht dieser Übergang gleichmäßig oder in Gestalt eines Schutfächers vor sich. In beiden Fällen besteht jedoch kein ökologisch merkbarer Unterschied. Die Böden der Akkumulationsflächen sind Ranker unter *Astragaletum* oder weiter abwärts unter dem *Genista*-Stadium. Nur die Flächen südlich und nördlich der Mti. Centenari tragen das *Rumici-Anthemidetum* auf Rohboden. Viele Akkumulationsflächen sind von der Erosion wieder zerschnitten worden oder von frischem Schutt bedeckt. In beiden Fällen haben sich die den Höhenstufen entsprechenden Pionierpflanzen angesiedelt. Die seit langer Zeit ruhig liegenden Flächen ohne neue Akkumulation im Valle di Calanna sind von Obstbaumkulturen bestanden.

Die Lava von 1792 im Valle del Bove, die bis an den Fuß der Serren heranreichte, wurde stellenweise stark verschüttet und in eine Akkumulationsfläche umgewandelt. Nur die erhöhten Teile der Lava (z.B. Lavawälle) ragen heute noch etwas aus der Fläche heraus (Abb. 30).

5.3.1.4 Die inselhaften Aufragungen

Zwischen dem Nordrand der Valle del Bove und dem Südrand liegen fünf inselhafte Aufragungen innerhalb der Lavaströme.

Diese Inseln sind die Rocca Palomba, Rocca Musara, der M. Finocchio inferiore, der M. Calanna und der M. Calanna Piccola. Die Aufragungen sind im Aufbau den Serren sehr ähnlich. Sie werden gegliedert durch den schichtweisen Wechsel von Lavabänken und Tuffen und durch die Gänge. Zieht man zwischen den erstgenannten drei Inseln eine Linie und verbindet man sie in einem Kreisbogen mit dem M. Zoccolaro, so kann man sich vorstellen, daß etwa entlang dieser Linie ein ehemaliger Calderenrand gelegen hat, der bis heute von den Lavaströmen bis auf wenige Reste zugedeckt worden ist. Ob der M. Calanna (Abb. 31) mit in diese Reihe gehört oder als Rest des Kegels über der Caldera der Valle di Calanna (J. KLERKX, 1961⁺) angesehen werden muß, spielt für unsere Betrachtung keine wesentliche Rolle.

Für alle inselhaften Aufragungen gilt in puncto Vegetation, Boden und ökologische Aufgliederung das Entsprechende wie bei den Serren.

5.3.2 Die übrigen Physiotope der Calderen

Die jungen Lavaströme, die Kraterkegel und die Bocchen sind die weiteren Physiotope der Teillandschaft der Calderen.

Es erfüllen ausnahmslos junge Lavaströme die Grundfläche der Calderen (Abb. 31). Ältere Lavaströme liegen im Untergrund begraben. Man kann zwei Typen von Laven unterscheiden, Typ I ohne Bodenbildung und Vegetation und Typ II mit Pioniervegetation auf Rohboden. Zum Typ I gehören die Ströme von 1956,

⁺) Auch nach unserer Meinung ist der M. Calanna einer der ältesten Teile am Ätna. Die braune Farbe des Gesteins brachte uns auf die Idee, es chemisch zu untersuchen. Wir fanden eine durch die Verwitterung hervorgerufene Eisenfreisetzungquote von 6,1% Fe in oxidischer Form, nach Abzug des Magnetit-Anteils im Ausgangsmaterial. Dies ist die höchste von uns am Ätna überhaupt festgestellte Eisenfreisetzung.

1950/51 und 1908, zum Typ II die Laven von 1852, 1819, 1811, 1802 und 1792. Einige kleine Dagalen an der Rocca Musara und von neuen Laven unbedeckt gebliebene Flächen unterhalb des M. Fontane gehören zum Strom von 1689 und tragen das Genista-Stadium auf Ranker (Typ III). Eine Halbdagala an der Ostseite der Teillandschaft liegt innerhalb der Arme der Lavaströme von 1802 und 1852. Sie zählt zur Lava von 1284 und ist Typ IV, da die Bodenentwicklung bis zum Braunerde-Ranker fortgeschritten ist.

Einige wenige Kraterkegel erheben sich in der Teillandschaft. Der M. Simone vom Ausbruch 1811 und die Mti. Centenari von 1852 sind junge Formen, die dem Normalkegeltyp zuzuordnen sind. Der M. Lepre ist ein Kegel vom Abtragungstyp III. Bei diesem Kegel hat ganz sicher auch die Einebnung durch Lavaströme eine entscheidende Rolle gespielt. Der Krater von der Eruption von 1792, der schon weitgehend verschüttet worden ist, kann dem hanggeformten Typ zugerechnet werden. Alle vier Kegel sind von dem Rumici-Anthemidetum auf Rohboden bestanden.

Die Bocchen der Ausbrüche von 1819, 1908 und 1950/51 liegen alle am Westabhang der Valle del Bove. Sie sind schon stark verschüttet und teilweise nur noch durch Verfärbungen des Gesteins zu erkennen. Über der Bocca von 1852 unterhalb der Mti. Centenari erhebt sich ein kleiner Schweißschlackenkegel.

Die Teillandschaft der Calderen liegt, wie oben erwähnt, im Einflußbereich des sauren Regens, der Aschen und Lapilli, die bedingt durch die dominierenden Westwinde in den Calderen niederfallen. Aus diesen beiden Gründen sind die Lavaströme der Valle del Bove und der Valle di Calanna trotz ihres jungen Alters viel weiter entwickelt als z.B. die Lavaströme der Westabhänge des Ätna. Dies heißt, daß die Bedeckung mit Feinmaterial und der Verwitterungsgrad, damit auch die Vegetations-

ansiedlung und die Bodenbildung viel weiter fortgeschritten sind.

Die Verteilung der Physiotope im Valle del Bove ist in Kartenbeilage Nr. 2 und der Physiotope im Valle di Calanna in Kartenbeilage Nr. 4 dargestellt (s. auch Abb. 31).

5.4 Die Teillandschaft der Bruchstufen

In dieser Teillandschaft dominieren besondere Faktoren, wie die Regional-Taktonik und die Wirkung des Meeres, die in anderen Teillandschaften nur eine untergeordnete Rolle spielen. Dies hat uns veranlaßt, eine eigene Teillandschaft herauszustellen, wobei allerdings die Grenzen zu den Lavaterrainlandschaften teilweise recht willkürlich gezogen werden mußten. Die Westgrenze verläuft entlang der westlichsten Bruchstufen (Ripe della Nacca, die Piscio, di Saldara, Bruchstufen oberhalb Zafferana, bei Trecastagni und bei Barriera). Ganz im Süden bildet die Stadt Catania den Abschluß der Teillandschaft. Die Grenze im Osten stellt das Ionische Meer und die Teillandschaft der jungen Fluß- und Meeresablagerungen dar. Im Norden ist die Lava von 1651 (Sciara di Scoriavacca) mit ihrer Nordgrenze der Abschluß.

Die Teillandschaft hat wie schon gesagt einen eigenen Charakter. Außer den Bruchstufen sind es die Lavakliffs, die zahlreichen Erosionsrinnen, welche in Torrente übergehen, und die submarinen Lavaergüsse, die der Landschaft ihr Gepräge geben.

Die natürliche Vegetation dieser Teillandschaft wäre, abgesehen vom nordwestlichen Randgebiet, wo der Quercus pubescens-Gürtel eintritt, der Quercus ilex-Gürtel. Doch ist die natürliche Vegetation fast restlos zerstört. Nur einige Relikte lassen die Vegetationsnatur erahnen. In den Erosionsrinnen haben sich allerdings einige Arten dieser Stufe halten können.

Den dominierenden Anteil machen die Weinkulturen in der Nutzung aus. Dort, wo Bewässerung möglich ist, gedeihen auch Agrumen. Da wegen der fehlenden natürlichen Vegetation und demzufolge auch der natürlichen Böden eine Ausscheidung von Ökotope sehr schwierig ist, haben wir nur eine Charakterisierung der Physiotope vorgenommen.

5.4.1 Die kennzeichnenden Physiotope der Bruchstufenlandschaft

5.4.1.1 Die Bruchstufen

Die Bruchstufen am Ätna sind fast nur auf die Ostabhänge beschränkt. Bis auf die Bruchstufe bei Barriera (W - E) und den Staffelbruch der Ripe (SW - NE) verlaufen alle übrigen Stufen nordsüdlich. Die Bruchstufen treten im Gelände als mehr oder weniger steile Hänge mit darüber und darunter liegenden Ebenheiten in Erscheinung (Abb. 26). Während an einigen Brüchen die Lava- und Tuffschichten in Form von kleinen Treppen hervorragen, sind die Hänge anderer Stufen mit Hangschutt bedeckt. Auch Lavaströme sind über die meisten der Bruchstufen hinübergeflossen (z.B. Lava von 1381 über die Stufe bei Barriera, Lava von 1792 über die Stufe bei Zafferana, Arme der Ströme von 1928 über die Stufen der Ripe (Abb. 26). Außer diesen jüngeren Strömen haben sicher auch ältere Laven die Stufen überflossen und so die steilen Stufenhänge abgeflacht.

Die Bruchstufe bei Barriera zieht sich vom M. Paolillo im Osten bis zu den Hängen unterhalb von S. Giovanni di Galermo. An dieser Stufe stehen die bekannten Fasano-Tuffe an, die wahrscheinlich die ältesten Tuffe des Ätna darstellen. Die Bruchstufe von Acireale, die steilste Stufe am Ätna, erstreckt sich von Gazzena im Süden über etwa sieben Kilometer bis S. Maria Ammalati im Norden. Der Steilhang dieser Stufe hat teilweise eine relative Höhe von 180 m, stellenweise auch nur von

50 m. Die beiden parallel dazu in höheren Lagen liegenden Stufen von Aci S. Antonio und Trecastagni sind weit weniger ausgeprägt aber doch deutlich in der Landschaft erkennbar. In Verlängerung der Stufe von Trecastagni schließt sich im Norden die Stufe oberhalb Zafferana an, die relativ kurz ist. Etwa in Verlängerung der Stufe von Acireale findet sich eine Stufe oberhalb von Macchia. Sie reicht von Badia im Süden bis Puntalazzo im Norden und ist durch eine Anzahl von Erosionsrinnen in größere und kleinere Riedel aufgelöst worden. Der Steilhang ist aber deutlich von Riedel zu Riedel zu verfolgen. Der Staffelbruch der Ripe della Nacca, di Piscio und di Saldara besteht aus zwei eng hintereinanderliegenden Stufen (Abb. 26) und reicht vom M. Cubania bis etwa zur Ausbruchsstelle der Lava von 1651.

5.4.1.2 Die Lavakliffs

Als Lavakliffs bezeichnen wir die Stirnen der Lavaströme, die am Meer zum Stillstand gekommen sind. Die Brandung formt die steilen Kliffs, die je nach der Mächtigkeit der verschiedenen Lavaströme eine unterschiedliche Höhe haben (2 - 25 m). Durch Hebungen der Küstenbereiche kann man fossile und rezente Kliffs unterscheiden. Rezente Kliffküste findet man zwischen Catania und Aci Castello, zwischen Capo Molini und Gazzena und zwischen S. Maria la Scala und Pozzillo. Fossile Kliffküsten sind wahrscheinlich die von S. Gregorio, Carminello, Valverde (s. Kapitel 2.5.4) und die von Mangano bis Macchia. In beiden Fällen liegen im Vorland jüngere Meeresablagerungen. Vor den Kliffs sind abgestürzte, mehr oder weniger zugerundete Lavablöcke zu finden.

5.4.1.3 Die Erosionsrinnen

Die zahlreichen Erosionsrinnen am Ostabhang des Ätna sind auf die hohen Niederschläge, die hier in den Höhenlagen über 500 m

fallen (S. Alfio 1269 mm, Zafferana 1409 mm), zurückzuführen. Die Rinnen haben einen kastentalähnlichen Querschnitt und sind durch Stufen gegliedert, wenn Lavabänke des Untergrundes herauspräpariert werden. Alle Erosionsrinnen sammeln sich zu Torrenten, die ähnlich wie die Torrente der anderen süditalienischen Landschaften in starkem Maße Geröll führen. Die Torrente am Ätna haben aber bei weitem nicht diese breiten Geröllbetten. Auch sind sie in vielen Fällen vom Menschen eingedämmt.

Der südlichste Torrente ist der Torrente Platania, der seine Oberläufe im Val Demone und im T. Gorna hat. Der T. Platania mündet am Capo Molini ins Meer. Der nächste Torrente heißt Vallone Puzzillo mit den Oberläufen Vallone Grande und Vallone Piccolo, welche von der Stufe oberhalb Zafferana kommen. Der T. Fago (Oberlauf T. Salaro) bringt das Wasser aus der Valle S. Giacomo und der Cava Secca herab. Er vereinigt sich unterhalb von Mangano mit dem T. Leonardello und mündet dann ins Meer. Der folgende T. Macchia ist der größte am Ätna. Er ist am ehesten mit den Torrenten anderer italienischer Landschaften zu vergleichen. Etwa 30 kleinere und größere Erosionsrinnen, wie die Cava Grande, der T. Cacocciola und der T. Nespola münden in ihn. Er erreicht nördlich von Riposto das Meer. Der letzte große Torrente wird Vallonazzo genannt. In ihn münden die Rinnen, die von den Ripe kommen.

5.4.1.4 Die submarinen Laven und Basalte

Submarine Laven und Basalte sind nur bei Aci Castello, Acitrezza und etwas weiter westlich aufgeschlossen (A. RITTMANN, 1964). Sie zeigen die typischen Abkühlungsformen: Pillows und Hyaloklastite. Sie haben die Tone des Siziliens durchbrochen und liegen auf diesen. Auch die Cyclopininseln vor Acitrezza sind Reste solcher Bildungen. In Abb. Nr. 16 zeigen wir eine Karte von M. GRILLO (1950), in welcher die Verteilung der submarinen Laven und Basalte angegeben ist. Um diese Karte als

Physiotopen-Karte benutzen zu können, sind von uns auch noch die Lavakliffs eingezeichnet worden.

5.4.2 Die übrigen Physiotope der Bruchstufenlandschaft

Die restlichen Physiotope dieser Teillandschaft sind die Kraterkegel, die Bocchen, die Lavaströme und die Lavasandhänge. Die Bruchstufenlandschaft ist sehr arm an Ausbruchsstellen. Nur zwei Kraterkegel erheben sich in ihr, der M. Serra und der M. Rosso di Fleri. Beides sind Halbmond-Kegel. Der letztere war wahrscheinlich der Ursprungsort des Lavastromes von 1333. Die Bodenbildung auf dem M. Rosso ist bis zum Ranker fortgeschritten, was dem Alter etwa entsprechen könnte. Der M. Serra ist, wie auch die Bodenbildung verdeutlicht, wesentlich älter. An weiteren Ausbruchsstellen sind die M. Arsi genannten und stark verschütteten Bocchen des Ausbruchs von 1651 und die frischen Bocchen des unteren Stromes von 1928 zu nennen. Sie liegen alle an den Bruchstufen der Ripe.

Außer den Lavaströmen, die im Bereich der Teillandschaft ihren Ursprung haben (Laven von 1333, 1651 und 1928) reichen aus den angrenzenden Teillandschaften zahlreiche Lavaströme in die Bruchstufenlandschaft hinein. Zwei von ihnen, die von 1329 und 1381 haben sogar das Meer erreicht. Die restlichen Ströme sind 1284, 1444, 1634/36, 1689, 1792, 1811, 1852, 1928 und 1950/51 geflossen.

Die übrigen, aber flächenmäßig dominierenden Physiotope sind die Lavasandhänge. Während in der südlichen Hälfte der Teillandschaft fast reine Lavasande vorherrschen, ist den Lavasanden im nördlichen Bereich ein verschieden starker Pyroklastikaanteil beigemischt. Hierfür liegen zwei Gründe vor. Einmal fallen, bedingt durch die Leelage zum Zentralkrater, größere Aschenmengen nieder, zum anderen bringen die zahlreichen Erosionsrinnen Pyroklastika von den oberen Ätñaabhängigen mit. Auch die Tatsache, daß die Lava von 1651 hier auf der Ostseite

schon teilweise unter Nutzung genommen ist, während dagegen die Lava desselben Jahres auf der Westseite erst das Pionierpflanzen-Stadium trägt, verdeutlicht den viel stärkeren Aschenanflug (S. CUCUZZA-SILVESTRI, 1949a). Tief unter den Lavasandhängen liegen sehr alte Lavaströme, die erst wieder an den Lava-kliffs zum Vorschein kommen.

5.5 Die Teillandschaften der Täler des Simeto und des Alcantara

Beide Teillandschaften sind sich in ihrem Charakter bis auf kleine Abweichungen sehr ähnlich. In beiden Fällen waren die Täler schon ausgebildet, bevor Lavaströme in sie hineingeflossen sind. Die durch das ganze Jahr hindurch wasserführenden Flüsse, die den Hauptteil ihrer Wassermengen aus den im Westen und Norden an den Ätna angrenzenden Landschaften erhalten, haben sich anschließend an die Lavaergüsse wieder neue Flußbetten geschaffen. Teilweise gruben sich die Wassermengen seitlich der Laven ihren Weg und präparierten die Lavakanten heraus, oder sie haben sich in die Lavaströme eingeschnitten. Tiefe Klammen (ital.: gole) mit bis zu 30 m hohen Wänden sind so entstanden. Die bekannteste Klamm ist die Gola dell'Alcantara südlich von Fondaco Motta.

Die beiden Teillandschaften gehören in die Stufe des Quercion ilicis. Die natürliche Vegetation ist in beiden Gebieten bis auf kleine Reste zerstört. Kulturmaßnahmen, wie Terrassierung, Bewässerung usw. haben den Landschaftscharakter stark verändert. Es ist deshalb im Rahmen dieser Untersuchung nicht möglich, eine kleinräumige ökologische Gliederung der beiden Flußlandschaften vorzutragen. Wir beschränken uns daher auf eine Reliefgliederung.

5.5.1 Die Teillandschaft des Simetotales

Das Simetotal bildet die westlichste Teillandschaft des Ätna. Sie erstreckt sich entlang des Flusses von der Ponte della Cantera hinunter bis zur Ponte Barca di Biancavilla. Der Simeto kommt aus den Nebroden, die größeren seiner Nebenflüsse aus dem tertiären Hügelland. Das vulkanische Terrain erreicht der Fluß unterhalb Bronte. Hier hat ihn ein sehr alter Lavaström den Weg versperrt. Die Lava ist klammartig durchschnitten worden. Etwa 250 m nach seinem Eintritt in die Klamm verläßt der Simeto das Lavaterrain und sucht sich sein Bett in den westlich angrenzenden sedimentären, weichen Gesteinen, das Lavaterrain in einer Lavakante herauspräparierend. Die Lavakante am Ostufer des Simeto läßt sich abwärts bis in die Gegend der Ponte dei Saraceni verfolgen. Von hier ab bis hinunter zum Zusammenfluß mit dem Fiume Salso haben vier verschiedene, sehr alte Lavaströme das ursprüngliche Bett des Simeto und den Unterlauf des Salso ausgefüllt (W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN, 1880 II, A. ALBERGO, 1958). Die Laven lagern teilweise übereinander. Der Simeto hat diese Lavaströme mehr oder weniger tief zerschnitten, Klammen bildend und über Stufen herabstürzend. Von einer dieser Stufen, dem Salto Policello, die von einer unzerschnittenen Lava gebildet wird, abwärts bis kurz nach dem Zusammenfluß mit dem Salso sind die Laven völlig bis auf den darunter anstehenden Sandstein durchgeschnitten. Häufig ist sogar dieser noch erodiert worden. In der Arbeit von A. ALBERGO (1958), der auch eine gute Karte beiliegt, werden die erwähnten Reliefverhältnisse beschrieben. Vom Zusammenfluß mit dem Fiume Salso bis zur Ponte Barca di Biancavilla, wo der Simeto das vulkanische Terrain verläßt, ist wieder am Ostufer des Flusses eine steile Lavakante herausgearbeitet worden.

Die verschiedenen Lavaströme, die abwärts der Ponte dei Saraceni vom Simeto zerschnitten oder deren Seiten und Stirnen als Lavakanten herauspräpariert worden sind, liegen auf dem

aus sedimentären Gesteinen gebildeten Sockel des Ätna. Sie haben zwischen sich die Sedimente (Tone und Sandsteine des Quartärs und Tertärs) inselhaft unbedeckt gelassen. Alle diese Lavaströme kommen über eine geschwungene, von W. SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN (1880 II) als Kliff beschriebene Stufe herab. Dieses fossile Lavakliff läßt sich als steile Stufe von nördlich Adrano in Bastionen vorspringend und in Buchten zurückweichend bis an die Grenze der Lava des M. Arso verfolgen. Die Hänge unter der Stufe, die durch die herabgeflossenen Lavaströme in Teilabschnitte gegliedert wird, werden von den tonigen Ablagerungen des Quartärs gebildet und sind besonders in den höheren Lagen von herabgestürzten Lavablöcken bedeckt.

Auf Grund dieser Darstellungen, die in A. ALBERGO (1958) ihre Grundlage haben, können wir die Physiotoptypen der Simetolandschaft ausscheiden. Eine Untergliederung in Ökotope ist äußerst schwierig, da das vulkanische Terrain in seinem Charakter vom Menschen völlig verändert worden ist. Die Physiotope sind nicht nur für diese Teillandschaft, sondern auch für das anschließend beschriebene Alcantaratal kennzeichnend:

Lavakanten, als von der Erosion herausgearbeitete Grenzen von Lavaströmen,

Lavaklammern, als Erosionsformen in einem Lavastrom

Aufschotterungsflächen auf Lavaströmen

Lavakliffs

Tonhänge mit Lavablöcken

Inseln sedimentärer Gesteine innerhalb des Lavaterrains

5.5.2 Die Teillandschaft des Alcantaratales

Die Teillandschaft des Alcantara ist die nördlichste Teillandschaft am Ätna. Von Randazzo, wo der Fiume Alcantara aus den Nebroden kommend das Lavaterrain erreicht, hinunter bis zum

Meer am Capo Schiso erstreckt sich die Teillandschaft. Der Alcantara fließt bis etwa Mojo Alcantara am Rande des Lavaterrains entlang und hat ansehnliche Lavakanten herausgearbeitet. Vom M. Mojo ist ein Lavastrom das ursprünglich schon vorhandene Tal hinunter ins Meer geflossen. Die Stirn dieses Stromes wurde zum Lavakliff. Da beide Talhänge aus sedimentären Gesteinen des Tertiärs eingenommen werden, ist die Lava praktisch ein landschaftsfremder Teil in diesem Gebiet. Dieser Lavastrom des M. Mojo (der am weitesten nördlich des Zentralkegels liegende Kraterkegel des Mojo ist ein exzentrischer Kegel) ist bereits sehr alt, denn Naxos, die berühmte Handelsstadt der Griechen, wurde bereits 735 v. Chr. auf dem ins Meer hinaus vorspringenden Lavakliff am Capo Schiso erbaut. Nachdem die Lava das Tal erfüllt hatte, war der Alcantara gezwungen, sich ein neues Bett zu schaffen. Der Fluß hat sich größtenteils in die Lava eingeschnitten und fließt in mehr oder weniger tiefen und breiten Klammern und Schluchten bis etwa westlich Gaggi. Von hier an bedecken verschiedene mächtige Schotter- und Sandablagerungen den Lavastrom. Nur an wenigen Stellen ragen noch höher liegende Teile der Lava durch die Flußablagerungen durch. Ähnlich wie beim Simetotal lassen sich die Physiotope ausscheiden: Lavakanten, Klammern, Aufschotterungsflächen, Lavaresten (als Durchragungen durch die Schotterflächen), Inseln sedimentärer Gesteine innerhalb des Lavaterrains, Lavakliffs und der Kraterkegel des M. Mojo.

5.6 Die landschaftsfremden Teillandschaften

Als landschaftsfremde Teillandschaften (Abb. 8) bezeichnen wir das tertiäre Sandsteingebirge, das südlich des Alcantaratales liegt, und die Teillandschaft der jüngeren Fluß- und Meeresablagerungen, die sich von Riposto bis Fiumefreddo zwischen dem Lavaterrain und dem Meer einschieben. Beide Teillandschaften gehören zur Ätnalandschaft. Weil sie aber nicht aus vulkanischem Material aufgebaut sind, werden sie von uns nicht näher untersucht.

6. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

In der vorliegenden Arbeit wird der Versuch gemacht, die in Mitteleuropa erarbeiteten Methoden und Begriffe der Landschaftsökologie bei einer naturräumlichen Gliederung des Ätna anzuwenden.

Den Ausgangspunkt für diese Gliederung bilden am Ätna die Einheiten des Mesoreliefs (Physiotope). Deshalb wird bereits im Reliefkapitel eine Charakterisierung der Oberflächenformen nach ihrer Genese und Gestalt vorgenommen. Aufgrund von ökologischen Differenzierungen lassen sich im Bereich der Physiotope die Ökotope ausscheiden. Hierzu dienen als Kriterien besonders das Kleinrelief, die Bodentypen, bzw. -subtypen und die Pflanzengemeinschaften. Neben den Ökotypen liegen am Ätna aber auch Landschaftseinheiten vor, die zwar die gleiche Flächenausdehnung wie die Ökotope aber noch keinen ökotopischen Charakter besitzen. Diese Einheiten werden ökoprogressive Einheiten genannt, da sie sich im Verlauf der Zeit durch Vegetationsansiedlung und Bodenbildung zu Ökotypen entwickeln. Die Art der Physiotope, ihre Vergesellschaftung und ihre Dominanz in einem größeren Raum führen zur Aufstellung der Teillandschaften. Die Teillandschaften werden durch kennzeichnende Physiotope charakterisiert.

Die Landschaft des Ätna gliedert sich in die folgenden Teillandschaftstypen mit den sie kennzeichnenden Physiotopen:

Teillandschaft des Zentralkraterkegels

Zentralkraterkegel

Teillandschaften der jungen Lavaströme

Lavaströme, junge Kraterkegel, Bocchen, Spalten, Einbruchsschächte, Schweißschlackenkegel und Dagalen

Teillandschaften des alten Lavaterrains

Akkumulationsflächen, Valli, Alte Laven, Lavasandhänge, alte Kraterkegel, Lavaerosionshänge, Pyroklastikaerosionshänge

Teillandschaft der Calderen

Serren, Canalone, inselhafte Erhebungen,
Akkumulationsflächen

Teillandschaft der Bruchstufen

Bruchstufen, Lavakliffs, Vallone,
submarine Laven

Teillandschaften der großen Täler

Lavaklammern, Lavakanten, Aufschotterungsflächen,
Lavakliffs, Inseln sedimentärer Gesteine

Teillandschaften auf nichtvulkanischem Material

(landschaftsfremde Teillandschaften)

Nicht nur die Art und die Anordnung der verschiedenen dimensionierten Landschaftseinheiten, sondern auch der Haushalt dieser Einheiten wird herausgearbeitet. Allerdings ist es bei einer so umfangreichen Landschaft wie dem Ätna schwierig, alle Einzelheiten darzulegen. Nur das landschaftsökologisch Wesentliche wird in der vorliegenden Arbeit aufgezeigt.

In der Einleitung sind einige Problemgruppen, die sich durch die Arbeit hindurchziehen, angeschnitten worden. Zusammenfassend sollen diese Punkte noch einmal ausgeführt werden.

1. Der Vulkanismus als modifizierender Faktor

Der Vulkanismus beeinflusst mit seinen Erscheinungsformen das Geofaktorengefüge. So spielt der Vulkanismus eine bedeutende Rolle bei der Gestaltung des Reliefs. Er schafft die Grundformen des Reliefs: Kraterkegel, Calderen, Lavaströme, Bocchen, Spalten, Einbruchsschächte, Schweißschlackenkegel und Dagalen. Doch auch bei der Überprägung des so geschaffenen Reliefs hat der Vulkanismus einen bedeutenden Anteil. Die Grundformen werden entweder durch Auswurfmaterial (Pyroklastika) verdeckt oder neue Lavaströme umfließen und bedecken die alten Formen. Dies wird am Beispiel der Teillandschaft des Zentralkraterkegels besonders deutlich (Auffüllung der Calderen, Verschüt-

tung von Lavaströmen, Verschwinden von Bocchen und Kraterkegeln).

Die vulkanischen Förderprodukte sind von großer Bedeutung für das ökologische Gefüge. Die sauren Gase gelangen in die Niederschläge und beeinflussen die chemische Verwitterung, die Bodenbildung und die Vegetation an den östlichen Abhängen des Ätna. Die ausgeworfenen Lockermassen sind die dominierende Grundlage für die Vegetationsansiedlung und die Bodenbildung. Die Fließ- und Erstarrungsformen der Laven verhalten sich in puncto Vegetations- und Bodenentwicklung sehr unterschiedlich. Die chemische und mineralogische Homogenität des vulkanischen Materials, die weitgehend gegeben ist, läßt am Ätna, wenn man von den anderen Faktoren absieht, eine gleichmäßige Bodenentwicklung zu. Diese Entwicklung läuft vom Rohboden über den Ranker zur Braunerde. Die einmal abgelaufene Bodenbildung kann durch neuen Auswurf von Pyroklastikamaterial, das die Bodenoberfläche bedeckt, unterbrochen werden. Es beginnt dann eine neue Bodenbildung, wobei der begrabene Boden überprägt wird (Polyboden). Ebenso wird bei einem größeren Ausbruch ein Teil der Vegetation, zumindest die Krautschicht, durch den Anfall von Pyroklastika zerstört.

Das vulkanische Material, Lavaströme und Pyroklastika, ist relativ wasserdurchlässig. Das Wasser der Niederschläge rinnt nur eine kurze Zeit oberflächlich und versickert dann in den Lockermassen oder den Abkühlungsrissen der Lavaströme. Das vulkanische Terrain ist deshalb quellenarm. Grund- und Stauwassereinflüsse sind daher erst am Fuße des Ätna gegeben.

Außer dem Einfluß, den er auf die anderen Geofaktoren ausübt, ist der Vulkanismus auch für die Anordnung der verschieden dimensionierten Landschaftseinheiten von Bedeutung. Die Schwächezonen im Vulkanbau sind die Bereiche der Häufung von Ausbrüchen. So entstehen in den Schwächezonen die meisten Lateralkegel und es fließen von hier aus in einer bestimmten Zeiteinheit mehr Lavaströme als in den Bereichen mit stärkerer

Festigkeit. Aufgrund dessen erfolgte auch die Sektorengliederung in junge Lavastromlandschaften und altes Lavaterrain. Ebenso bedingt der Vulkanismus die Tatsache, daß bestimmte Physiotoptypen (Kraterkegel, Bocchen, Einbruchsschächte) inselhaft innerhalb anderer Physiotoptypen (Lavaströme, Pyroklastikahänge) liegen.

2. Die Höhenstufen als Gliederungsmomente

Da diese Arbeit dem dreidimensionalen Landschaftsaufbau Rechnung trägt, werden die Höhenstufen in landschaftsökologischer Gesamtsicht herausgearbeitet. Die Höhenstufen sind zonale Landschaftseinheiten eigener Art, die durch den Faktor Klima bestimmt sind und die direkt nichts mit den Teillandschaften, Physiotopten und Ökotopten zu tun haben. Allerdings gestattet erst die Kenntnis der Höhenstufen eine vollständige Aussage über den Landschaftshaushalt der Physiotope und Ökotope in ihnen, denn mit wechselnder Höhenstufe wandelt sich auch das eine Landschaftseinheit niederer Ordnung bestimmende Faktorengefüge.

3. Die Entwicklung von Landschaftseinheiten in Abhängigkeit von der Zeit

Die Zeit kann nicht als eigener Geofaktor gefaßt werden, sondern die anderen Faktoren wirken mit der Zeit. Da gerade in einem tätigen Vulkangebiet die Ausbrüche in mehr oder weniger kurzen Zeitabständen stattfinden, ist der Zeit eine besondere Bedeutung bei der Landschaftsanalyse beizumessen. Das Bestreben, die Landschaftsentwicklung in ihrer ganzen komplexen Natur zu untersuchen, wird als landschaftsökologische Sukzessionsforschung bezeichnet (C. TROLL 1963). In der vorliegenden Arbeit werden deshalb die Boden- und Vegetationssukzessionen untersucht, von denen man bei Betrachtung aller landschaftsbildenden Vorgänge auf die landschaftsökologischen Sukzessionen schließen kann. Die verschiedenen Entwicklungsstadien

liegen nebeneinander vor. Aus dem räumlichen Nebeneinander läßt sich das zeitliche Nacheinander der Stadien ableiten. Dies kommt am besten zum Ausdruck, wenn man die landschafts-ökologische Entwicklung auf den Lavaströmen verfolgt, die von dem Stadium einer frischen, vegetationslosen Lava bis zu dem Stadium einer von einer mächtigen Lockermaterialauflage bedeckten Lava mit Hochwald auf Braunerde abläuft. Dieses letzte Stadium hat allerdings schon den Charakter einer Lava verloren, da Grenzen zur Abgrenzung der Lava nicht mehr erkennbar sind. Auch für die Überformung von Kraterkegeln werden Sukzessionsstadien herausgestellt. Die landschaftsökologische Sukzessionsforschung bleibt nicht nur auf Physiotope beschränkt, sondern läßt sich auf Ökotope ebenso anwenden, wie an einigen Beispielen gezeigt wird. Der genetische Gesichtspunkt gehört bei einer so aktiven Landschaft, wie dem Ätna, zweifellos in die Fragestellungen der Landschaftsökologie hinein.

4. Das Verschwinden von vorhandenen und die Bildung von neuen, andersartigen Landschaftseinheiten

Wie bereits angedeutet, können bestimmte Landschaftseinheiten, z.B. Kraterkegel, Bocchen, Spalten, Lavaströme und Calderen, gänzlich verschwinden. Sie werden von Pyroklastika bedeckt. Hierbei spielen auch Erosion und Akkumulation eine wichtige Rolle. Einmal kann man eine Abgrenzung der genannten Einheiten nicht mehr vornehmen, zum anderen hat sich der Charakter dieser Einheiten gewandelt. Neue Kriterien zur Typisierung treten auf. Es entsteht z.B. aus einem Lavastrom bei genügend mächtiger Pyroklastikabedeckung ein Pyroklastikahang mit Erosionsrinnen und Erosionsrücken. Akkumulationsflächen werden angeschüttet. Nur die erhöht liegenden Teile des Lavastromes, die Lavawälle, ragen noch aus dem Pyroklastikahang heraus. Doch auch die neuen Landschaftseinheiten werden wieder von Lavaströmen überflossen, und der Wandel beginnt von neuem. Ein weiteres Beispiel dieser speziellen Art von landschafts-ökologischer Entwicklung an den unteren Abhängen des Ätna

stellt die aufgezeigte Reihe, junger Lavastrom - Alte Lava ohne festliegende Grenzen - Lavasandhang, dar. Hierbei tritt auch der Mensch als Landschaftsgestalter stark in den Vordergrund. Der Mensch bringt durch Nutzbarmachung und Terrassierung die Grenzen der Landschaftseinheiten zum Verschwinden und ändert den Landschaftshaushalt erheblich.

Betrachtet man den Ätna in seiner Gesamtheit, so läßt sich aussagen, daß der Vulkanismus, das Klima, das Relief und im geringeren Grade auch die Tektonik die hauptsächlich modifizierenden Faktoren darstellen. In ihrer Wechselwirkung beeinflussen sie das gesamte ökologische Landschaftsgefüge.

Die in der vorliegenden Arbeit gewonnenen Ergebnisse sind nicht allein regionaler Natur, sondern lassen sich an anderen Vulkanen bestätigen. Zu dieser Feststellung haben die eigene Kenntnis des Vesuvs und des Stromboli, sowie Literatur- und Bildmaterialstudien über Vulkane auf Hawaii, Neuseeland, Japan, Island, in Mexico und Belgisch Kongo beigetragen. Es lassen sich viele der von uns am Ätna festgestellten Erscheinungen in ähnlicher oder identischer Ausprägung wiederfinden.

RIASSUNTO DEI RISULTATI

In questa dissertazione viene fatto il tentativo di impiegare in uno smembramento corologico dell'Etna i metodi ed i concetti della ecologia del paesaggio elaborati nell'Europa centrale.

Il punto di partenza per questo smembramento è costituito dalle unità di mesorilievi (fisiotopi). Perciò, già nel capitolo sui rilievi, viene attuata una caratterizzazione delle forme delle superfici secondo la loro genesi e conformazione. In base a differenziazioni ecologiche nell'ambito dei fisiotopi si lasciano rilevare gli ecotopi. Come criteri vengono qui usati specialmente i piccoli rilievi i tipi o i sottotipi del suolo ed i raggruppamenti vegetali. Accanto agli ecotopi attorno all'Etna si trovano anche unità di paesaggio, che pur avendo la stessa estensione di superficie degli ecotopi non posseggono ancora un carattere ecotopico. Queste unità vengono denominate unità ecoprogressive, dato che non l'andare del tempo, mediante la costituzione di vegetazione e formazione del suolo si sviluppano in ecotopi. Il tipo di fisiotopi, la loro associabilità e la loro dominanza in uno spazio più grande conducono alla formazione di paesaggi parziali. I paesaggi parziali sono caratterizzati da fisiotopi che li identificano.

Il paesaggio dell'Etna si suddivide nei seguenti tipi di paesaggi parziali con i fisiotopi caratterizzanti:

Paesaggio parziale del cono del cratere centrale
Cono del cratere centrale

Paesaggi parziali delle colate di lava recenti
Colate di lava, coni vulcanici recenti, bocche,
spaccature, pozzi di crollo, coni delle scorie
e dagali

Paesaggi parziali del terreno lavico antico

Superfici d'accumulazione, valli, vecchia lava,
pendii di sabbia di lava, coni di crateri vecchi,
pendii di erosione lavica, pendii di erosione piro-
clastica.

Paesaggio parziale delle caldere

Sierre, canali, rilievi ad isola, superfici d'accu-
mulazione

Paesaggio parziale delle gradinate a faglia

Gradinate a faglia, falesie di lava, valloni, lave
sottomarine

Paesaggi parziali delle grandi fiumi

Gole di lava, spigoli di lava, superfici di accumulo
fluviale, falesie di lava, isole di rocce sedimentarie

Paesaggi parziali su materiale non vulcanico

(paesaggi parziale estranei al paesaggio)

E' stato elaborato non solo il modo e la disposizione delle
unità di paesaggio a dimensioni diverse, ma anche il bilancio
di queste unità. In un paesaggio tanto esteso come quello
dell'Etna è tuttavia difficile chiarire ogni dettaglio. Nel
presente lavoro sono stati rilevati solo i punti rilevanti
dal punto di vista ecologico del paesaggio.

Nella premessa sono stati trattati alcuni gruppi di problemi
che si trascinano lungo tutta la **dissertazione**. Riepilogando
enunciamo ancora una volta questi punti.

1. Il vulcanismo come fattore modificante

Il vulcanismo con le sue forme di manifestazione influisce
sull'insieme dei fattori del terreno (geofattori). Il vulca-
nismo svolge così un ruolo importante nella configurazione del
rilievo. Esso costruisce le forme fondamentali del rilievo:
coni di crateri, caldere, colate di lava, bocche, spaccature,

pozzi di crollo, scorie e dagali. Ma anche nell'alterazione dei rilievi così ottenuti il vulcanismo ha una quota importante. Le forme fondamentali vengono ricoperte da materiale di eruzione (pirolastico) o nuove colate di lava circondano e ricoprono le forme vecchie. Ciò è particolarmente evidente con l'esempio del paesaggio parziale del cratere centrale (riempimento delle caldere, copertura con colate di lava, scomparsa di bocche e di crateri).

I prodotti delle eruzioni vulcaniche sono di grande importanza per la struttura ecologica. I gas acidi pervengono nelle precipitazioni influenzando la disgregazione chimica, la formazione del suolo e la vegetazione sui pendii orientali dell'Etna. Le masse molli espulse sono la base dominante per la costruzione di una vegetazione e per la formazione del suolo. I tipi di scorrimento e di solidificazione delle lave si comportano in modo assai differenziato rispetto allo sviluppo della vegetazione e del suolo. L'omogeneità chimica e mineralogica del materiale vulcanico, riscontrata in gran misura, permette sull'Etna uno sviluppo uniforme del suolo, prescindendo dagli altri fattori. Questo sviluppo va dal suolo grezzo ai colonari ed alla terra bruna. Una volta iniziata la formazione del suolo essa può essere interrotta da nuove eruzioni di materiale piroclastico che ricopre la superficie del suolo. Inizia quindi un nuovo processo di formazione del suolo ove il suolo sotterrato viene sovrastrutturato (polisuolo). Così pure durante una eruzione più intensa, una parte della vegetazione, almeno lo strato erboso, viene distrutta per caduta dei piroclastici.

Il materiale vulcanico, colate di lava e piroclastici, è relativamente permeabile. L'acqua delle precipitazioni scorre solo per breve tempo alla superficie infiltrandosi poi nella materia molle o nelle spaccature di raffreddamento delle colate di lava. Il terreno vulcanico è quindi povero di sorgenti. L'influenza di acque sotterranee o stagnanti si sente

perciò solo ai piedi dell'Etna.

Oltre all'influenza esercitata sugli altri geofattori il vulcanismo è importante anche per la disposizione delle unità di paesaggio nelle diverse dimensioni. Le zone deboli nella costruzione del vulcano sono quelle ove si ripetono le eruzioni. In esse si forma il maggior numero di crateri avventizi e da qui in una certa unità di tempo scorre più lava che nelle zone più consolidate. Per questi motivi è stata anche adottata la suddivisione per settori in paesaggi parziali di colate di lava recenti e in terreno lavico antico. Analogamente il vulcanismo condiziona il fatto che determinati tipi di fisiotopi (cono del cratere, bocche, pozzi di crollo) si trovano circondati come isole fra altri tipi di fisiotopi (colate di lava, pendii piroclastici).

2. I livelli d'altezza come elementi di suddivisione

Dovendo questo lavoro tenere conto della costruzione tridimensionale del paesaggio, i livelli d'altezza vengono elaborati da un punto di vista generale per l'ecologia del paesaggio. I livelli d'altezza sono unità di zone del paesaggio con caratteristiche proprie, determinate dal fattore clima e che direttamente non hanno nulla da fare con i paesaggi parziali con fisiotopi ed ecotopi. Tuttavia solo la conoscenza dei livelli d'altezza permette una rivelazione completa sul bilancio paesaggistico dei fisiotopi e degli ecotopi in essi contenuti, poichè variando l'altezza si trasforma anche la struttura dei fattori determinanti un'unità di paesaggio d'ordine inferiore.

3. Lo sviluppo di unità di paesaggio in dipendenza del tempo

Il tempo non può essere considerato come proprio geofattore, bensì gli altri fattori operano con il tempo. Dato che proprio in una zona vulcanica attiva le eruzioni avvengono in inter-

valli di tempo più o meno lunghi, nell'analisi del paesaggio si deve dare un'importanza speciale al tempo. Lo sforzo di esaminare lo sviluppo del paesaggio in tutta la sua complessa natura, viene definito come ricerca della successione nella ecologia del paesaggio (C. TROLL 1963). In questa dissertazione quindi, vengono esaminate le successioni della vegetazione e del suolo dalle quali, considerando tutti i processi di formazione del paesaggio, è possibile trarre conclusioni sulle successioni dell'ecologia del paesaggio. I diversi stadi di sviluppo si trovano l'uno accanto all'altro. Dalla vicinanza nello spazio è possibile dedurre la successione degli stadi nel tempo. Ciò viene dimostrato nel migliore dei modi, se si segue lo sviluppo dell'ecologia del paesaggio sulle colate di lava, che si estende dallo stadio di una lava fresca, senza vegetazione, fino allo stadio di una lava ricoperta da un enorme strato di materiale molle, con alti boschi su terra bruna (Braunerde). Questo ultimo stadio ha però già perso il carattere di lava dato che non sono più riconoscibili i confini per la delimitazione della lava. Anche per la sovracconfigurazione di coni di crateri si sono rilevati stadi di successione. Lo studio della successione ecologica per il paesaggio non resta ristretta solo ai fisiotopi ma si può applicare pure agli ecotopi, come mostrano alcuni esempi. Indubbiamente il punto di vista genetico, in un paesaggio così attivo come quello dell'Etna, deve pure essere preso in considerazione nel questionario della ecologia del paesaggio.

4. La scomparsa di unità di paesaggio esistenti e la formazione di nuove unità di altro tipo

Come già accennato, determinate **unità** di paesaggio, come per esempio coni di crateri, bocche, spaccature, colate di lava e caldere, possono sparire completamente. Esse vengono ricoperte da piroclastici. Anche erosione ed accumulazione svolgono qui un ruolo importante. Da un lato non si può attuare una delimitazione delle unità sovraccaricate, e dall'altro il

carattere di queste unità si è trasformato. Sorgono nuovi criteri di classificazione in tipi. Per esempio da una colata di lava, con ricoprimento sufficientemente forte di piroclastici si forma un pendio di piroclastici con scanalature e dossi d'erosione. Superfici di accumulazione si formano. Solo le parti più elevate delle colate di lava, i valli di lava, emergono ancora dal pendio di piroclastici. Ma anche le nuove unità di paesaggio vengono nuovamente sommerse da colate di lava e la trasformazione ricomincia da capo. Un ulteriore esempio di questo particolare tipo di sviluppo ecologico del paesaggio sui pendii più bassi dell'Etna mostra la fila illustrata di: colate di lava nuova - lava vecchia senza limiti fissi - pendio di sabbia di lava. Qui anche l'uomo si presenta in primo piano come configuratore del paesaggio. L'uomo bonificando e mediante la coltura a terrazze cancella notevolmente i confini delle unità di paesaggio e trasforma il bilancio del paesaggio.

Se si considera l'Etna come un insieme, si può dire che il vulcanismo, il clima, il rilievo ed in minor misura anche la tettonica costituiscono i principali fattori di trasformazione. Con la loro azione di ricambio essi influenzano l'intera struttura ecologica del paesaggio.

I risultati ottenuti con il presente lavoro non sono solo di natura regionale ma vengono confermati presso altri vulcani. A questa asserzione hanno contribuito la conoscenza propria del Vesuvio e dello Stromboli, come pure lo studio di materiale fotografico e di letteratura sui vulcani nelle Hawaii, Nuova Zelanda, Giappone, Islanda, nel Messico e nel Congo Belgica. Molti dei fenomeni da noi rilevati sull'Etna si ritrovano là in forma identica o simile.

LITERATURVERZEICHNIS

- ADAMOVIC, L. 1906: Über eine bisher nicht unterschiedene Vegetationsform der Balkanhalbinsel, die Pseudomacchie. - Verh.Zool.Bot.Ges. Wien, 56, Wien.
- ALBERGO, A. 1958: Le lave attraversate dal Simeto fra Carcaci e Ponte Barca. - Diss.Catania 1958/59.
- ALBERT, R. 1935: Bimssteinsandböden des preußischen Forstamtes Montabaur im Westerwald. - Forstarchiv, 2, Hannover 1935, 129-133.
- APPROXIMATION, 7th. siehe SOIL SURVEY STAFF.
- BARON, H. 1954: Die kolorimetrische Bestimmung der Mikronährstoffe Kobalt, Molybdän, Eisen, Zink, Mangan und Kupfer nebeneinander im Rauhfutter. - Landwirtsch.Forschung, 6, Frankfurt/M., 13-20.
- BAUER, H.J. 1963: Landschaftsökologische Untersuchungen im ausgekohlten rheinischen Braunkohlenrevier auf der Ville. - Arbeiten z.Rhein.Landeskunde, 19, Bonn.
- BOBEK, H. u. SCHMITHÜSEN, J. 1949: Die Landschaft im logischen System der Geographie. - Erdkunde, 3, Bonn, 112-120.
- BORELLI, J.A. 1670: Historia et Meterologia incendii Aetnaei anno 1669 ac responsio ad censuras Honoratii Fabri contra librum de vi percussionis. - Regio. Original-Abdruck bei W. SARTORIUS v.WALTERSHAUSEN 1880, Bd.I, 353-355.
- BOTTINI, O. 1935: Fattori pedogenetici particolari della regione vesuviana. Gas e sublimazioni vulcaniche. - Annali del Reale Osservatorio Vesuv., 4, 3, für 1931/32, Napoli, 141-151.
- BRAUN-BLANQUET, J. 1951: Les groupements végétaux de la France Méditerranéenne. - Montpellier.
- BÜDEL, J. 1951: Klimamorphologische Beobachtungen in Süditalien. - Erdkunde, 5, Bonn, 73-76.
- BUSCALIONI, L. 1909: L'Etna e la sua vegetazione. - Boll.della R.Soc.Geogr.Ital., 46, 4,10,1, Roma, 221-250, 369-400.
- CAMPIONE, A. 1956/57: L'Eruzione dell'Etna del 1792. - Diss. Catania.
- CAROL, H. u. NEEF, E. 1957: Zehn Grundsätze über Geographie und Landschaft. - Pet.Mitt., 101, Gotha, 97-98.
- CHAIX, E. 1891: La vallée del Bove et la végétation de la région supérieure de l'Etna. - Le Globe, Journal Géographique, Memoires, 30, Geneve, 1-32.
- COTTON, Ch. 1952: Volcanoes as landscape forms. - Christchurch.

- CUCUZZA-SILVESTRI, S. 1949a: Sulla irregolare distribuzione dei materiali eruttivi dell'Etna. - Boll.Soc.dei Naturalisti, 58, Napoli, 49-67.
- ders. 1949b: Sulla presunta età pliocenica dell'Etna. - Boll. Acc.Gioenia, 4, 2, Catania, 140-145.
- ders. 1957: L'Etna nel 1956. - Atti Acc.Gioenia für 1957, 6, 11, Catania, 29-98.
- ders. 1958: Relazione preliminare sul rilevamento dei terreni eruttivi della zona Bronte-Adrano (Etna). - Boll.Serv. Geol.d'Ital., 79, 1/2, Roma, 17-61.
- CZAJKA, W. u. VERVOORST, F. 1956: Die naturräumliche Gliederung Nordwest-Argentiniens. - Pet.Mitt., 100, Gotha, 89-102, 196-208.
- DE ANGELIS D'OSSAT, G. 1928: Karte der landwirtschaftlichen Böden Italiens. - Die Ernährung der Pflanze, 24, 17, Berlin, 332-335.
- DE FIORE, O. 1931/32: Meteorologia e idrografia dell'Etna. Le precipitazioni atmosferiche. - Boll.Soc.dei Naturalisti, 43, (1931), Napoli, 435-473, 44, (1932), Napoli, 137-158.
- DE SOO, R. 1945: Conspectus Associatorum Plantarum Regionis Florae Carpato-Pannonicae. - Budapest, 194.
- DI BENEDETTO, G., POLI, E. u. TOMASELLI, R. 1963: Evoluzione della vegetazione nella Pineta di Linguaglossa (Pinus laricio) dopo incendio. - Gruppo di lavoro del Consiglio Nazionale delle Ricerche per lo studio della degradazione delle vegetazione della montagna, Mem.1,Catania,15-40.
- DI RE, M. 1958/59: L'Eruzione dell'Etna del 1780 ed i suoi prodotti. - Dissertation, Catania.
- DI RE, M. 1961: L'Eruzione dell'Etna del 1780 ed i suoi Prodotti. - Boll.Acc.Gioenia, 4,6,5, Catania, 283-304.
- DIERSCHKE, H. 1965: Die naturräumliche Gliederung der Verdener Geest. Landschaftsökologische Untersuchungen im nordwestdeutschen Altmoränengebiet. - Diss.Math.Nat.Fakult., Göttingen.
- DOMINICI, G. 1922: Terrazzamenti e linee di spiaggia nelle regione di Taormina. - Catania.
- EMBERGER, L. 1930: La végétation de la région méditerranéenne. - Revue générale de Botanique, 42, Paris, 503-540.
- FLOHN, H. 1949: Zur Kenntnis des Klimas der freien Atmosphäre über Sizilien. - Geofisica pura e applicata, 15, Milano, 195-205.
- FREI, M. 1938: Die Gliederung der sizilianischen Flora und Vegetation und ihre Stellung im Mittelmeergebiet. - Diss. Phil. 2, Zürich.

- ders. 1940: Die Pflanzenassoziationen der alpinen Stufe des Ätna. - Berichte über d.Geobot.Inst.Rübel in Zürich 1939, Zürich, 86-92.
- ders. 1943: Die Gebirgswelt Siziliens. - in RIKLI, M.: Das Pflanzenkleid der Mittelmeerländer, Bd.2, Bern, S. 439 u. S. 596.
- FUNK, G. 1928: Gehölze, Wälder und Waldzerstörungen am Ätna. - Mitt.Dt.dendrol.Ges., 40.
- GAROZZO, G. 1961/62: Eruzione storiche nella Valle del Bove (Etna). - Diss. Catania.
- GEMMELLARO, C. 1834: De vallis Bovis in Monte Etna geognostica constitutione. - Atti Acc.Gioenia, 11, Catania.
- ders. 1835: Sulla valle del Bove. - Atti Acc.Gioenia, 12, Catania.
- GIACOMINI, V. u.FENAROLI, L. 1958: La Flora. - T.C.I., Conosci l'Italia, 2, Milano.
- GIACOMINI, V. 1960: La flora dell'Etna. - Le Vie d'Italia, 66, 4, Milano, 497-506.
- GILLI, A. 1943: Die Vegetationsverhältnisse der subalpinen und alpinen Stufe des Ätna. - Beihefte zum botan.Centralblatt, 62, Abt.B,1, Dresden, 43-67.
- GRILLO, M. 1950: Origine dei blocchi lavici sparsi sulle argille pleistoceniche dei dintorni di Acì Trezza. - Boll. Acc.Gioenia, 62, Catania, 336-341.
- HAASE, G. 1961a: Landschaftsökologische Untersuchungen im Nordwest-Lausitzer Berg- und Hügelland. - Diss. Leipzig.
- HAASE, G. 1961b: Hanggestaltung und ökologische Differenzierung nach dem Catena-Prinzip. - Pet.Mitt., 105, 1, Gotha, 1-8.
- ders. 1964a: Zur Anlage von Standortaufnahmekarten bei landschaftsökologischen Untersuchungen. - Geogr.Berichte, 9, Jg., 4, Berlin.
- ders. 1964b: Landschaftsökologische Detailuntersuchung und naturräumliche Gliederung. - Pet.Mitt., 108, 1/2, Gotha, 8-20.
- HOFMANN, A. 1960: Il faggio in Sicilia. - Flora et Vegetatio Italica, 2, Sondrio.
- HUPFER, P. 1894: Die Regionen am Ätna. - Diss.Phil.Fak., Leipzig.
- JOHANNESSON, B. 1960: The Soils of Iceland. - Reykjavik.
- KLERKX, J. 1961/62: Le volcanisme ancien de l'Etna. - Ann.de la Soc.Geol.de Belgique, 85, 5, Liège, 175-180.
- KLINK, H.J. 1964a: Landschaftsökologische Studien im südniedersächsischen Bergland. - Erdkunde, 18, 4, Bonn, 267-284.
- ders. 1964b: Naturräumliche Gliederung des Ith-Hils-Berglandes. Art und Anordnung der Physiotope und Ökotope. - Diss.Math.Nat.Fak., Göttingen.

- KNOLL, F. 1952: Pflanzenwuchs und Klima auf dem Ätna. - Wetter und Leben, 4, Wien, 52-55.
- KOEGEL, L. 1940: Der Ätna über dem sizilischen Landschaftsblock. - Ztschr.für Erdkunde, 8, 7/8; Frankfurt/M., 145-160.
- KUBIENA, W.L. 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Madrid-Stuttgart.
- ders. 1955: Les Sols des Territoires Espagnoles du Golfe du Guinée. - 3e Réunion de la C.R.A.C.C.U.S., Fernando Póo.
- ders. 1956: Materialien zur Geschichte der Bodenbildung auf den Westkanaren. - 6e Congres Int.de la Sc.du Sol, Rapports Vol E (Comm.5), 38, Paris, 241-246.
- LAUER, W. 1959: Klimatische und pflanzengeographische Grundzüge Zentralamerikas. - Erdkunde, 13, Bonn, 344-354.
- LEMBKE, H. 1931: Beiträge zur Geomorphologie des Aspromonte (Kalabrien). - Ztschr.f.Geomorphologie, 6, Leipzig, 58-112.
- LEONARD, A.1958: Contribution á l'etude de la colonisation des laves du volcan Nyamuragira par les Végétaux. - Vegetatio, 8, 4, Den Haag.
- LEYDEN, F. u. MAIER, W. 1929: Karbildung am Ätna?. - Pet.Mitt. 75, Gotha, 82-83.
- LÜDI, W. 1956: Bemerkungen zur Gliederung der Vegetation in der baumlosen Höhenstufe des Ätna (Sizilien). - Berichte über d.Geobot.Inst. Rübel in Zürich 1955, Zürich, 103-108.
- MACDONALD, G.A. 1953: Pahoehoe, Aa and Block lava. - American Journal of Science, 251, New Haven, 169-191.
- MAIER, W. 1928: Karbildung am Ätna. - Pet.Mitt.,74,Gotha,211-212.
- ders. 1929: Beitrag zur Morphologie des Ätna. - Ztschr.f.Geomorphologie, 4, Leipzig, 241-254.
- ders. 1931: Beitrag zur Morphologie des Ätna. - Ztschr.Dt. Geol.Ges., 83, Berlin, 215-223.
- ders. 1936: Zur Morphologie des Ätna. 3.Beitrag. - Ztschr.Dt. Geol.Ges., 88, Berlin, 326-338.
- MANCINI, F. 1960: Carta dei suoli d'Italia 1:1,5 Mill.. - Agricoltura Italiana,9, 7, Roma, 14-15.
- MERCURIO, G.A. 1853: Relazione della grandiosa eruzione Etna 1852. - Catania. (Im Auszug bei v.RATH,G. 1872).
- MESSINA, R. 1960/61: L'Eruzione dell'Etna del 1886 ed i suoi prodotti. - Diss. Catania.
- MEYER, B. 1955: Grundlagen und Ergebnisse einer Untersuchung der bodenkundlichen Verhältnisse in Süd-Niedersachsen. - Diss.Landwirtsch.Fak. Göttingen.

- MILONE, F. 1960: Sicilia. La natura e l'uomo. - Torino.
- MOLINIER, R.u.R. 1955: Observation sur la végétation littorale del'Italie occidentale et de la Sicile. - Archivio Bot., 31, 3, Forli, 129-161.
- MORANI, V. 1948: I terreni della Sicilia. Sguardo pedologico-agrario. - Giorn.di Scienze Nat. ed Econom. di Palermo, 45, sez. 1,4, Palermo, 3-19.
- MÜCKENHAUSEN, E. 1962: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - Frankfurt/M.
- NEEF, E. 1956: Einige Grundfragen der Landschaftsforschung. - Wiss.Ztschr.Univ.Leipzig, Math.Nat.Reihe,5,5, 531-541.
- ders. 1962: Elementaranalyse und Komplexanalyse in der Geographie. - Vortrag vor der Dt.Akad.d.Naturforscher "Leopoldina" in Halle am 9.10.1962.
- ders. 1963: Topologische und chorologische Arbeitsweisen in der Landschaftsforschung. - Pet.Mitt., 107, Gotha,248-259.
- ders. 1964: Zur großmaßstäbigen landschaftsökologischen Forschung. - Pet.Mitt., 108, 1/2, Gotha 1-7.
- NEEF, E., SCHMIDT, G. u. LAUCKNER, M. 1961: Landschaftsökologische Untersuchungen an verschiedenen Phytotopen in Nordwest-Sachsen. - Abh.Sächs.Akad.d.Wiss. Leipzig, Math.Nat.Klasse, 47, 1, Berlin.
- OTREMBÀ, E. 1948: Die Grundsätze der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. - Erdkunde, 2, Bonn, 156-167.
- PAFFEN, K.H. 1953: Die natürliche Landschaft und ihre räumliche Gliederung. Eine methodische Untersuchung am Beispiel der Mittel- und Niederrheinlande. - Forschungen zur Dt.Landeskunde, 68, Remagen.
- PHILIPPI, R.A. 1832: Über die Vegetation am Ätna. - Linnaea, 7, 6, Berlin, 727-764.
- PHILIPPSON, A. 1934: Die Landschaften Siziliens. - Ztschr.d. Ges.f.Erdkunde zu Berlin 1934, 321-343.
- PIROLA, A. u. VECCHIO, S. 1960: Osservazioni sulla vegetazione della Valle di Calanna (Etna). - Boll.d.Istituto di Bot. Catania, 2, 2, Catania, 131-142.
- PIROLA, A. u. ZAPPALA, G. 1959: La foresta a Pinus laricio Poir.di Linguaglossa (Sicilia). - Boll.d.Istituto di Botanica Catania, 2, 3, Catania, 1-34.
- POLI, E. 1959a: Ricerche sulla vegetazione alpina sull'Etna. Boll.Acc.Gioenia, 4, 5, Catania, 1-10.
- dies. 1959b: Sulla genesi di alcune grotte dell'Etna. - Boll. Acc.Gioenia 4, 5, Catania, 1-17.
- dies. 1964: La vegetazione altomontana dell'Etna. - Flora et Vegetatio Italica, 5, 1 und 2, Sondrio, 1964/65 (im Druck).

- PRESL, C.B. 1826: Flora sicula I. - Prag.
- PRINCIPI, P. 1943: I terreni d'Italia. Terreni naturali e terreni agrari. - Soc.ed.Dante Alighieri, Genova.
- ders. 1952: I terreni agrari della Sicilia. - It.Agric., 89, 669-682.
- QUEZEL, P. 1953: Contribution a l'etude phytosociologique et geobotanique de la Sierra Nevada. - Mem.Soc.Broteriana, 9, Alcobaca.
- RATH, G.vom 1872: Der Aetna. - Verhandlungen des naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen, Bonn.
- RAUH, W. 1940: Die Wuchsformen der Polsterpflanzen. - Bot. Archiv, 40, 289-462.
- RITTMANN, A. 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. - Stuttgart.
- ders. 1963: I progressi recenti della Vulcanologia e le ricerche sull'Etna. - Boll.Acc.Gioenia, 4, 7, Catania.
- ders. 1964: Vulkanismus und Tektonik des Ätna. - Geol.Rdschau, 53, 2, Stuttgart, 788-800.
- RUNGALDIER, R. 1928: Eine Ätnabesteigung. - Geogr.Anzeiger, 29, Gotha, 53-58.
- SAPPER, K. 1927: Vulkankunde. - Stuttgart.
- SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN, W. 1845: Atlas des Aetna. - Berlin.
- ders. 1880: Der Aetna. - 2 Bände, Leipzig.
- SATO, H. 1950: Geomorphological classification of lava flows. A Study of Volcanic Topography in Japan. - Bull.of the Geogr.Inst.Tokyo, 1, Tokyo, 114.
- SCHEFFER, F. u. MEYER, B. 1955: Das Hilsgebiet, kurzer landchaftlicher Abriß unter bodenkundlichen Gesichtspunkten. - Tagung d.Dt.Bodenkundl.Ges., 3, Göttingen.
- SCHEFFER, F., MEYER, B. u. BABEL, U. 1961: Zur qualitativen Erfassung der freien Eisenoxyde in Böden mittels Extraktionsverfahren. - Ztschr.Pflanzenern.,Düng.u.Bodenkunde, 95, Weinheim, 142-160.
- SCHEFFER, F.u. SCHACHTSCHABEL, P. 1960: Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde, Bd. 1: Bodenkunde. -Stuttgart.
- SCHMIDT, G. 1949: Der Seewind in der Ebene von Catania. - Geofisica pura e applicata, 14, Milano, 68-94.
- SCHMITHÜSEN, J. 1948: "Fliesengefüge der Landschaft" und "Ökotopt". - Ber.z.Dt.Landeskunde, 5, Stuttgart, 74-83.
- ders. 1953: Grundsätzliches und Methodisches. - Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 1.Lieferung, Remagen.
- ders. 1956: Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. - Bonner Geogr.Abh., 17, Bonn, 1-86.

- SCUDERI, S. 1826: Trattato dei Boschi dell'Etna. - Atti Acc. Gioenia Catania, 1826/28.
- SEMINARA, S. 1958/59: Eruzione dell'Etna del 1852/53 (Valle del Bove). - Diss. Catania.
- SESTINI, A. u.a. 1957: L'Italia fisica. - T.C.I., Conosci l'Italia, 1, Milano.
- SESTINI, A. 1963: Il Paesaggio. - T.C.I., Conosci l'Italia, 1, Milano.
- SIEBERG, A. 1912: Die topographischen Umgestaltungen auf dem Ätna, hervorgerufen durch die Eruption in der Zeit vom 9. bis 22. Sept. 1911. - Beiträge zur Geophysik, 11, 2/4, Leipzig, 162-176.
- SOIL SURVEY STAFF 1960: Soil Classification. A Comprehensive System. - 7th Approximation -. - United States Department of Agriculture.
- SPERANZA, F. 1960: Dei limiti altimetrici della vegetazione sull'Etna. - Catania.
- STROBL, G. 1874: Über die Scleranthem des Ätna und der Nebroden. - Österr. Bot. Ztschr., 24, Wien, 69-74.
- ders. 1880a: Der Etna und seine Vegetation. - Wissenschaftl. Studien und Mitt. aus dem Benedictiner-Orden, Jg. 1, Brünn, Heft 1, 90-128, Heft 2, 74-88, Heft 3, 3-28, Heft 4, 36-73.
- ders. 1880b: Flora des Ätna. - Österr. Bot. Ztschr., Jg. 30-38, Wien 1880-1888.
- STURIALE, C. 1960: Le lave del basso versante meridionale dell'Etna. - Boll. Acc. Gioenia, 4, 5, Catania, 479-488.
- THORP, J. u. SMITH, G.D. 1949: Higher Categories of Soil Classification: Order, Suborder and great Soil Groups. - Soil Science, 67, Baltimore, 117-126.
- TIETZE, W. 1951: Eine Ätnabesteigung. - Geogr. Rundschau, 3, Braunschweig, 270-272, 279.
- TOMASELLI, R. 1961: Accenni alle successioni floristiche e al dinamismo della vegetazione sicula. - Archivio Bot. e Biogeogr. Ital., 37, 4, 6, 4, Forlì, 3-20.
- TORNABENE, F. 1889/92: Flora Aetnea. - Catania.
- TOSCHI, U. 1936: I terrazzi di Taormina. - L'Universo, 17, Firenze, 347.
- TROLL, C. 1950: Die geographische Landschaft und ihre Erforschung. - Studium Generale, 3, 4/5, Heidelberg.
- ders. 1959: Die tropischen Gebirge, ihre dreidimensionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung. - Bonner Geogr. Abh., 25, Bonn.
- ders. 1963: Über Landschafts-Sukzession. - Vorwort bei BAUER, H.J., Bonn 1963.

- VAGELER, P. 1938: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. - Berlin.
- VAGLIASINDI, C. 1948a: Origine glaciale della Valle del Bove, altro ghiacciaio etneo. Cronologia di eruzioni preistoriche presso Randazzo. - Boll.Acc.Gioenia, 3, 22, Catania, 3-24.
- ders. 1948b: Osservazioni sul periodo glaciale e nuove manifestazioni dell'azione glaciale quaternaria sul Monte Etna. - Boll.Acc.Gioenia, 3, 22, Catania, 25-57.
- ders. 1949: L'Etna durante il periodo glaciale e la formazione della Valle del Bove. - Mem.Istituto Geopaleont. Catania, 2, 1, Catania, 80.
- VECCHIO, S. 1957/58: La valle di Calanna (Etna). Sua origine e sue modificazioni in seguito alle eruzioni. - Diss. Catania.
- WALTER, H. 1955: Klimadiagramme als Mittel zur Beurteilung der Klimaverhältnisse für ökologische, vegetationskundliche und landwirtschaftliche Zwecke. - Ber.d.Dt. Bot.Ges., 68, 8, Stuttgart, 331-334.
- WALTER, H. u. LIETH, H. 1964: Klimadiagramm-Weltatlas. - Jena.
- WENTWORTH, Ch.K. u. MACDONALD, G.A. 1953: Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii. - Geological Survey Bull. 994, Washington.
- WOLLNY, E. 1878: Untersuchungen über den Einfluß der Farbe des Bodens auf dessen Erwärmung. - Forschungen a.d.Gebiet d.Agrikulturphysik, 1, Heidelberg, 43-69.

KARTENVERZEICHNIS:

Atlante fisico economico d'Italia. - Milano 1960.

Atlas des Aetna. - Berlin 1845 (s. SART.v.WALTERSHAUSEN,W.).

Carta d'Italia 1:25 000

Blätter:	261	I SE	Randazzo
	"	II NO	Serra di Vito
	"	II NE	Bronte
	"	II SO	Grotta Fumata
	"	II SE	M.Minardo
	262	I SO	Taormina
	"	II NO	Fiumefreddo di Sicilia
	"	III NO	M.Etna Nord
	"	III NE	Piedimonte Etneo
	"	III SO	M.Etna Sud
	"	III SE	Giarre
	"	IV SO	Malvagna
	"	IV SE	Castiglione di Sicilia
	269	I NO	Centuripe
	"	I NE	Adrano
	"	I SE	Paterno
	270	IV NO	Belpasso
	"	IV NE	Acireale
	"	IV SO	Mascalucia
	"	IV SE	Catania.

Carta d'Italia 1:50 000, Blätter: 75 (262 III) M. Etna
76 (261 II) Bronte.

Carta Meridionale d'Italia 1:50 000

Blätter: 145 Randazzo, 146 Taormina, 155 Aderno, 156
Acireale

Carta d'Italia 1:100 000

Blätter: 261 Bronte, 262 M.Etna, 269 Paterno, 270 Catania.

Carta Geologica d'Italia 1:100 000

Blätter: 261 Bronte, 262 M.Etna.

Carta dell'Utilizzazione del Suolo d'Italia Blatt 22.

Vulkanologische Neukartierung des Ätna 1:25 000 des Istituto
di Vulcanologia Catania (im Druck).

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN UND KARTENBEILAGEN

- Abb.1 Die Landschaften Ostsiziliens
" 2 Klimadiagramme des Ätna
" 3 " " "
" 4 Charakterisierung des Reliefs auf der Lava von 1780
" 5 Grundformen der Kraterkegel I
" 6 " " " II
" 7 Abtragungsreihe der Kraterkegel
" 8 Die Teillandschaften des Ätna
" 9 Die Teillandschaft des Zentralkraters
" 10 Der Zentralkrater
" 11 Landschaftsprofil der Zentralerhebung
" 12 Das "freie" Eisen in den Böden als Indikator für die chemische Verwitterung in den Höhenstufen am Ätna
" 13 Serra Giannicola Grande
" 14 " " "
" 15 Durch ausstreichende Lavaschichten gestufte Serra
" 16 Die Physiotope der Umgebung von Aci Trezza
" 17 Erosionsrinne mit zerschnittener Akkumulationsfläche
" 18 Erosionsrinne, durch Lava gestuft
" 19 Kraterkegel von 1819
" 20 Blick vom Piccolo Rifugio nach S auf Kraterkegel verschiedenen Typs
" 21 Blick vom Abhang der Pizzi Deneri nach NE
" 22 " " M.Salto del Cane auf Montagnola und Schiena del'Asino
" 23 Blick vom Rand des Elliptischen Kraters nach SW
" 24 Zentralkraterkegel von SW
" 25 Lava von 1928 nördlich des M.Concazze
" 26 " " " und Staffelbruch der Ripe
" 27 Bodenprofil unter Pinus laricio (Polyboden)
" 28 Vielschichtiges Bodenprofil einer Braunerde
" 29 Blick vom M.Zoccolaro nach W auf den Nordabhang der Serra Solfizio
" 30 Grund der Valle del Bove
" 31 Valle di Calanna
" 32 Rumici-Anthemidetum aetnensis
" 33 Blick vom M.Concazze nach WNW auf die Serra d.Concazze

Kartenbeilage	1	Vulkanologisch-morphogenetische Karte des Ätna
"	2	Die Physiotope des oberen Ätna I
"	3	" " " " " II
"	4	Physiotope im Valle di Calanna
"	5	Die Ökotope in der Umgebung des Rifugio Citelli
"	6	Landschaftsprofile am Ätna I
"	7	" " " " " II
"	8	Die Bodengesellschaften des Ätna

Abb.1: Die Landschaften Ostsiziliens

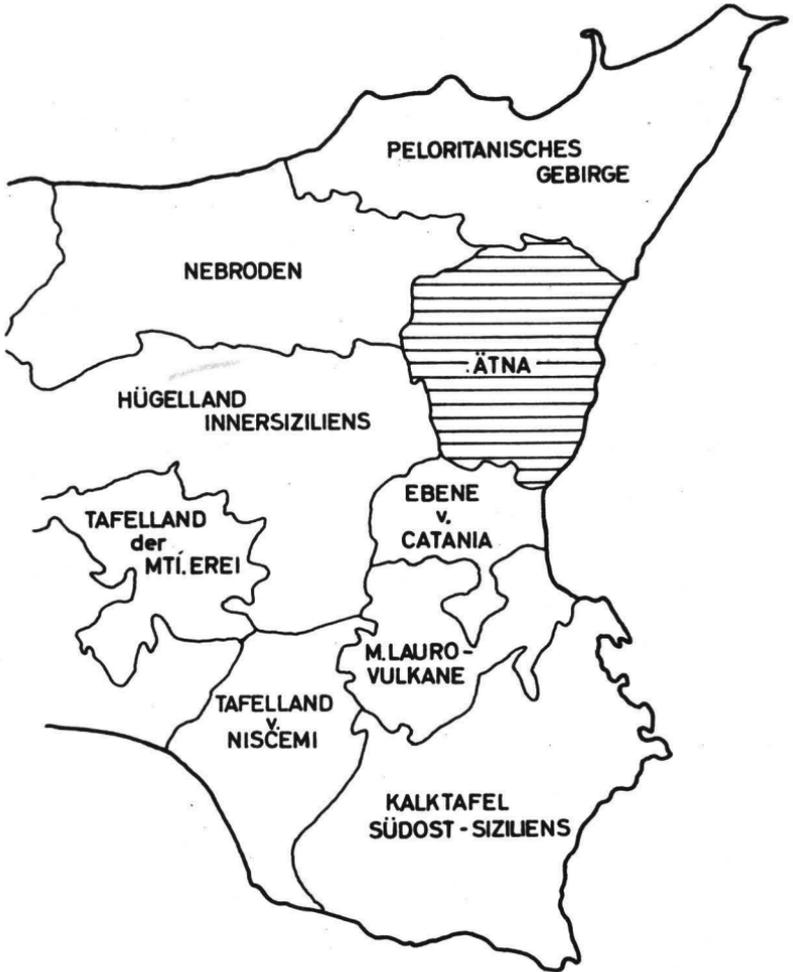
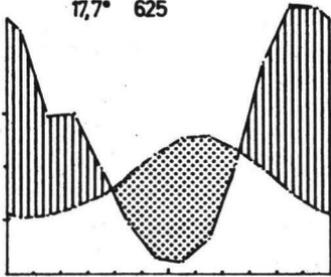


Abb. 2 Klimadiagramme des Ätna

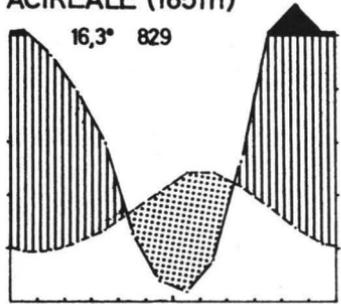
CATANIA-OSS. (65m)

17,7° 625



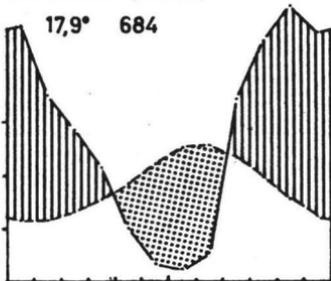
ACIREALE (185m)

16,3° 829



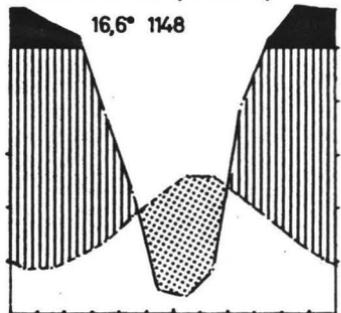
RIPOSTO (15m)

17,9° 684



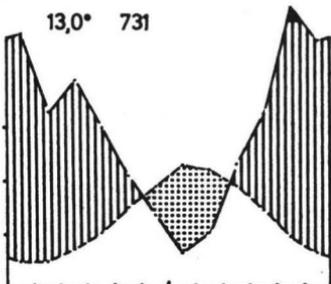
VIAGRANDE (405m)

16,6° 1148



RANAZZO (750m)

13,0° 731



MANIACE (670m)

12,9° 736

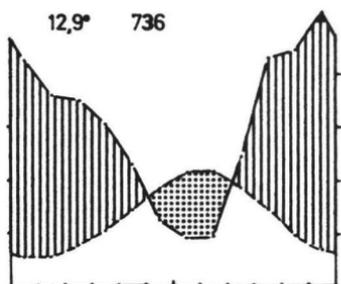
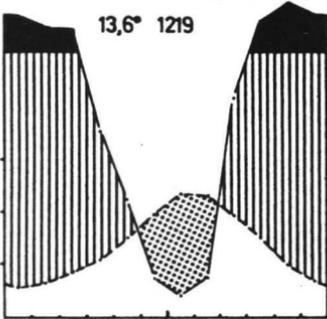
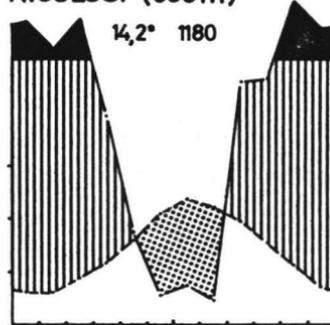


Abb. 3 Klimadiagramme des Ätna

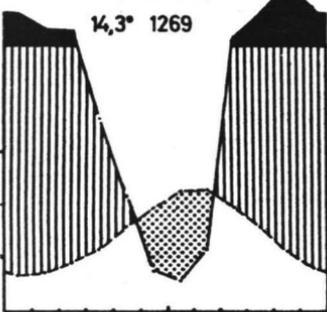
LINGUAGLOSSA (560m)



NICOLOSI (698m)



S.ALFIO (550m)



Die in den Abb. 2 und 3 dargestellten Klimadiagramme (System H. WALTER 1955)

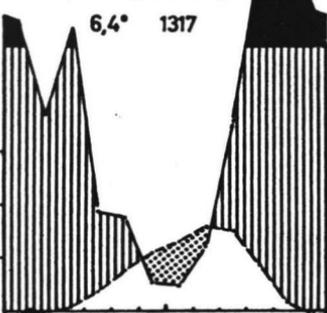
wurden nach Klimadaten von

O. DE FIORE 1931/32 und

F. SPERANZA 1960

angefertigt.

C. CANTONIERA
(1882m)



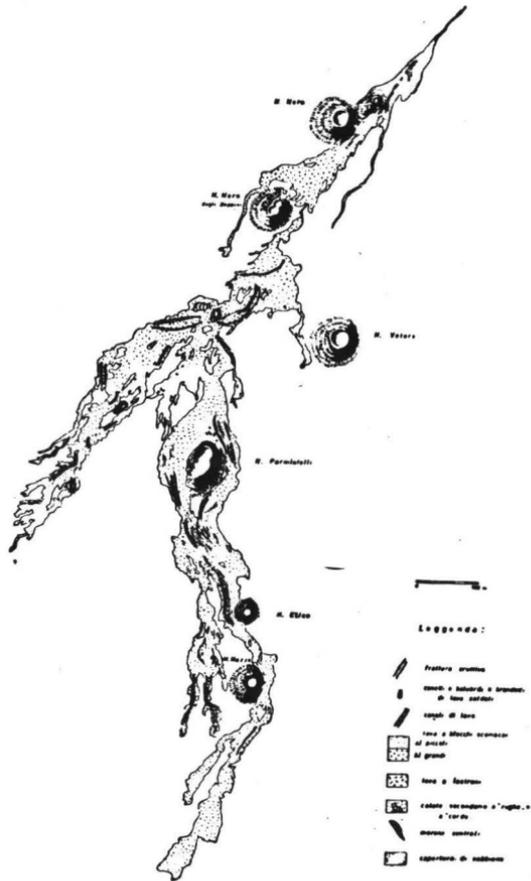


Fig. 3 — Rilevamento della colata del 1780 dell'Etna.
Sono indicati schematicamente i diversi aspetti morfologici della superficie lavica.

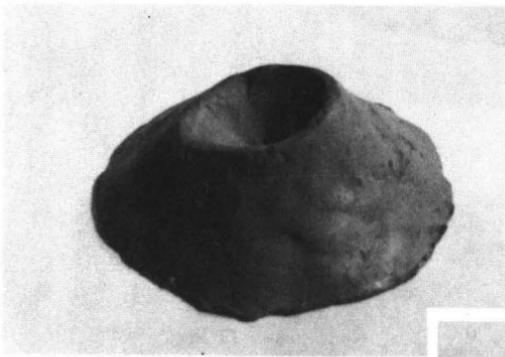
Abb. 4: Charakterisierung des Reliefs auf der Lava
von 1780, aus M. DI RE (1961).

1. Eruptionsspalte
2. Schweißschlackenkegel
3. Lavakanäle
4. Brockenlava
5. Schollenlava
6. Sekundärströme
7. Lavawälle
8. Flächen mit aufgespültem
Pyroklastikamaterial

Abb. 5: Grundformen der Kraterkegel I



Normalkegel (symmetrisch)



Asymmetr. Kegel
(leeseitig erhöht)

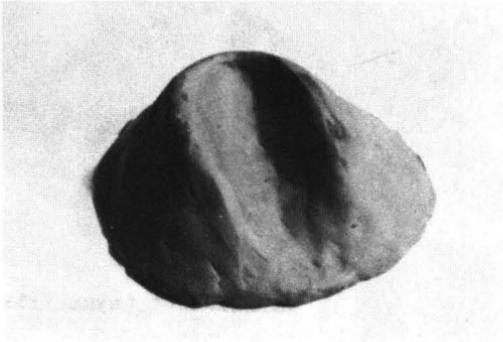


Sattelförmiger Kegel



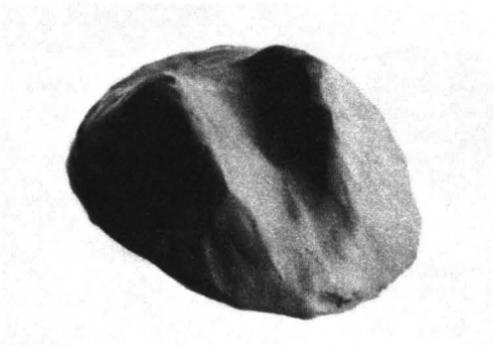
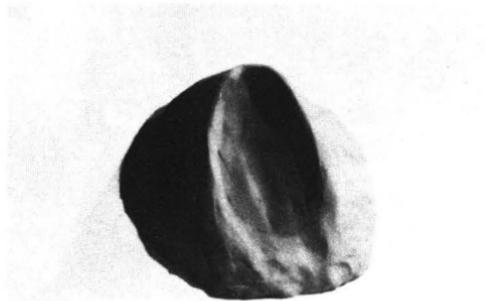
Kegel mit "sink hole"

Abb. 6: Grundformen der Kraterkegel II



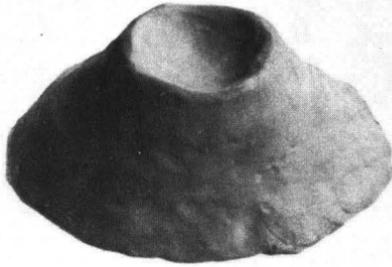
Halbmondkegel (tal-
seitig ist Lava aus-
geflossen)

Montagnola-Kegel
(am steilen Hang
entstanden)



Doppelwall-Kegel
(über einer schmalen,
langen Ausbruchs-
öffnung entstanden)

Abb. 7: Abtragungsreihe der Kraterkegel



Typ I

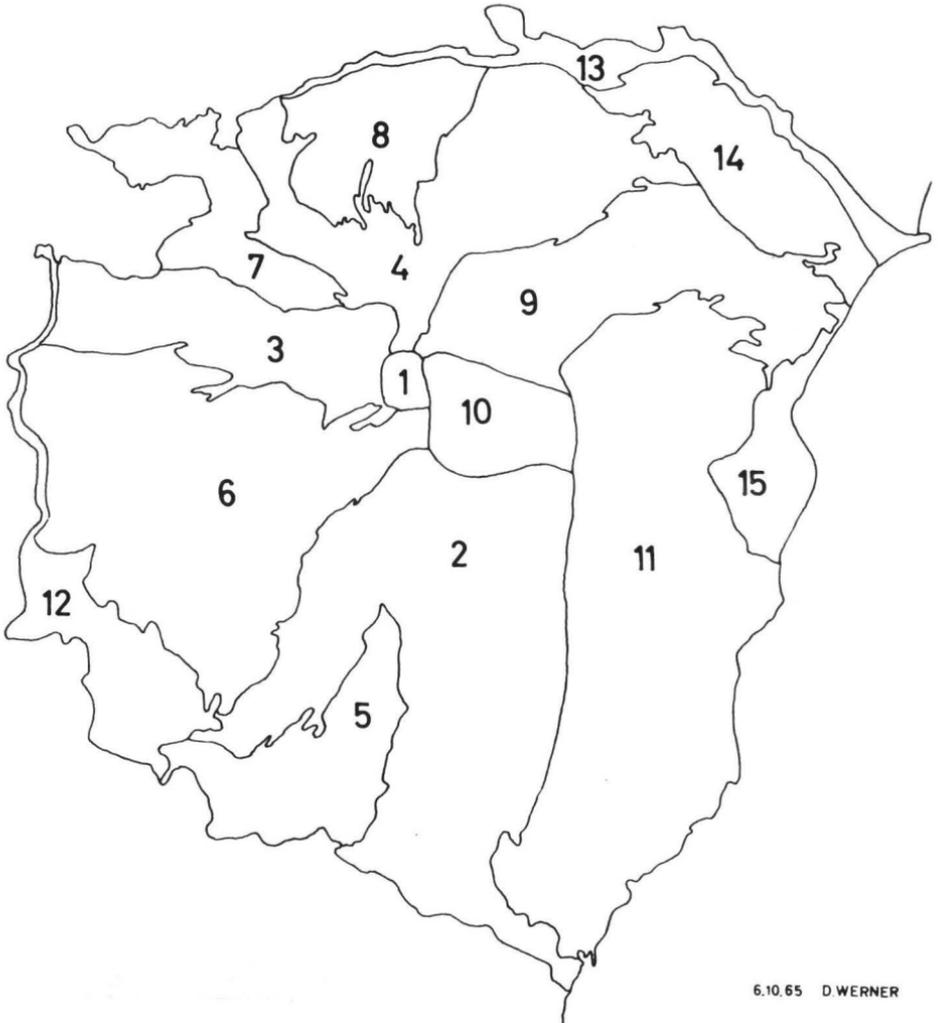


Typ II



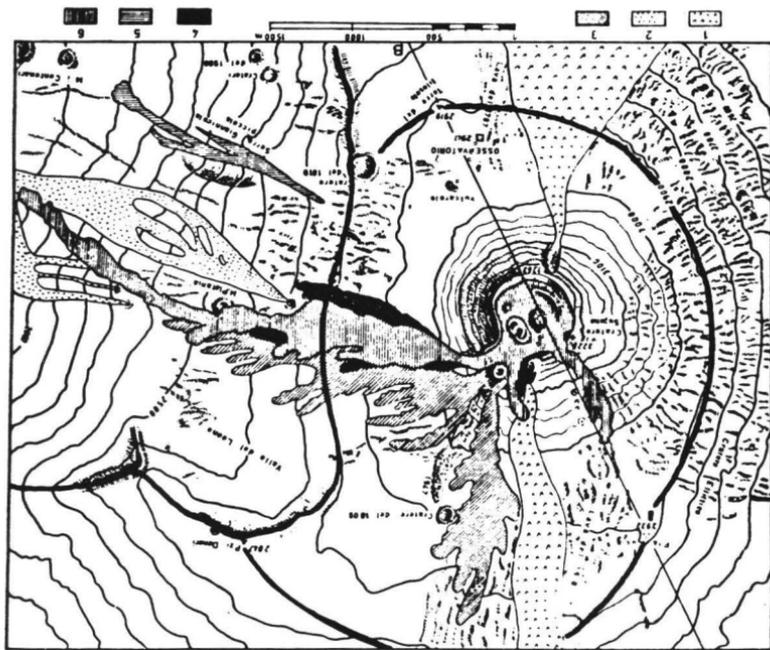
Typ III

Abb.8: Die Teillandschaften des Ätna



6.10.65 D.WERNER

1. Zentralkraterkegel-Landschaft
- 2.-4. Lavastromlandschaften
- 5.-9. Alte Lavaterrain-Landschaften
10. Calderenlandschaft
11. Bruchstufenlandschaft
- 12.-13. Tallandschaften (Simeto, Alcantara)
- 14.-15. Artfremde Landschaften aus nichtvulkanischem Material



Jan. 1956

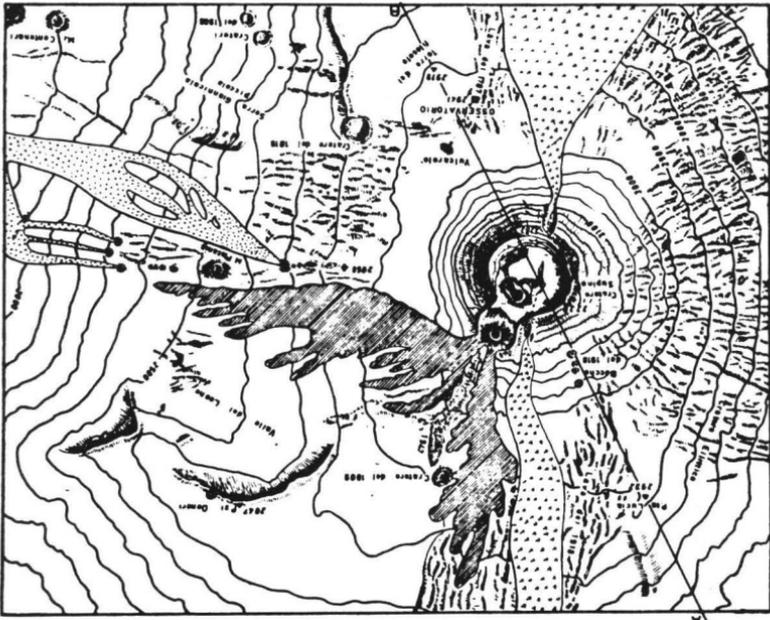


Abb. Nr.9 Teilandschaft des Zentralkraters (nach S. CUCUZZA-SILVESTRI 1957)

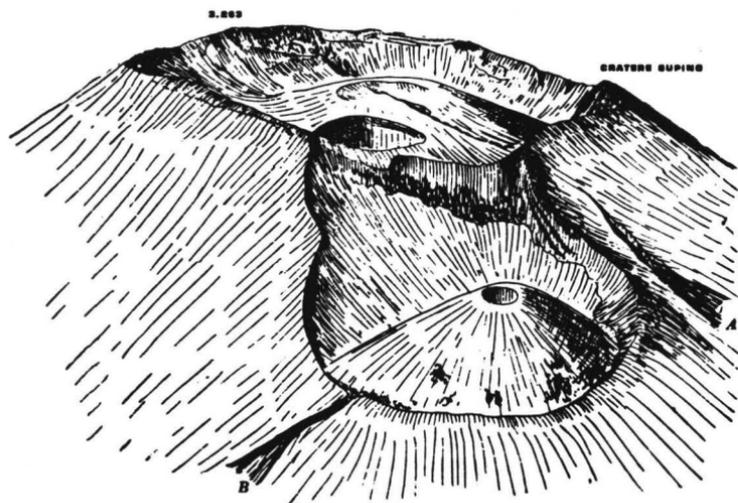
LEGENDE

1. Lavaströme von 1949
2. Lavastrom von 1950/51
3. Lavaströme von 1955
4. Lavaströme von Febr. u. März 1956
5. Lavastrom von März 1956
6. Lavastrom von April 1956

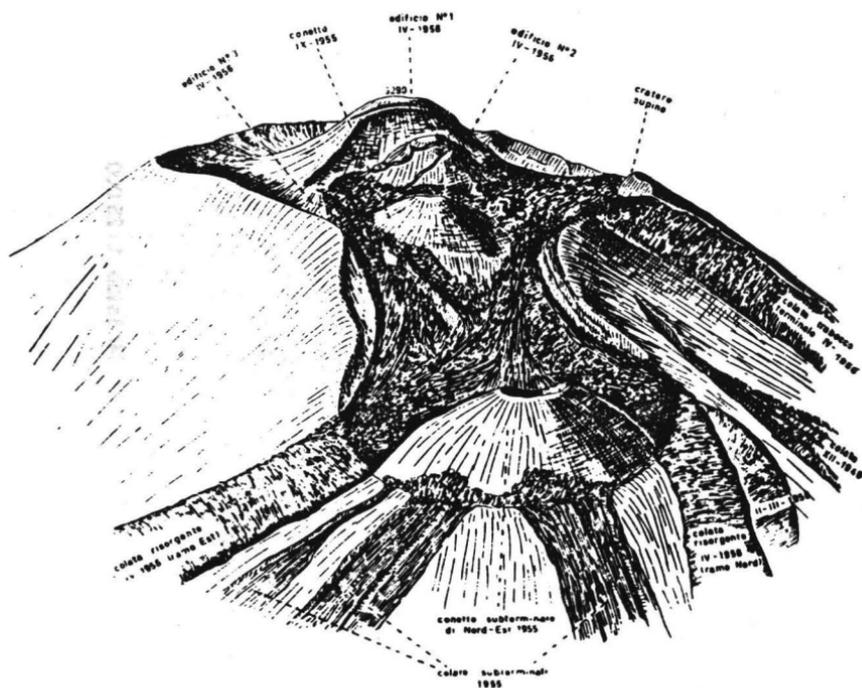
A
B
 Landschaftsprofil in Abb.11

Teillandschaftsgrenzen

Abb. Nr.10 Der Zentralkrater, von NE gesehen
(aus S.CUCUZZA-SILVESTRI 1957)

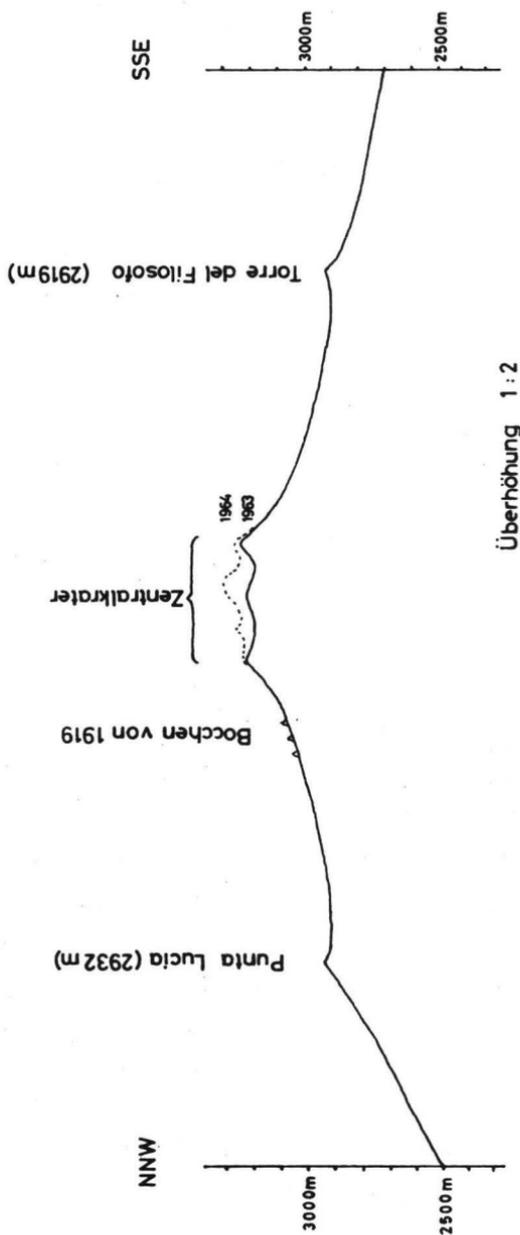


Juli 1955

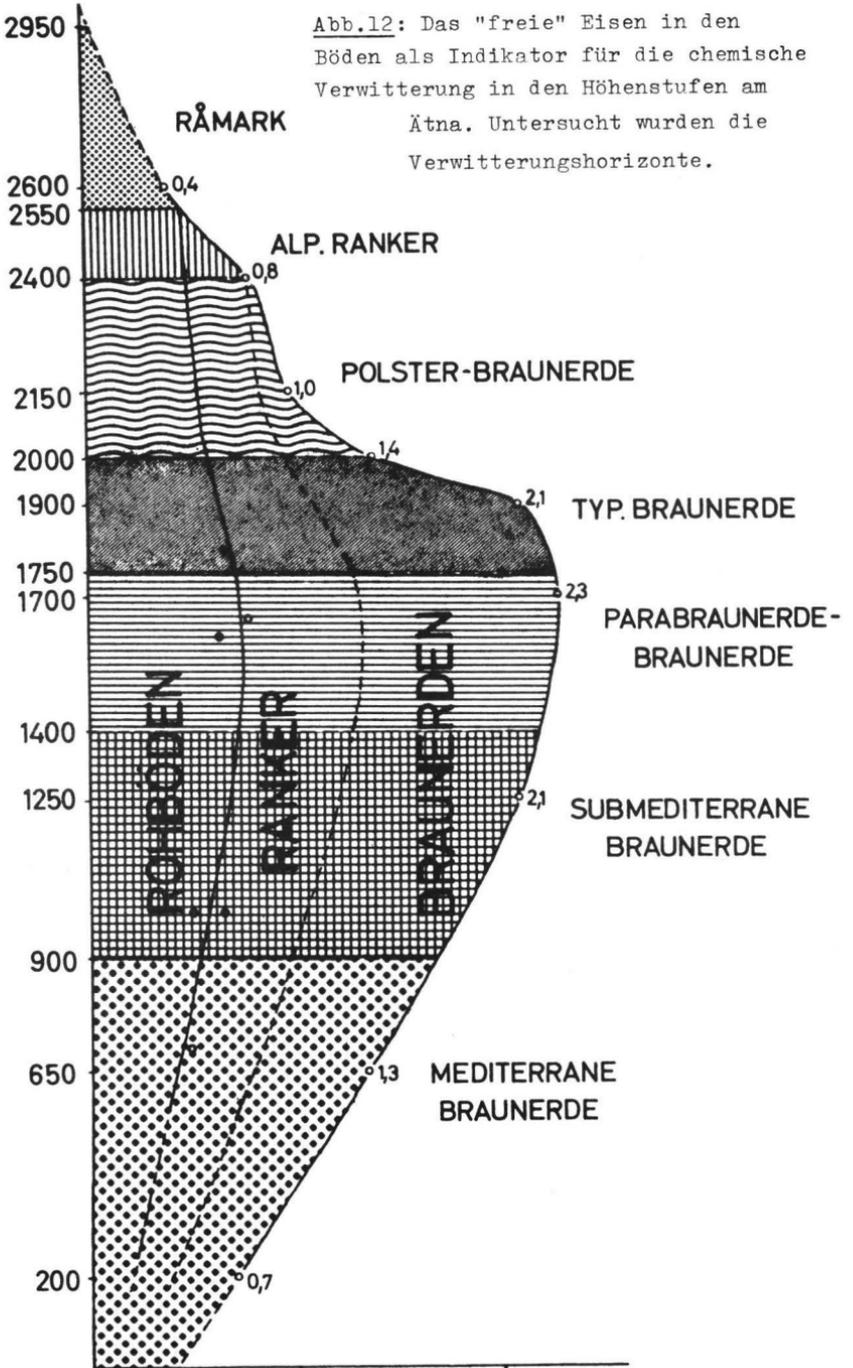


Mai 1956

Abb. Nr.11 Landschaftsprofil der Zentralerhebung



Höhe in m über NN



1% 2% Fe (als Magnetit)



Ansicht des Teatro grande der Serra Giannicola.

Abb. 13: Aus W.SART.v.WALTERSHAUSEN, 1880
Besonders charakteristisch treten die
Türme und Mauern hervor.

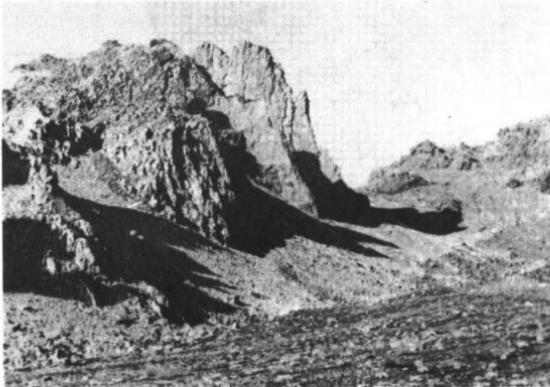
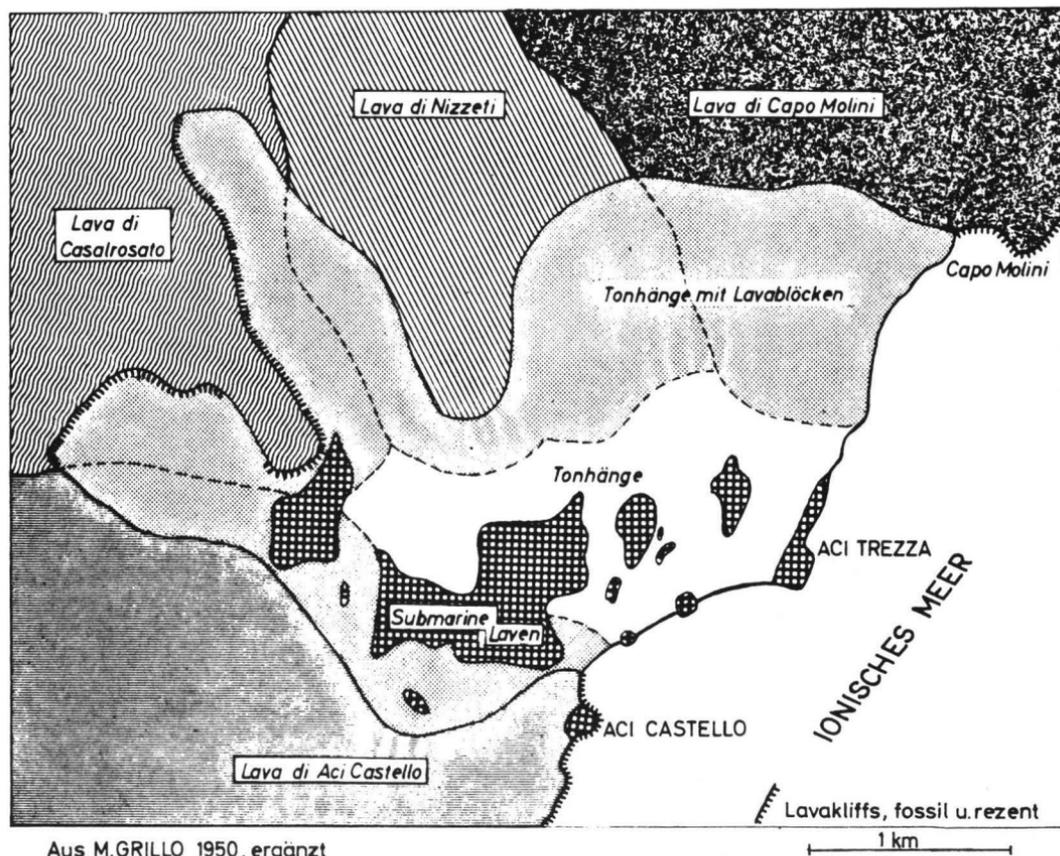


Abb. 14: Teil der Serra Giannicola Grande.
Zwischen den Mauern und Türmen kleine Schutt-
rinnen, die mit einem deutlichen Hangknick
in die große Schuttrinne (Vordergrund) ein-
münden. Vegetation: Rumici - Anthemidetum
aetnensis.



Abb.15: Serra am nordexponierten Hang der Valle del Bove. Leichte Stufung durch ausstreichende Lavaschichten. Angepasst an diese Stufen Ansiedlung von *Genista aetnensis* und *Fagus silvatica*. Im Vordergrund Schuttrinne mit als Mauern herauspräparierten Gängen.



Aus M.GRILLO 1950, ergänzt

Abb. 16: Die Physiotope der Umgebung von Acì Trezza (Ätna)



Abb. 17 : Erosionsrinne südwestlich des Rifugio
Citelli mit Akkumulationsfläche, die
wieder zerschnitten worden ist.



Abb. 18 : Erosionsrinne südlich des M.Baracca mit
erodierter Lava, eine Stufe bildend.



Abb. 19 : Kraterkegel von 1819, am Rande der Teil-
landschaft des Zentralkraters gelegen.
Laven und Pyroklastika haben das Krater-
innere aufgefüllt.

M. Leo
(Satteltyp)
M. Sona
(Normaltyp)



M. Vetore
(Asym. Typ)
M. Castel-
lazzo
(Abtragungstyp II)

Abb. 20 : Blick vom Piccolo Rifugio nach S auf
Kraterkegel verschiedenen Typs. Im
Vordergrund Pyroklastikaerosionshang
mit Astragaletum.

I due Monti

M. Baracca
(Doppelwalltyp)
M. Zappinazzo
(Abtragungstyp I)



Mti.
Sartorio
(Normaltyp)

Abb.21 : Blick vom Abhang der Pizzi Deneri nach NE auf Kraterkegel verschiedenen Typs.

Montagnola



Abb.22 : Blick vom M. Salto del Cane nach NW auf Montagnola und Schiena dell'Asino. Starke, ökologisch bedingte Gliederung im Hintergrund. Vorne die Lava von 1634/36 mit Genista - Stadium, links der M. Serra Pizzuta Calvarina.

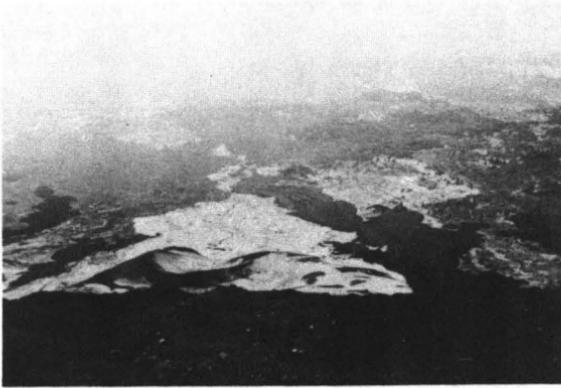


Abb. 23a : Blick vom Rande des Elliptischen Kraters nach SW.

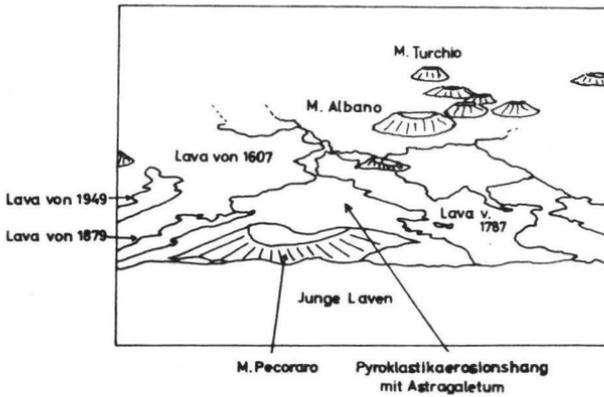


Abb. 23b : Übersichtsskizze zu Abb. 23a.



Abb. 24a : Zentralkraterkegel von SW. Im Vordergrund die Lava von 1780 (Brockenlava), dahinter Pyroklastikaerosionshang mit Pinus laricio - Wald und Astragaletum.

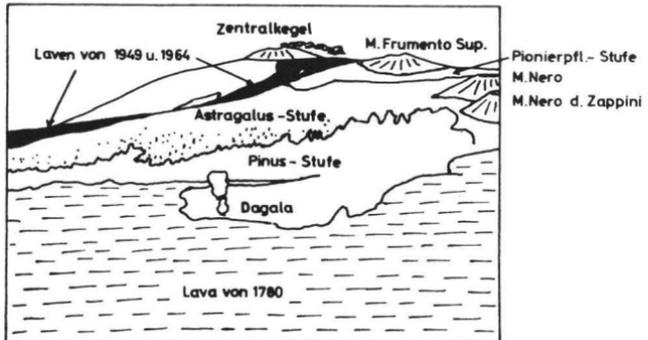


Abb. 24b : Übersichtsskizze zu Abb. 24a.

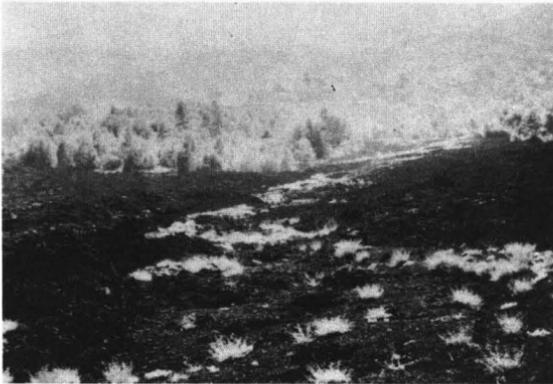


Abb. 25 : Lava von 1928 nördlich des M.Concazze mit auf-
gespülter Feinmaterialauflage (Mitte), Bewuchs:
Astragalus siculus, *Scrophularia canina* u.a.
Im Hintergrund Pyroklastikaerosionshänge mit
Birkenbuschwald.

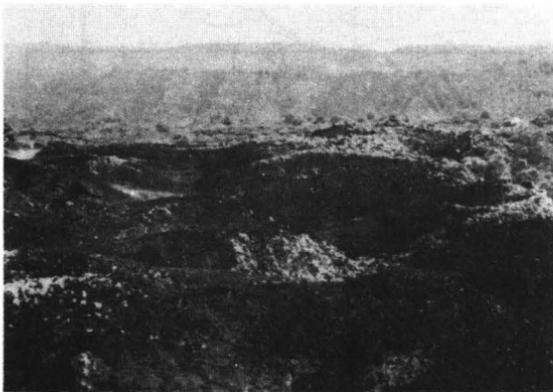


Abb. 26 : Lava von 1928 (Brockenlava) mit *Stereocaulon*
vesuvianum (weiße Flecken). Im Hintergrund der
Staffelbruch der Ripe mit verschiedenen Armen
der Lava von 1928.



Abb. 27 : Bodenprofil unter *Pinus laricio* (Polyboden) mit zwei Pyroklastikaschichten und begrabenen Horizonten. Der heute in Erscheinung tretende B_v -Horizont ist ein ebenfalls begrabener, inzwischen aber überprägter A-Horizont.
Typ: Braunerde mit leichter Tondurchschlammung.



Abb. 28 : Vielschichtiges Bodenprofil einer Braunerde über einer Breccialava am Piano della Lepre.



Abb. 29 : Blick vom M.Zoccolaro nach W auf den Nordabhang der Serra Solfizio (Calderenrand) und die Montagnola. Der Abhang ist gegliedert in Serren und Canalone.



Abb. 30 : Wie Abb. 29. Grund der Valle del Bove unter den Serren und Canalonen der Serra Solfizio. Große Akkumulationsfläche mit inselhaftem Durchragen von Teilen der Lava von 1792. Vegetation: artenreiches Astragaletum auf Ranker.



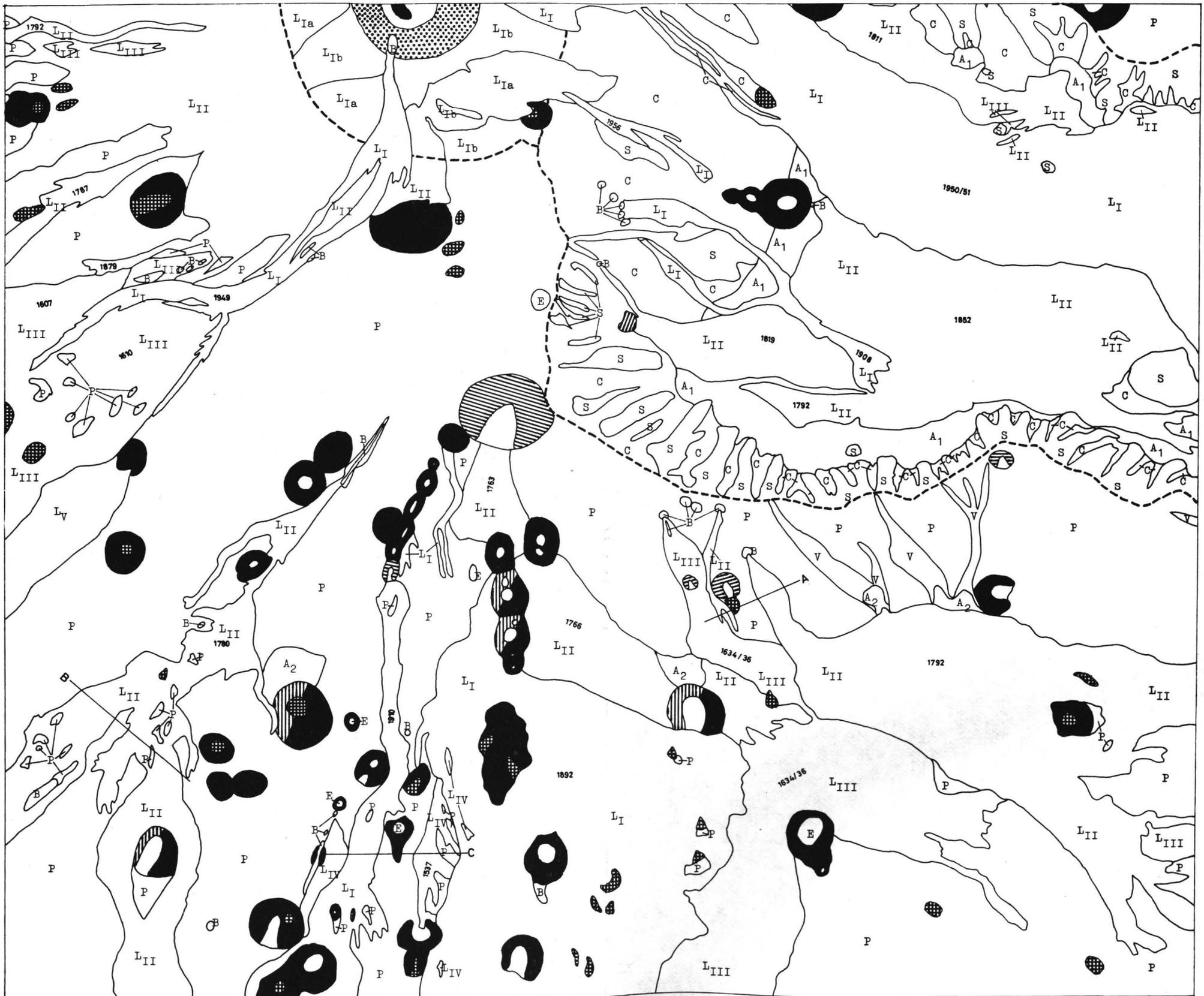
Abb. 31 : Blick von der Portella di Calanna nach W in die Valle di Calanna. Links die steilen Abhänge des C Calderarandes mit Serren und Canalonen (gestuft), rechts der M. Calanna. Dazwischen zieht sich die Lava von 1852 über den Salto della Giumenta herab, Inseln älteren Terrains unbedeckt lassend (Dagalen). Im Hintergrund der Westabhang der Valle del Bove mit dem Zentralkraterkegel (rechts).



Abb. 32 : Rumici-Anthemidetum aetnensis auf dem Piano del Lago. Im Hintergrund links der Zentralkraterkegel, rechts der Torre del Filosofo (2919 m).



Abb. 33 : Blick vom M. Concazze nach WNW auf die Serra delle Concazze. Das Bild zeigt die Ökotopegliederung in einem Ausschnitt aus dem kartierten Gebiet (Beilage Nr.5).



Maßstab: 1:25 000

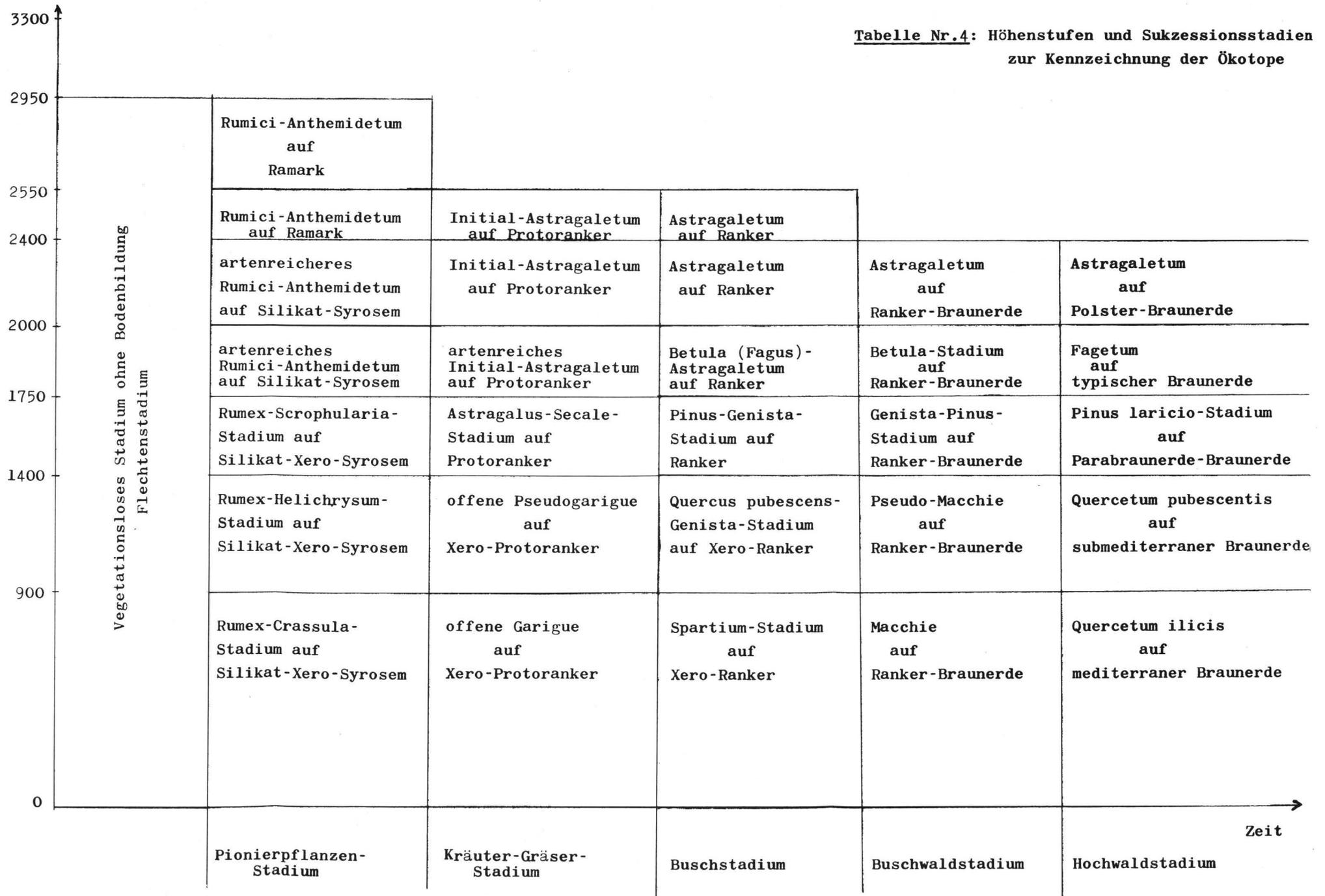
1 km

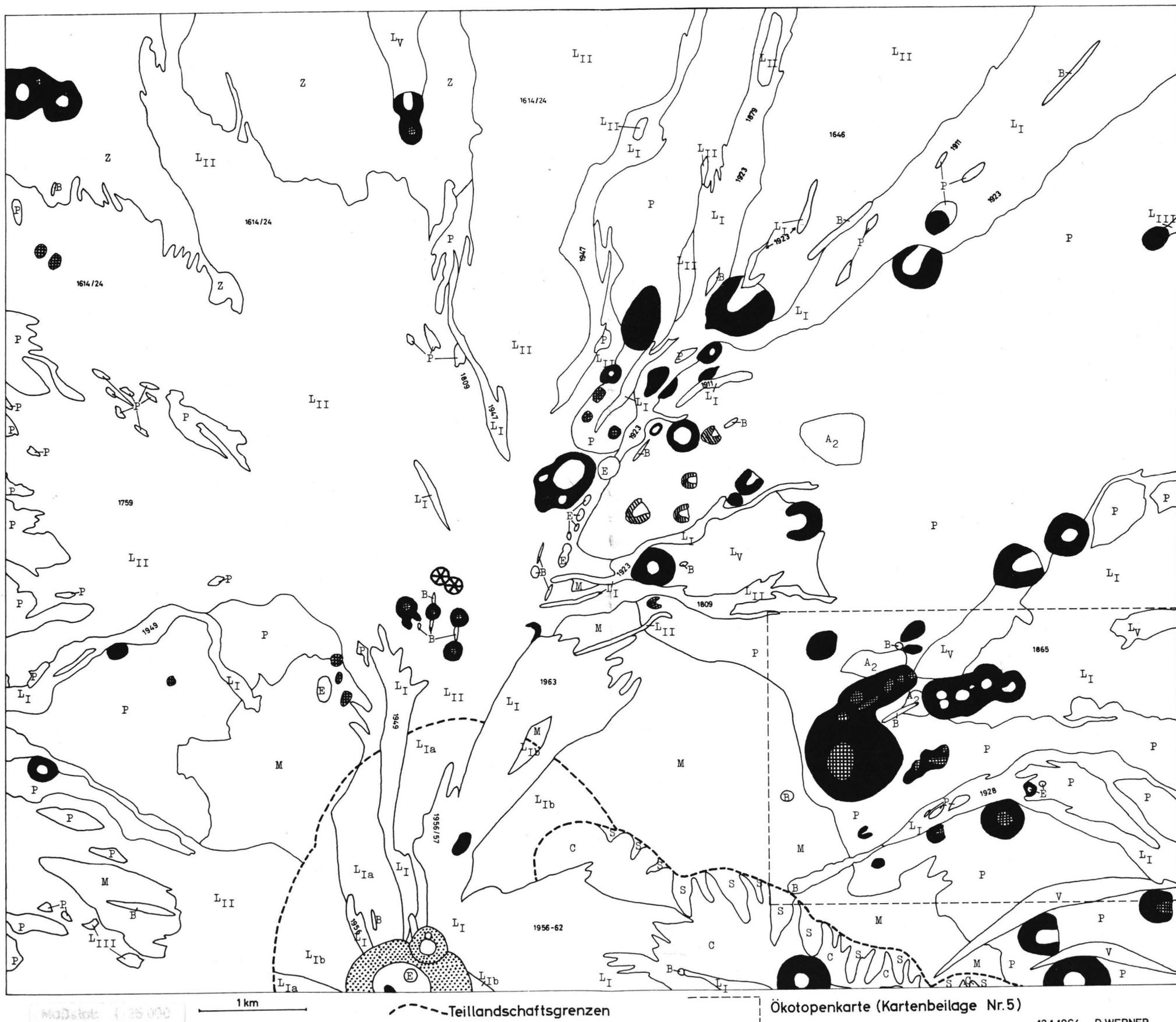
--- Teilandschaftsgrenzen

— Profile der Kartenbeilage Nr.7

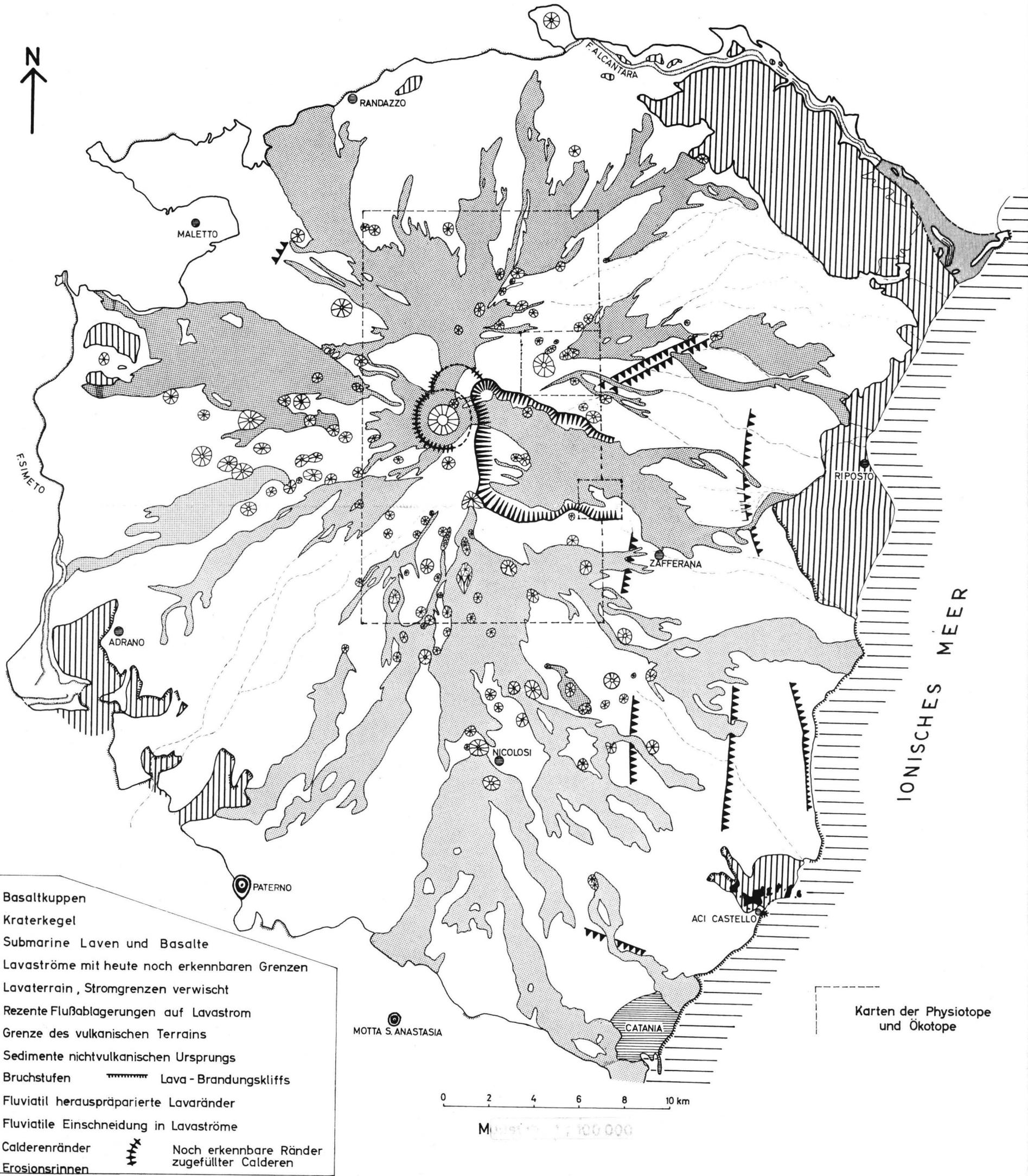
Höhe über NN

Tabelle Nr.4: Höhenstufen und Sukzessionsstadien zur Kennzeichnung der Ökotope





Vulkanologisch - morphogenetische Karte des Ätna



- ⊙ Basaltkuppen
- ⊗ Kraterkegel
- Submarine Laven und Basalte
- ▨ Lavaströme mit heute noch erkennbaren Grenzen
- Lavaterrain, Stromgrenzen verwischt
- ▤ Rezente Flußablagerungen auf Lavastrom
- Grenze des vulkanischen Terrains
- ▧ Sedimente nichtvulkanischen Ursprungs
- ▼ Bruchstufen ▲ Lava - Brandungskliffs
- Fluvialil herauspräparierte Lavaränder
- Fluviale Einschneidung in Lavaströme
- ⊕ Calderenränder ⊕ Noch erkennbare Ränder
- Erosionsrinnen ⊕ zugefüllter Calderen

Karten der Physiotope und Ökotope

0 2 4 6 8 10 km

M 1:100 000

Die Physiotope des oberen Ätna

LEGENDE

Die wesensbestimmten Physiotope der verschiedenen Teillandschaften

TEILLANDSCHAFT des ZENTRAKRATERKEGELS



Zentralkraterkegel
mit NE-Krater

- L_I** Jüngste Lavaströme, kaum von Aschen bedeckt
- L_{Ia}** Ältere Lavaströme, verschieden stark von Aschen eingedeckt
- L_{Ib}** Aschen- und Lapilliflächen über sehr alten Laven im Untergrund

keine Vegetation und Bodenbildung

TEILLANDSCHAFTEN der CALDEREN

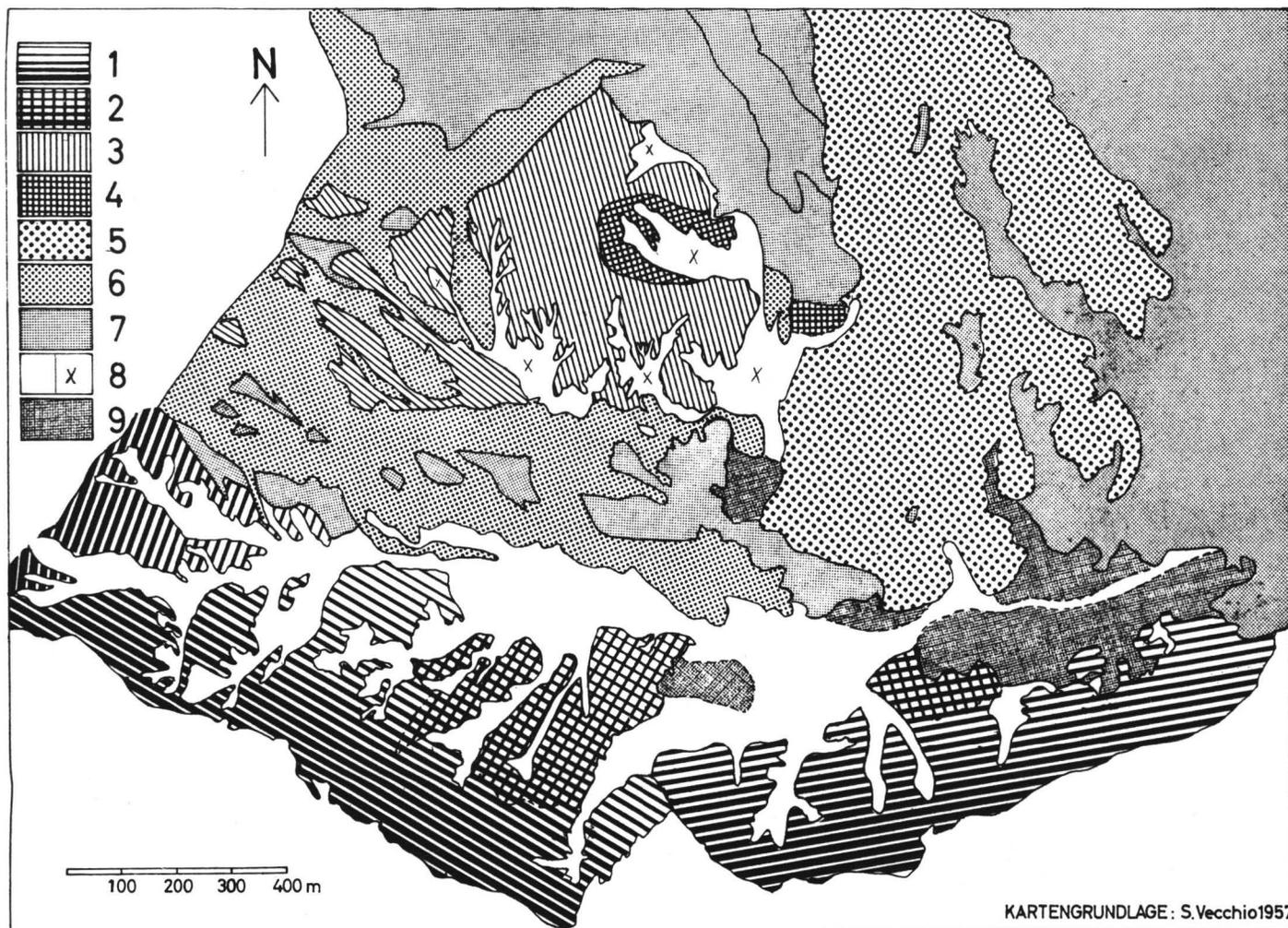
- S** Serren und Rocche (durch Erosion herauspräparierte Teile der Calderenränder)
- C** Schuttrinnen (Canalone) und -hänge zwischen den Serren mit Rohböden und Rankern
- A₁** Akkumulationsflächen aus Lavaschutt über älteren Laven mit Rohböden und Rankern

TEILLANDSCHAFTEN des LAVATERRAINS

- L_I** Junge Lavaströme ohne Bodenbildung und ohne Vegetation
- L_{II}** Lavaströme mit dünner Feinmaterialauflage und Pioniervegetation auf Rohböden
- L_{III}** Lavaströme mit stärkerer Feinmaterialauflage und Genistetum oder mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke auf Rankern
- L_{IV}** Lavaströme mit Feinmaterialauflage und geschlossener Pseudo-Garigue auf Braunerde-Rankern
- L_V** Lavaströme mit mächtiger Feinmaterialauflage und Buschwald oder Astragalietum auf Ranker-Braunerden
- Z** Altes Lavaterrain der unteren Ätna-abhänge mit nur geringer Feinmaterialauflage; starker Wechsel von Vegetation und Böden
- M** Lavaerosionshänge (durch Erosionsrinnen gegliederte steile Hänge mit Lava- und Tuffresten), Lavaschutt vorherrschend
- P** Pyroklastika-Erosionshänge (durch Erosionsrinnen gegliedertes Pyroklastikaterain), Pyroklastika vorherrschend über sehr alten Laven
- V** Kerbtäler (Valle), tektonisch vorbedingt und tief eingeschnitten
- A₂** Akkumulationsflächen aus Lavaschutt oder Pyroklastika mit Rohböden und Rankern

Kraterkegel aller Teillandschaften

- Normaltyp
- Abtragungstyp I
- Abtragungstyp II
- Abtragungstyp III oder Lavaeinebnungstyp III
- Asymmetrischer Typ (durch starken Wind geformt)
- Halbmondtyp (durch Lavaausfluß ist der talseitige Kratertrand abgetragen worden)
- Schlottyp (Schweißschlackenkegel)
- Montagnola-Typ, entstanden am steilen Hang
- Lavaeinebnungstyp II (durch jüngere Lava ist der bergseitige Kratertrand zugedeckt worden)
- Doppelwalltyp, über einer Spalte entstanden
- Sink-hole-Typ (Kraterkegel mit Einbruchsschacht)
- Sonstige Eruptionsformen
- Einbruchsschächte
- Bocchen und Spalten, teilweise mit kleinen Schweißschlackenkegeln und -wällen
- B

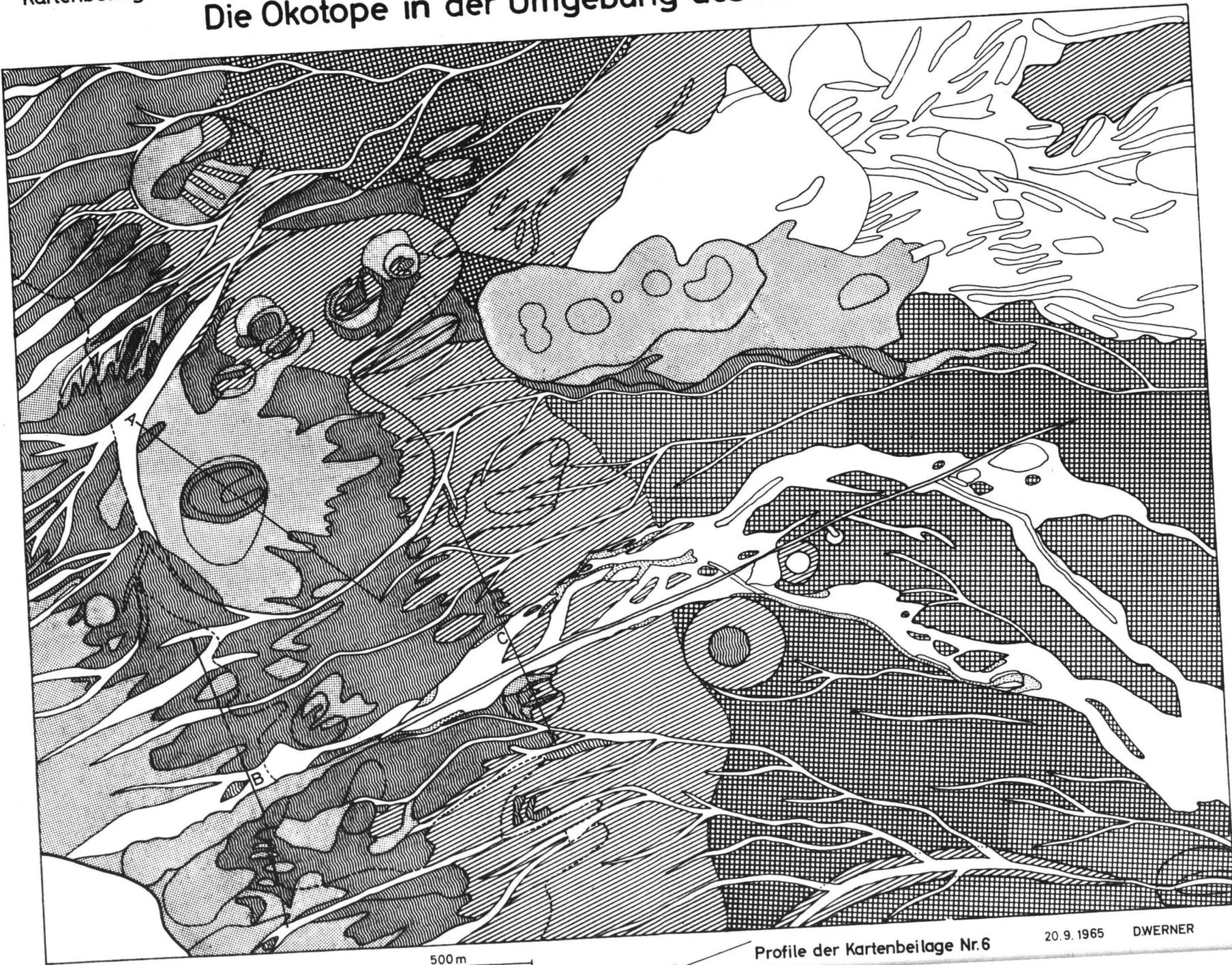


KARTENGRUNDLAGE: S.Vecchio1957

10. 5.1965 D. Werner

1. Steile, nordexponierte, von Gängen durchzogene Nebenserren, durch Lavabänke stufenartig gegliedert, mit Pflanzengemeinschaften des *Fagion silvaticae*. Auf dem Kamm der Hauptserra und im östlichen Teil der Serrenabhänge treten Pflanzen des *Quercion ilicis* hinzu. Die Serren sind charakterisiert durch Hangcatenen aus Rohböden, Rankern und typischen Braunerden bis submediterranen Braunerden.
2. Flachere, nordexponierte Rücken aus den stark verwitterten Laven und Tuffen des M.Calanna mit geschlossenen Castaneten auf typischer Braunerde
3. Südexponierte Steilhänge des M.Calanna, bestehend aus alten verwitterten Laven und Tuffen, durchzogen von Gängen, mit Pflanzengemeinschaften des *Quercion ilicis* auf Xero-Rankern und mediterranen Braunerden
4. Flachere, südexponierte Hänge des M.Calanna mit Castaneten auf submediterranen Braunerden
5. Lava von 1950/51 ohne Bodenbildung und Vegetationsansiedlung (Lava Typ I)
6. Arm der Lava von 1852 mit thermophiler Pioniervegetation auf Lava-Rohböden (Lava Typ II)
7. Arme und Dagalen (Inseln älterer Lava innerhalb einer jüngeren Lava) der Laven von 1792, 1819, 1852 mit einer thermophilen Kräuterdecke und mit *Genista aetnensis* auf Lava-Xero-Rankern (Lava Typ III)
8. Canalone (Schuttrinnen) der Steilhänge und Akkumulationsflächen aus Lavaschutt und -geröllen mit Schuttstauern wie *Rumex scutatus* und *Origanum vulgare* auf Rohböden und Rankern der Lavaschuttgesellschaft. Die Canalone am M.Calanna (8x) haben xerische Ausbildung der Vegetation und der Böden.
9. Durch den Menschen genutzte und in den Böden veränderte Teile der Akkumulationsflächen

Die Ökotope in der Umgebung des Rif.° Citelli (Ätna)



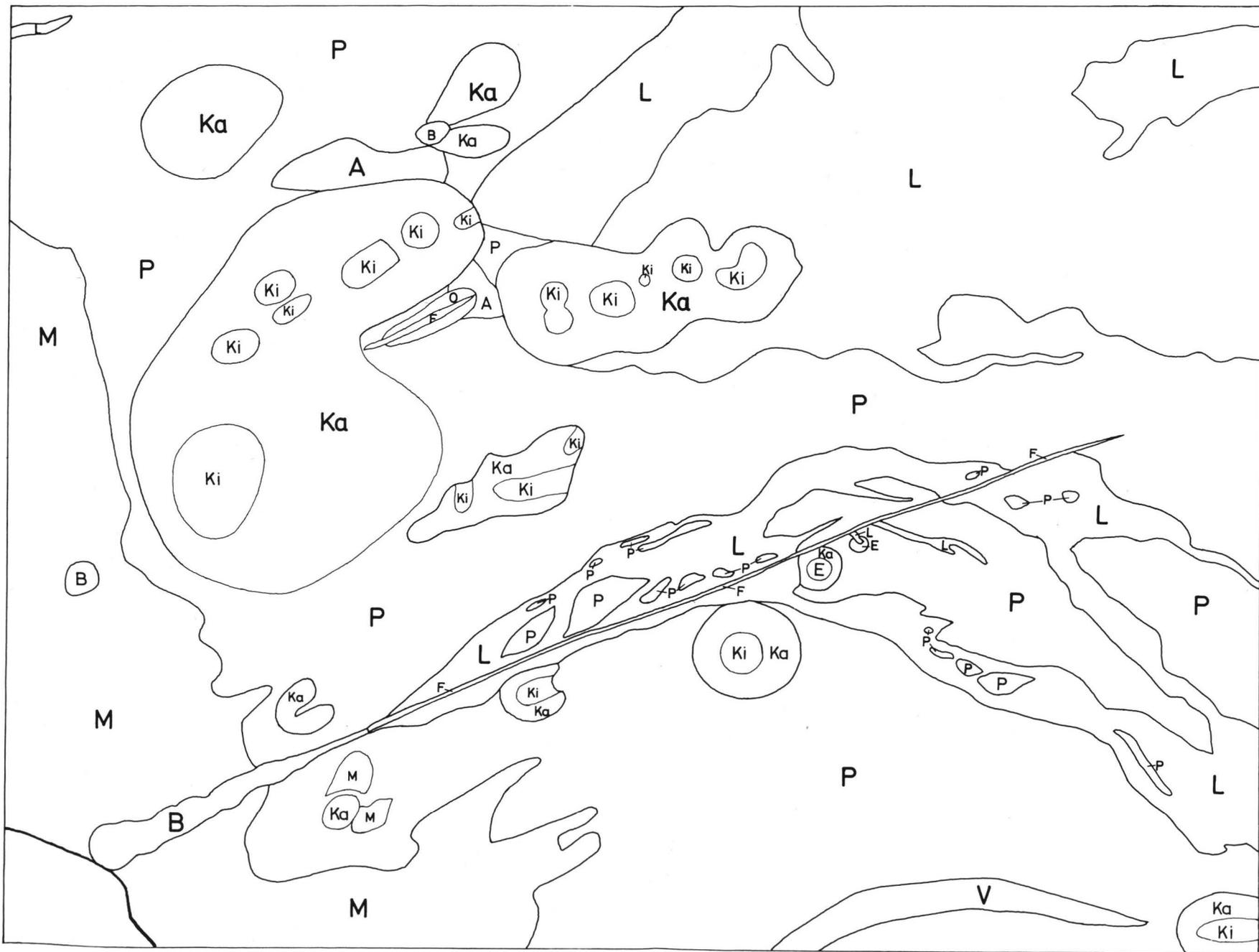
500 m

Profile der Kartenbeilage Nr. 6

20. 9. 1965

DWERNER

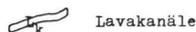
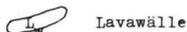
Die Physiotope in der Umgebung des Rif.° Citelli (Ätna)



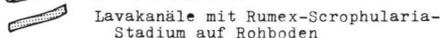
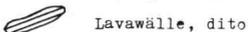
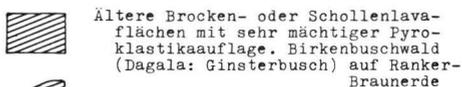
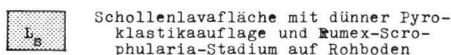
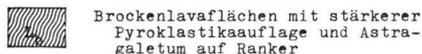
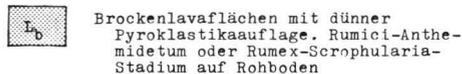
Die Ökotope im Bereich von:

Lavaströmen (L)

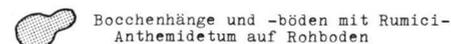
ÖKOPROGRESSIVE EINHEITEN:



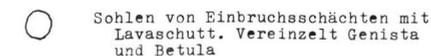
ÖKOTOPE:



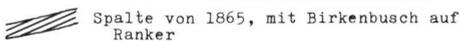
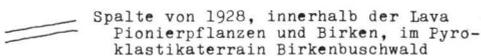
Bocchen (B)



Einbruchsschächten (E)

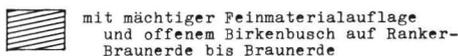
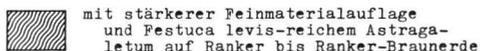
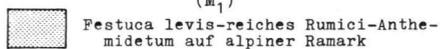


Spalten (F)

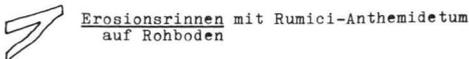
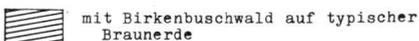
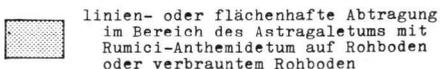
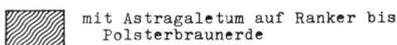


Lavaerosionshängen (M)

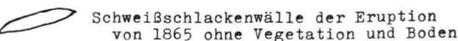
Hänge und Rücken mit dominierend Lavaresten: (M₁)



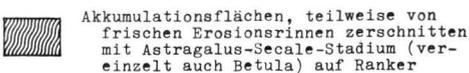
Lavaschutthänge und -rücken: (M₂)



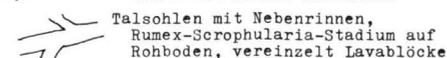
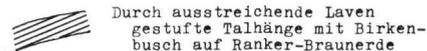
Schweißschlackenwällen (O)



Akkumulationsflächen (A)

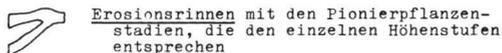
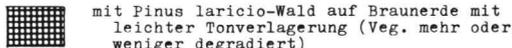
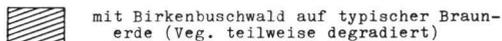
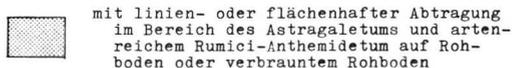
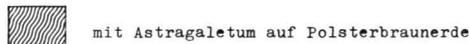


Tälern (Valli) (V)

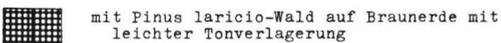
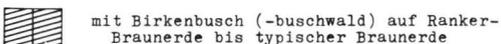
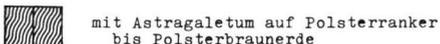
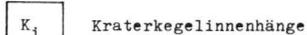


Pyroklastikaerosionshängen (P)

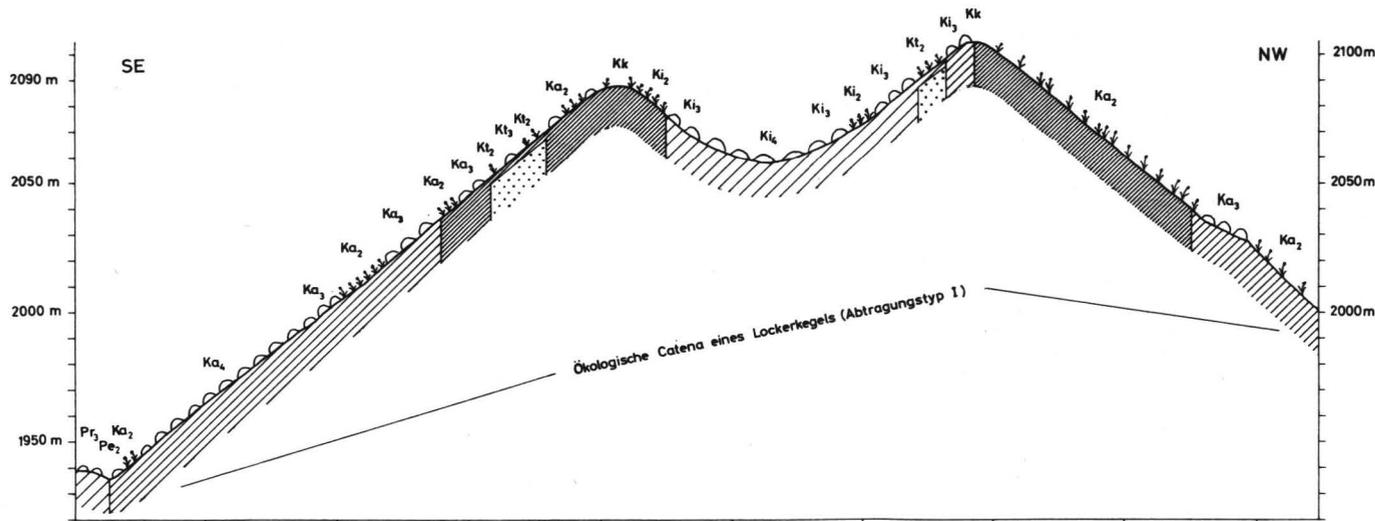
Pyroklastikahänge und -rücken:



Kraterkegeln (K)



A. PROFIL M. FRUMENTO DELLE CONCAZZE



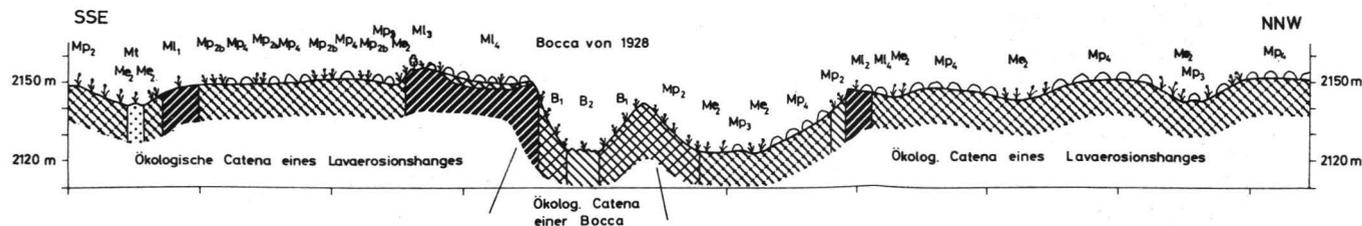
VEGETATION

- Pionierpflanzen
- Tragantpflaster
- Birken

AUSGANGSGESTEIN

- Lava
- Pyroclastikahänge
- dito, steil
- dito, steil, mit viel B
- Lavaschutt
- Lavaschutt u. Pyroklastik

B. PROFIL unterhalb der SERRA d. CONCAZZE



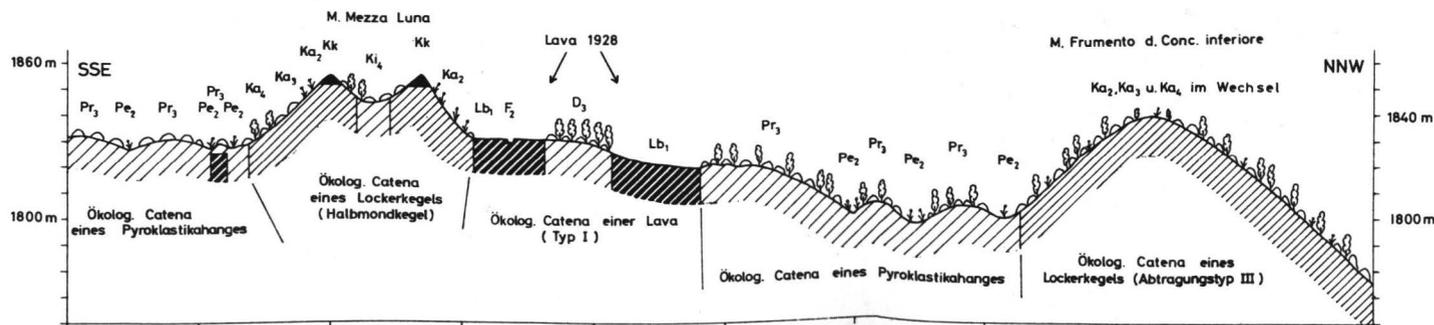
Ökolog. Catena einer Bocca

- Tuff

- Schweißschlacken

Es ist das Ausgangsgestein durch Raster schematisch dargestellt, jedoch werden keine Schichtmächtigkeiten angegeben.

C. PROFIL oberhalb der RIFUGIO CITELLI



100m

Überhöhung 1:2

1. Profil M. Frumento delle Concazze

Stufe des Astragaletums und der alpinen Polsterbraunerde

Kraterkegelbestimmte Ökotope (K)

- Kk₁ Kraterkegelkronen, durch Wind und Wasser wird das Feinmaterial fortgeführt, daher Pionierpflanzen und Bodenbildung spärlich
- Ki₂ Kraterkegelinnenhang, sehr steil, Hangneigung >30°, der Abtragung stark ausgesetzt, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ki₃ Kraterkegelinnenhang, steil, Hangneigung <30°, geringere Abtragung, mit Astragaletum auf Ranker
- Ki₄ Kraterkegelinnenhang oder Kratermulde, Akkumulation des Feinmaterials von den Hängen, mit Astragaletum auf Braunerde, bei starker Akkumulation nur Ranker
- Ka₂ Kraterkegelaußenhang, sehr steil, Hangneigung >30°, auch mehr der linienhaften Erosion ausgesetzte Hänge mit Neigung <30°, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ka₃ Kraterkegelaußenhang, steil, Hangneigung <30°, mit Astragaletum auf Ranker
- Ka₄ Kraterkegelaußenhang, Hangneigung <25°, mit Astragaletum auf Braunerde
- Kt₂ Kraterkegelhang mit Tuffplatte im Untergrund, die keine tiefere Durchwurzelung zulässt, daher nur Pionierpflanzen auf Rohboden
- Kt₃ Kraterkegelhang mit Tuffplatte im Untergrund, die durch Sprungrisse eine tiefe Bewurzelung zulässt, einzelne Astragalus-Polster auf Ranker

2. Profil unterhalb der Serra delle Concazze

Stufe des Astragaletums und der alpinen Polsterbraunerde

Lavaverwitterungs- und Lavaerosionsbestimmte Ökotope (M)

- Mp₂ Lavaschutthang, flächenhafte Abtragung, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Mp_{2b} Lavaschutthang, flächenhafte Abtragung, mit Pionierpflanzen auf Rohboden, der durch braune Eisenanreicherungsbander charakterisiert ist
- Mp₃ Lavaschutthang, geringe Abtragung oder mit Akkumulation, mit Astragaletum auf Ranker
- Mp₄ Lavaschutthang, mit Astragaletum auf Braunerde
- Me₂ Erosionsrinne, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ml₁ Lavarest, durch Abtragung herauspräpariert, ohne Vegetation und Bodenbildung
- Ml₂ Lavarest, durch Abtragung herauspräpariert, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ml₃ Lavarest, durch Abtragung herauspräpariert, mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke auf Protoranker bis Ranker
- Ml₄ Lavarest, von Schuttmaterial bedeckt, mit Astragaletum auf Braunerde
- Mt Tuffbank, durch Abtragung herauspräpariert, fast ohne Vegetation und Bodenbildung

Bocchenbestimmte Ökotope (B)

- B₁ Bocchenhang, sehr steil, durch begrabene Laven gestuft und mit Schutt bedeckt, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- B₂ Bocchenboden, grober Lavaschutt, starke Akkumulation, einige Pionierpflanzen auf Rohboden

3. Profil oberhalb der Rifugio Citelli

Stufe des Fagion silvaticae und der typischen Braunerde

Pyroklastikabestimmte Ökotope (P)

- Pr₃ Pyroklastikarücken mit artenreichem Astragaletum oder Betuletum auf Braunerde
- Pe₂ Erosionsrinne mit Pionierpflanzen auf Rohboden

Lavabestimmte Ökotope (L)

- Lb₁ Brockenlava ohne Vegetation und Bodenbildung
- D₃ Dagala, Insel alten Lavaterrains innerhalb der jungen Lava, mit Betuletum auf Braunerde

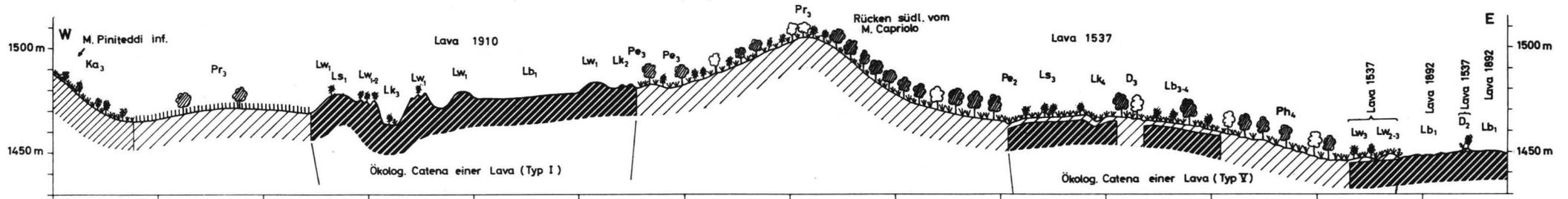
Spaltenbestimmte Ökotope (F = fessura)

- F₂ Spalte mit Pionierpflanzen auf Rohboden; an Standorten, wo die von der Lava begrabene Braunerde zu Tage liegt, Ansiedlung von Betula und Astragalus

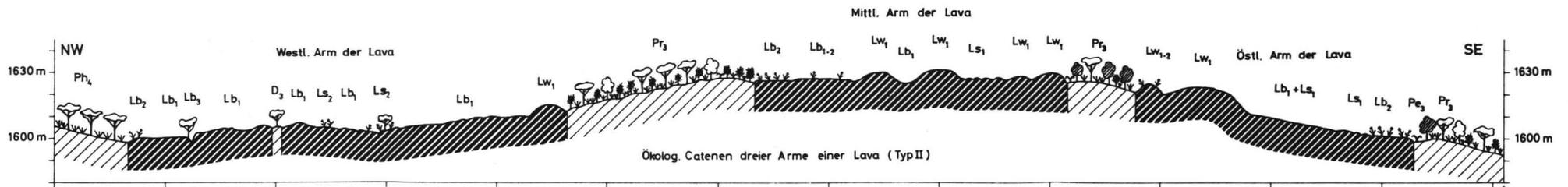
Kraterkegelbestimmte Ökotope (K)

- Kk₂ Kraterkegelkronen, durch Wind und Wasser vom Feinmaterial befreite Schweißschlacken, ohne Vegetation und Bodenbildung
- Ka₂ Kraterkegelaußenhang, Hangneigung >30°, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ka₃ Kraterkegelaußenhang, Hangneigung <30°, mit Astragaletum auf Ranker
- Ka₄ Kraterkegelaußenhang, Hangneigung <25°, mit Astragaletum oder Betuletum auf Braunerde
- Ki₄ Kraterkegelinnenhang oder -mulde mit Astragaletum oder Betuletum auf Braunerde

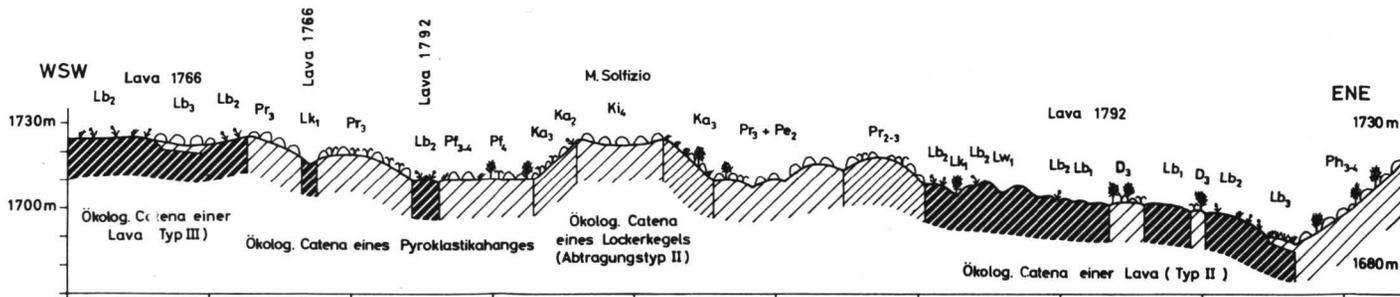
C. PROFIL unterhalb M. CAPRIOLO



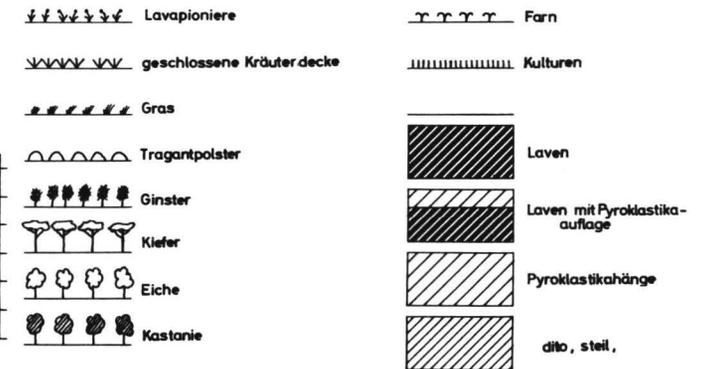
B. PROFIL LAVA 1780



A. PROFIL M. SOLFIZIO



VEGETATION und AUSGANGSGESTEIN



Überhöhung 1:2

1. Profil unterhalb M. Capriolo

Stufe des Quercion pubescentis und der submediterranean Braunerde

Lavabestimmte Ökotope (L)

- Lb₁ Brockenlava ohne Vegetation und Bodenbildung
- Lb₃₋₄ Brockenlava mit Pyroklastikaauflage, Buschwald (Genistetum) auf Ranker bis Braunerde-Ranker
- Ls₁ Schollenlava ohne Vegetation und Bodenbildung
- Ls₃ Schollenlava mit Pyroklastikaauflage und Genistetum auf Ranker
- Lw₁ Lavawall ohne Vegetation und Bodenbildung
- Lw₁₋₂ Lavawall, erste Pionierpflanzen (auch Genista) auf Rohboden, unter Genista Ranker
- Lw₂₋₃ Lavawall mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke auf Protoranker
- Lw₃ Lavawall mit geschlossener Kräuterdecke und Genista auf Ranker
- Lk₂ Lavakanal ohne Vegetation und Bodenbildung
- Lk₃ Lavakanal, Akkumulation von Feinmaterial, mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Lk₄ Lavakanal, Akkumulation von Feinmaterial, mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke auf Protoranker bis Ranker
- D₂ Dagala, Insel älteren Lavaterrains in einer jüngeren Lava, mit geschlossener Kräuterdecke auf Ranker
- D₃ Dagala mit Buschwald auf Braunerde

Kraterkegelbestimmte Ökotope (K)

- Ka₃ Kraterkegelaußenhang mit Genistetum auf Ranker

Pyroklastikabestimmte Ökotope (P)

- Pr₃ Pyroklastikarücken mit Buschwald auf Braunerde, ersatzweise Castanetum oder Kulturen
- Pe₂ Erosionsrinne mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Pe₃ Erosionsrinne mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke auf Ranker
- Ph₄ Pyroklastikahang mit Buschwald (ersatzweise Castanetum) auf Braunerde

2. Profil Lava von 1780

Stufe der Pinus laricio-Wälder mit Unterwuchs des Quercion pubescentis auf Parabraunerde-Braunerde

Lavabestimmte Ökotope (L)

- Lb₁ Brockenlava, nur mit Flechten besiedelt, keine sonstige Vegetation, keine Bodenbildung
- Lb₁₋₂ Brockenlava, spärlich mit Pionierpflanzen besiedelt, Anfang der Rohbodenbildung
- Lb₂ Brockenlava mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Lb₃ Brockenlava (dünne Lavaschicht mit Sprungrissen), mit einzelnen Pinien und Pappeln, deren Wurzeln in dem von der Lava begrabenen Boden enden, auf der Lava Ranker
- Ls₁ Schollenlava ohne Vegetation (außer Flechten) und Bodenbildung
- Ls₂ Schollenlava mit Pionierpflanzen in Sprüngen in der Lava auf Rohboden, unter Pinus laricio Rankerbildung
- Lw₁ Lavawall ohne Vegetation und Bodenbildung
- Lw₁₋₂ Lavawall, spärliche Besiedlung mit Pionierpflanzen, Anfang der Rohbodenbildung
- D₃ Dagala, Insel alten Lavaterrains innerhalb der jungen Lava mit Pinus laricio auf Braunerde

Pyroklastikabestimmte Ökotope (P)

- Pr₃ Pyroklastikarücken mit Buschwald aus Pinus laricio, Quercus pubescens und Genista aetnensis auf Braunerde (Ersatzgesellschaft: Castanetum)
- Pe₃ Erosionsrinne mit mehr oder weniger geschlossener Kräuterdecke auf Ranker
- Ph₄ Pyroklastikahang mit Pinetum auf Parabraunerde-Braunerde

3. Profil M. Solfizio

Stufe der Pinus laricio-Wälder mit Unterwuchs des Fagion silvaticae auf typischer Braunerde

Lavabestimmte Ökotope (L)

- Lb₁ Brockenlava mit vereinzelt Flechten ohne Bodenbildung und sonstige Vegetation
- Lb₂ Brockenlava mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Lb₃ Brockenlava, mit dünner Pyroklastikaauflage, geschlossener Kräuterdecke, auch Astragalus-Polstern auf Ranker
- Lw₁ Lavawall ohne Vegetation und Bodenbildung
- Lk₁ Lavakanal mit starker Erosion ohne Vegetation und Bodenbildung
- D₃ Dagala, Insel alten Lavaterrains innerhalb der jungen Lava, mit Genistetum auf Braunerde

Pyroklastikabestimmte Ökotope (P)

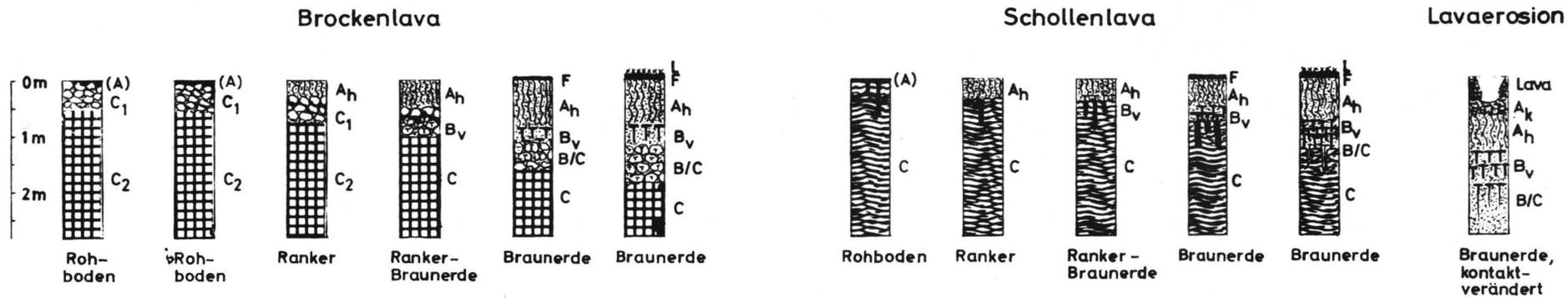
- Pr₂₋₃ Pyroklastikarücken, durch Erosion bedingte Steilheit, mit artenreichem Astragaletum auf Braunerde-Ranker
- Pr₃ Pyroklastikarücken mit artenreichem Astragaletum auf Braunerde
- Pe₂ Erosionsrinne mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Pf₃₋₄ Pyroklastikaflache mit artenreichem Astragaletum auf Braunerde-Ranker
- Pf₄ Pyroklastikaflache mit artenreichem Astragaletum auf Braunerde
- Ph₃₋₄ Steiler Pyroklastikahang mit artenreichem Astragaletum und zahlreich Genista aetnensis (Genisto-Astragaletum) auf Braunerde-Ranker und Braunerde

Kraterkegelbestimmte Ökotope (K)

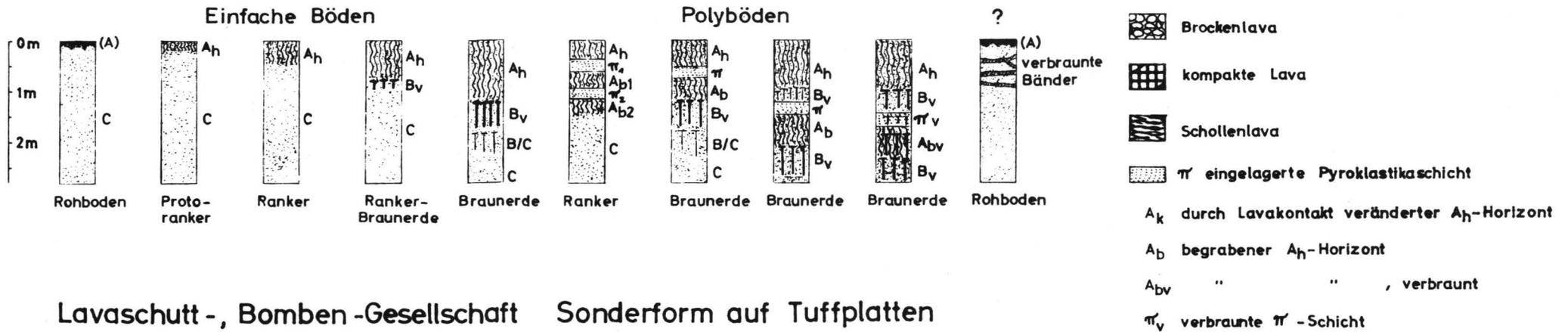
- Ka₂ Sehr steiler Kraterkegelaußenhang mit Pionierpflanzen auf Rohboden
- Ka₃ Steiler Kraterkegelaußenhang mit geschlossener Kräuterdecke, auch Astragalus auf Ranker
- Ki₄ Flache Kratermulde mit Astragaletum auf Braunerde

Die Bodengesellschaften des Ätna

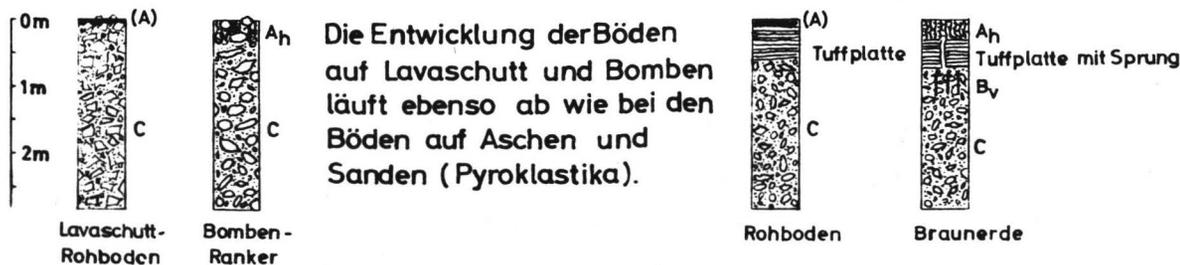
Lava - Gesellschaft



Pyroklastika - Gesellschaft



Lavaschutt-, Bomben-Gesellschaft Sonderform auf Tuffplatten



Die Bodengesellschaften stellen gleichzeitig Bodensukzessionen dar.

Tabelle Nr.6 Die Höhenstufen am Ätna nach verschiedenen Autoren

Volkstümliche Einteilung	C.B.PRESL (1826)	A.R.PHILIPPI (1832)	G.STROBL (1874,1880)	P.HUPFER (1894)	M.FREI (1938) Ideale Vegetation	V.GIACOMINI u.L.FENAROLI (1958)	E.POLI (1959)	R. TOMASELLI (1961) Potentielle natürl.Veg.			
Regione coltivata	Regio subtropica	Region d. Strandpflanzen	Regio pedemontana (mediterran)	Region der immergrünen Kultur- gewächse	Haloxylon - Gürtel	Piano basale		Climax del Oleo-Ceratonion			
	Regio collina a. inferiore	Bebaute Region			Stipa tortilis-Gürtel				Suborizonte litoraneo		
	b. superiore				Quercus Ilex-Gürtel				Suborizonte mediterraneo	Climax del Quercion ilicis	
Regione nemorosa o boscosa	Regio Quercuum et Castaneae	Waldregion	Regio nemoralis	Region der sommergrünen Kultur- gewächse	Quercus pubescens - Gürtel	Piano montano		Climax del Quercion pubescentis			
	Regio Fagi silvaticae et Pini silvestris				Stufe der Kastanienwälder			Quercus-Tilia-Aeer-Gürtel	Orizonte submediterraneo		
				Kiefernregion	Stufe der sommergrünen Eichenwälder			Fagus-Abies-Gürtel	Orizonte inferiore		
					Birkenregion			Stufe der Buchen oder Pinus laricio-wälder		Orizonte superiore	
Regione deserta o Scoperta	Regio subalpina	Alpenregion	Regio deserta	Weideregion	Sizilianische alpine Stufe	Piano culminale		Zona arbustiva			
	Regio alpina							Stufe der Astragalus sic.-Polster	Orizonte alpino	Zona dell Astragalum siculi	
								Regio Lichenum	Stufe des ausklingenden Pflanzenwuchses	Orizonte altoalpino d.Veget. Pioniero	Zona delle Fanerogame isolate
									Firnfleckenregion	Orizonte delle crittogame	Zona deserta

} wie bei POLI(1959)

