

- Hrsg. v. H. HEIMPEL, Th. HEUSS u. B. REIFENBERG. Bd. III. Propyläen-Verlag b. Ullstein, Berlin 1956, S. 175—188.
- (189) Vorwort zu ERNST KIRSTEN „Die griechische Polis als historisch-geographisches Problem des Mittelmeerraumes“. Colloquium Geographicum, Bd. 5, Bonn, Ferd. Dümmlers Verlag, 1956.
- 1957
- (190) Kommission für Erdwissenschaftliche Forschung, Jahresbericht. Jahrbuch 1956 d. Akademie d. Wissenschaften u. d. Literatur, Mainz 1957, S. 57—75.
- (191) Der Klima- und Vegetationsaufbau der Erde im Lichte neuer Forschungen. Jahrbuch 1956 d. Akad. d. Wiss. u. d. Literatur. Mainz 1957, S. 216—229.
- (192) Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. In: Geomorphologische Studien. MACHATSCNEK-Festschrift. Erg.-Heft Nr. 262 zu Peterm. Geographischen Mitteilungen. Gotha 1957, S. 213—226.
- (193) Forschungen in Zentralmexico 1954. Die Stellung des Landes im dreidimensionalen Landschaftsaufbau der Erde. Deutscher Geographentag Hamburg 1955. Tagungsbericht u. wissenschaftl. Abhandlungen. Wiesbaden, Franz Steiner Verlag GmbH, 1957, S. 191—213.
- 1958
- (194) Der Große Herder-Atlas. (Herausg. u. Bearbeiter von einzelnen Karten.) Freiburg i. Br., Verlag Herder 1958, 792 S. Karten: „Geologischer Bau der Erde“, „Vegetation und Meeresströmungen auf der Erde“, „Europa, Geologischer Bau“, „Deutschland, Geologie“, „Nordamerika, Vegetation“, „Südamerika, Vegetation“.
- (195) Climatic Seasons and Climatic Classification. The Oriental Geographer, vol. II, No. 2, 1958. Dacca, East Pakistan, S. 141—165.
- (196) Kommission für Erdwissenschaftliche Forschung. Jahresbericht. Jahrbuch 1957 d. Akad. d. Wiss. u. Literatur, Mainz 1958, S. 67—78.
- 1959
- (197) Die tropischen Grasländer (Savannen) unter dem Einfluß von Klima, Boden und Wasser. Proceedings 18. Intern. Geogr. Congress, Rio de Janeiro, 1956, Rio de Janeiro 1959.
- (198) Geographisch-ökologische Forschung als Grundlage der Regionalplanung (am Beispiel Ostafrikas) ebenda.
- (199) Geographie. In: Staatslexikon — Recht, Wirtschaft, Gesellschaft, hrsg. v. d. Görresgesellschaft. Bd. III. Freiburg/Br., Sp. 768—776.
- (200) Zur Physiognomik der Tropengewächse. Jahrbuch d. Ges. d. Freunde u. Förderer der Univ. Bonn für 1958, Bonn 1959, 75 S.
- (201) Das A. v. HUMBOLDT-C. RITTER-Gedächtnisjahr 1959. Erdkunde Bd. XIII, H. 1, 1959, S. 1—5.
- (202) Unterirdische Jahreszeitenwinde in finnischen Äsarn. Erdkunde Bd. XII, 1959, H. 1, S. 150 bis 152.
- (203) Kommission für Erdwissenschaftliche Forschung. Jahresbericht. Jahrbuch 1958 der Akademie der Wissenschaften u. d. Literatur. Mainz 1959.
- (204) Die tropischen Gebirge. Ihre dreidimensionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung. Bonner Geogr. Abhandl., H. 25, 1959, 93 S.
- (205) ALEXANDER VON HUMBOLDTS wissenschaftliche Sendung. Festrede, gehalten am 19. Mai 1959 in Berlin aus Anlaß der Alexander-von-Humboldt-Feier. In: ALEX. VON HUMBOLDT, Studien zu seiner universellen Geisteshaltung. Festschrift, Berlin 1959, S. 258—277.
- (206) Las Culturas Superiores Andinas y el Medio Geográfico. Public. d. Instituto de Geografía, Univ. Nac. Mayor de San Marcos. Lima, 1958, 55 S.

STUDIEN ÜBER POLJEN IN DEN VENEZIANISCHEN VORALPEN UND IM HOCHAPENNIN

HERBERT LEHMANN

Mit 8 Abb. und 26 Bildern

Summary: Studies on Poljes in the Venetian Prealps and the High Apennines

The „piani“ in the Venetian Prealps and the High Apennines have been exclusively formed by corrosive karst processes and a co-operation of tectonics — basining and faulting — cannot be proved. In fact the karst processes were preceded by phases of fluvial planation or dissection, which, in turn, cut anterior tectonic structures, which had created zones of especial favour for the subsequent karst processes. Such zones are especially the boundaries between two rocks of different liability to karstification, whereas the faultlines influenced more the preceding relief created by planation and dissection. The only thing possible, therefore, is to speak of a certain „accordance“ of karst depressions to pre-existing tectonic

structures, in the main due to differences in lithology. The karst depressions grow at the expense of the rocks more liable to karstification, also where their formation commences at fluvially modelled fault-lines.

The karst depressions are not prior to the Middle Pliocene. It is not possible to comment in detail upon the nature of the preceding planation processes, the younger phases of which are still partly recognizable as marginal terraces in some depressions. They are likely to be of fluvial origin, and developed near the baselevel of erosion. In the Apennines and the Venetian Prealps these planation processes date back to the Pontien, without, however, having been capable of forming a peneplain.

The formation of the karst depressions began with the nonuniform uplift of the old base-levelled flat relief and

continued till the Early Pliocene. The Wurm glaciation found them already in their present shape. The melt water of glaciers ending in these depressions followed the drainage system of the karst, sometimes forming lakes. The non-glaciated depressions were partly filled up by soliflual material bringing about their flat bottoms and covering their slopes with mud tongues. The post-glacial processes modelling the poljes are: forming — respectively continued forming — of sink-holes, lowering of ponors connected to the incipient dissection of the polje-floor, erosion of the soliflual mantle and of the periglacial alluvial cones, in the course of which the recent alluvial fans are formed.

Terminologically speaking the karst depressions described here are "poljes"; this technical term, however, must no longer be made subject to the restriction that faulting was directly co-operating in their formation (A. GRUND). Poljes are, in general, found in zones favourable to karstification ("Structural accordance of karstmorphology"), but a classification according to the geological structure as attempted by CVIJIC does not seem useful. Based on physiognomic and morphogenetic points of view the present author proposes the following classification:

I. Poljes on high erosion surfaces („Hochflächenpoljen“) without preceding valley-systems

- a) poljes with flat bottoms („ebensohlige Beckenpoljen“) (Dinarian type) due to pleistocene accumulation, e. g. the polje of Castelluccio;
- b) poljes with numerous sink-holes („Dolinenmuldenpoljen“). They are honeycombed and have neither marked accumulation on the bottom nor apronounced knick between bottom and slope, e. g. the northern part of the polje of Bosco del Cansiglio.

II. Valley poljes („Talpoljen“). The karst depression developed in a valley system.

- a) flat-bottomed poljes formed in aggraded valleys („ebensohlige Aufschüttungstalpoljen“); they have a marked knickline separating bottom and slope, e. g. Campo Felice, Piano di Pezza, Piano delle Cinquemiglia;
- b) swale-shaped valley poljes („muldenförmige Talpoljen“) without marked boundary between bottom and slope, e. g. Piano Vuto, Piano Viano.

III. Semi-poljes („Semipoljen“). Physiognomically and hydrographically they are real poljes which have, however, on one side impermeable rocks not liable to karstification

- a) complex semi-poljes („komplexe Semipoljen“), containing the non-calcareous rock within an extended complex of karstified limestone, e. g. the polje of Rocca di Cambio and Ovindoli, the polje of Quarto Grande and Quarto Chiara;
- b) marginal poljes („Randpoljen“), found on the boundary between rather extended non-karstifiable and karstified rock complexes; not found in the High Apennines, but on Cuba and Jamaica.

The term „Semipolje“ is somewhat insufficient and not identical with the term „Halbpolje“, occasionally found in literature, and also not identical with what is sometimes called fluvially „opened“ polje. The classification given here does not pretend to be of general applicability, but it seems appropriate to the poljes of the Apennine Peninsula.

Problemstellung

Die Genese der Polje gehört noch immer zu den am meisten umstrittenen Problemen der Karstmorphologie. Bis heute liegt dem Begriff des „Polje“ ziemlich einseitig das Leitbild der jugosla-

wischen Poljen zugrunde, dem sich die analogen Formen aus anderen Karstgebieten nur unvollkommen fügen wollten. Man hat daher hier oft das Wort Polje vermieden und neutral von geschlossenen „Karstwannen“ (französisch „depressions fermées“) gesprochen. Doch die Erklärung dieser geschlossenen Karstwannen führte in jedem Fall zu den gleichen Problemen wie bei den „echten“ jugoslawischen Poljen.

Als genetischer Begriff ist das Wort Polje aus der Zeit der klassischen Karstforschung schwer vorbelastet. Das serbokroatische Wort „Polje“ = Feld ist — ebenso wie die im Hochapennin gebräuchliche Bezeichnung „Campo“ oder „piano“ — von Haus aus keine genetische und nur eine vage beschreibende Bezeichnung. Erst seine Einführung als morphologischer Terminus technicus nötigte zu einer erklärenden Definition. Solche Definitionen, die auf Grund eines regional begrenzten Erfahrungsschatzes aufgestellt worden sind, wirken sich in der weiteren Forschung oft eher hindernd als fördernd aus. So ist mit dem Begriff des Poljes anfangs die Vorstellung einer tektonischen Begünstigung, später die einer direkten tektonischen Mitwirkung untrennbar verbunden gewesen. Der Altmeister der klassischen Karstforschung, J. CVIJIC, sah ursprünglich zwischen Dolinen, Uvalas und Poljen nur einen quantitativen Unterschied. Als formenschaffenden Prozeß nahm er in allen Fällen den auf der Lösung des Kalkes beruhenden Korrosionsprozeß an¹). Aber er bemerkte gleichzeitig, daß die großen Poljen Jugoslawiens eine gewisse Beziehung zum geologischen Bau aufweisen, vornehmlich zu den Achsen der Faltenmulden und Faltensättel sowie der Richtung nachgewiesener oder vermuteter Brüche. Daher sprach er von einer „tektonischen Begünstigung“ der formschaffenden Karstprozesse. Es war vielleicht ein erster Schritt zur Verbauung dieses fruchtbaren, durchaus zutreffenden Ansatzes, daß er diese noch nicht völlig geklärten Beziehungen zum geologischen Bau zu benutzen versuchte, die Poljen zu klassifizieren, wenn er selber auch an diesem Prinzip in späteren Arbeiten nicht streng festgehalten hat. Meines Wissens hat CVIJIC selbst aber niemals einen Zweifel darüber gelassen, daß er den Karstprozeß selber, die „chemische Ausraumung“ als den zwar durch die geologische Struktur beeinflussten aber doch primären formschaffenden Vorgang ansah.

J. CVIJIC, Das Karstphänomen. Geographische Arbeiten, hrsg. von A. PENCK, 5, 3. Wien 1893. Über die Entwicklung der Morphologie des dinarischen Karstes seit CVIJIC unterrichtet die Abhandlung von A. BLANC, Répertoire bibliographique critique des études de relief Karstique en Yougoslavie depuis JOVAN CVIJIC. Centre national de la recherche scientifique. Mémoires et Documents. Paris (ohne Jahr).

Demgegenüber hat sich A. GRUND entschieden für eine direkte tektonische Entstehung der meisten jugoslawischen Poljen ausgesprochen und das Wort für diese tektonischen Gebilde angewandt wissen wollen²⁾. Eine solche Auffassung, der zahlreiche Forscher, namentlich von geologischer Seite, bis in die neueste Zeit gefolgt sind, setzt einen grundlegenden Unterschied zwischen den durch Karstkorrosion geschaffenen kleineren Hohlformen, den Dolinen und Uvalas und den Poljen als tektonisch entstandenen Gebilden, die nur darum nicht erosiv aufgeschlossen sind, weil das Gestein eine unterirdische Entwässerung ermöglicht. Nur auf Grund einer solchen, in die Definition des Poljes hineingetragene Unterscheidung war es möglich, daß sich G. ROVERETO³⁾ und später F. SCARSELLA⁴⁾ die Frage stellen konnten, ob der Piano Grande bei Castelluccio in den Sibillinischen Bergen — eines der schönsten Poljen des Hochapennins, mit der sich diese Studie noch befassen wird —, der Entstehung nach eine Uvala oder ein Polje sei, eine Alternative, die CVIJIĆ niemals hätte stellen können.

Solchen Auffassungen über das Wesen der Poljen sind seit jeher die Verfechter der „chemischen Ausräumungstheorie“ mit Entschiedenheit entgegengetreten, voran J. CVIJIĆ selbst. Für sie bedeuten die geologischen Strukturen nur der Ansatzpunkt des die Schwächezonen (im karstmorphologischen Sinn) abtastenden, im wesentlichen aber formschaffenden Korrosionsprozesses. Unter ihnen hat sich die Diskussion mehr auf die Frage verlagert, ob und wie weit der Poljenbildung ein fluviales Relief vorausgegangen ist und wie der Mechanismus einer seitlichen Korrosion in beliebigen Niveaus zu erklären ist⁵⁾. Aber auch für sie müßte das Nebeneinander von Korrosionshohlformen, den Dolinen bzw. uvalaähnlichen Wannen und den Großgebilden der Poljen in ein und demselben Gebiet ein Problem bleiben.

²⁾ „Das Karstpolje ist ein verkarstetes tektonisches Senkungsfeld. Es wird nur durch seine unterirdische Entwässerung zu einem Bestandteil des Karstphänomens.“ A. GRUND unterscheidet weiter zwischen „Abriegelungspolje“, „Ausräumungspoljen“ und „Akkumulationspoljen“. Reine korrosive Entstehung läßt er nur für kleinere Gebilde von der Größe der Uvalas gelten. Vgl. A. GRUND, Die Karsthydrographie. Studien aus Bosnien. Geogr. Abh. VII, 3, hrsg. von A. PENCK, Wien 1903 u. ders. Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges, Geogr. Abh. IX, 3, Wien 1910.

³⁾ G. ROVERETO. Trattato di Geomorfologia. Vol. II, Milano 1924, Seite 876.

⁴⁾ F. SCARSELLA, Sulla Geomorfologia dei Piani del Castelluccio e sul Carsismo nei Monti Sibillini. Boll. della Società Geologica Italiana, Vol. LXVI 1947. Rom 1948, S. 28 ff.

⁵⁾ Die noch von N. KREBS vertretene „Karstgrundwassertheorie“ und des auf den Karstgrundwasserspiegel eingestellten Niveaus wird von der Mehrzahl der Karstmorphologen heute abgelehnt.

Die Bedingung für die Entstehung von Poljen sind offenbar nicht in allen Karstgebieten gegeben. Bei durchgehend flacher Lagerung der Kalke fehlen sie im allgemeinen wie in Apulien, wo man allenfalls die „Canali“ als poljenartige Gebilde bezeichnen kann, oder in dem großartig entwickelten Dolinenkarst von Indiana, USA. Auch relativ jung gehobene Kalkplatten, wie etwa Jucatan, scheinen sie fremd zu sein. Dagegen sind sie in tektonisch stärker gestörten Gebieten eine häufige Erscheinung. Gerade diese Tatsache verstärkt immer wieder das Lager derjenigen, die für eine tektonische Entstehung der Poljen eintreten. Die längst bekannte, in ihrem Wesen aber noch problematische Beziehung der Poljen zum geologischen Bau muß zweifellos in größeren regionalen Vergleichen überprüft werden. Bei einem solchen Vergleich wird sich freilich zeigen, daß Polje nicht gleich Polje ist. Auch eines der bisher kaum angetasteten Kriterien der Poljen, die ebensolche Oberfläche sowohl des Aufschüttungsbodens wie der Korrosionsfläche in dem darunter anstehenden Kalk, wird sich dabei als nicht allen großen Karstwannen eigen herausstellen. Diese werden hier dennoch, entgegen der entschiedenen Ansicht von J. ROGLIĆ und anderen, unter dem Begriff der „Polje“ subsumiert.

Eine weitere Frage, die sich der Poljenforschung stellt ist diejenige nach dem Alter und der derzeitigen Weiterbildung der Poljen. Sie führt mitten in die modernen klimamorphologischen Problemkomplexe hinein. Bilden sich die Poljen unter den heutigen klimatischen Bedingungen der gemäßigten Breiten als Poljen weiter und in welchem Sinn? Wie groß ist das zeitlich nachweisbare Maß der Verkarstung im Pleistozän, welchen Einfluß haben die Kaltzeiten auf die Karstentwicklung genommen? Solche Fragen lassen sich am besten durch einen Vergleich von Poljen beantworten, die nahe der eiszeitlichen Schneegrenze bzw. im Bereich der Vorlandvergletscherung liegen. Unter diesen Gesichtspunkten sind die nachfolgenden Beispiele aus den venezianischen Voralpen und dem Hochapennin ausgewählt⁶⁾.

I. Das Polje des Bosco del Cansiglio in den venezianischen Voralpen

Das Polje des Bosco del Cansiglio südwestlich von Belluno eignet sich wegen der sorgfältigen geologischen Aufnahme und der relativ guten Datierbarkeit der das Polje umgebenden Hochflächen zur Klärung einiger der hier angeschnittenen Fra-

⁶⁾ Die Bereisung der genannten Gebiete erfolgte — nach vorherigen stichprobenartigen Erkundungen — im Sommer 1959 mit finanzieller Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der ich an dieser Stelle meinen herzlichen Dank aussprechen möchte.

gen. Es liegt als eine etwa 7 km lange und 3—4 km breite, im Mittel 1000 m hohe, in sich gegliederte Karstwanne eingebettet zwischen verkarsteten Plateauflächen, die das nach seinen ausgedehnten Buchen- und neuerdings Nadelwäldern benannte Massiv des Bosco del Cansiglio ⁷⁾ in 1300 bis 1400 m Höhe überziehen und ihrerseits von höheren Niveaus sowie der isolierten Masse des 2250 m hohen Monte Cavallo überragt werden. Die Hauptmasse der großen Kofferfalte, die zwischen der Querstörung des Lago di S. Croce im Westen und der von einem diluvialen Schwemmkegel der Cellina und Meduna erfüllten Tieflandbucht im Osten blockartig um 10 km nach Süden vorgeschoben ist, besteht aus den hochgradig verkarstungsfähigen Rudisten-Kalken des Turon und des unteren Senon. Auf dem Dach des Gewölbes, im westlichen Teil des Bosco, liegt noch eine Decke von relativ dünnbankigen und weniger zur Verkarstung neigenden Kalken des oberen Senon, die im östlichen Teil des Gebietes bereits abgetragen sind. Stratigraphisch über dem Senon ist in einer SW-NE streichenden flachen Schichtmulde noch ein 4 km langer und etwa 1 km breiter Streifen von Nummulitenkalken des Eozän erhalten. Die Kalke des oberen Senon und des Eozän kehren an der überaus steilen Südflanke der Kofferfalte in fast saigerer, stellenweise überkippter Lagerung wieder, gefolgt von den Mergeln des Cattian und der vollständigen Serie des Miozän einschließlich des Pont, in der besonders die aquitanischen Kalke von Seravalle einen prächtigen steilen Schichtkamm bilden. Im Osten ist das Miozän an der Flanke der Kofferfalte bereits in der pleistozänen Schuttauffüllung der Meduna-Tagliamentobucht ertrunken. Nur bei Polcenigo ist ein schmaler Streifen pontischer Konglomerate am Fuß der hier jählings über 1000 m ansteigenden Bergflanke erhalten. Die große Jugend der Hebung ist evident. Sie muß in einer steilen, mit Brüchen verbundenen Flexur (Kniefalte) das Gebiet des Bosco nahezu in einem Akt um einen Betrag von wenigstens 1000—1200 m (relativ) herausgehoben haben, denn die jungen Flächen treten wohl erhalten in dieser Höhe bis auf 2,5 km vom Gebirgsfuß entfernt an den Steilabfall heran; nur gegen Süden erscheinen sie etwas abgebogen. Man kann sie prächtig von der Medunaebene aus verfolgen und erkennt dabei auch, daß es sich um mindestens zwei Flächensysteme handelt, die noch von der isolierten Gipfelmasse des Monte Cavallo überragt werden.

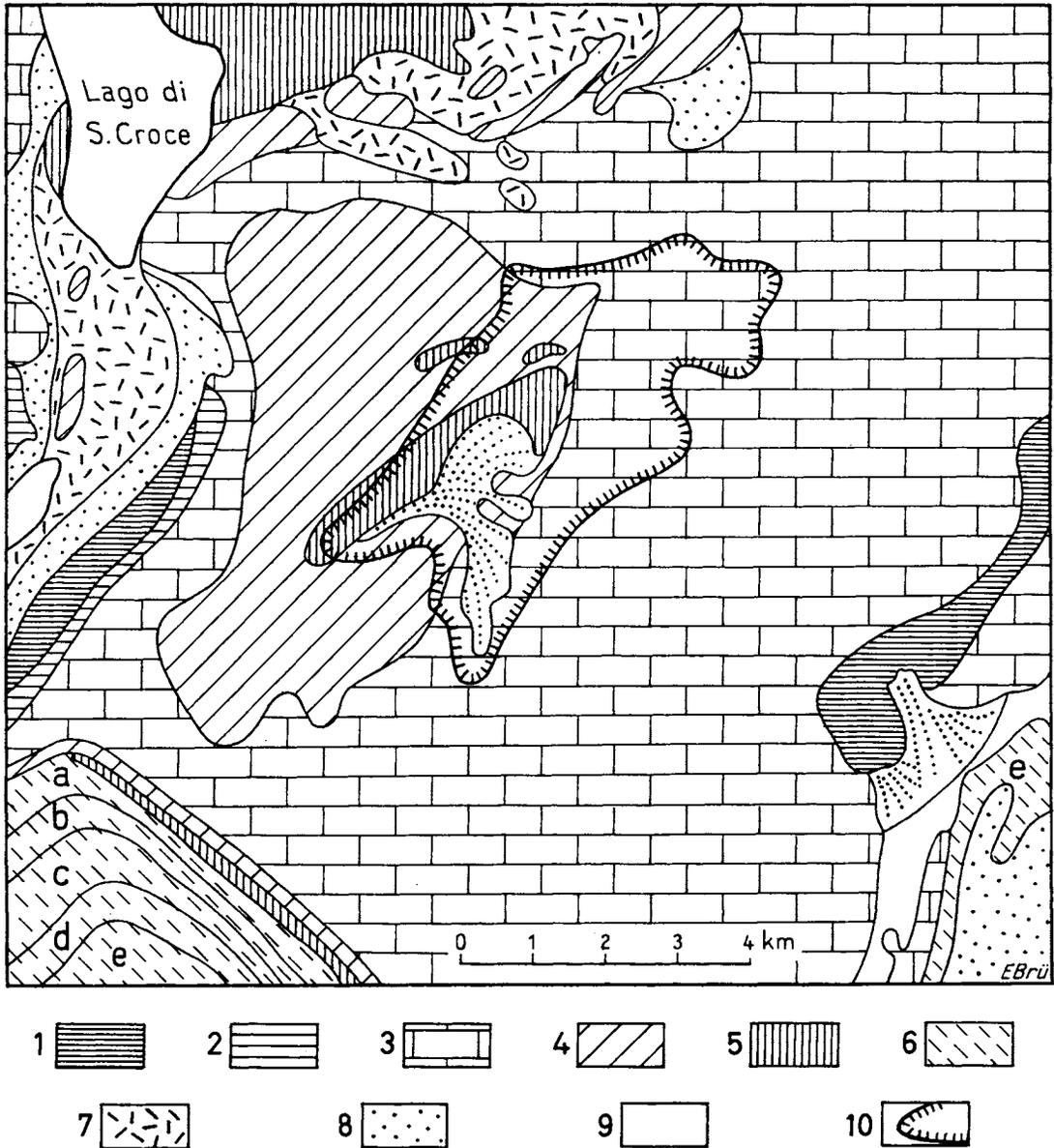
WINKLER-HERMADEN stellt in seinem verdienstvollen Werk die beiden höheren Flursysteme

(1300—1400 m und 1600—1700 m) am Bosco del Cansiglio mit guten Gründen in das jüngere und mittlere Piazentin — zeitlich eingengt durch die allerdings schwer beweisbare Einordnung der über 2000 m hohen älteren Flächenreste am Monte Cavallo in das Pont und die angeblich drei niedrigeren mit dem 1300—1400 m-Niveau verzahnten Flursysteme, die hier wie in den Nachbargebieten den Teilphasen des Asti zugerechnet werden ⁸⁾. Damit ist ein brauchbarer Ansatz für die Datierung der Entstehungszeit unseres Poljes gegeben, vorausgesetzt, daß die Einordnung der Flächen durch WINKLER-HERMADEN und seine Gewährsmänner stimmt, woran ich selbst nicht zweifle. Das Polje ist als Gesamtform um einige 100 m eingesenkt in die 1300—1400-m-Fläche, deren ausgedehnte Reste die Höhen im Osten und Westen überziehen. KREBS, der im übrigen der Polje selbst keine Zeile widmet (ebenso wie WINKLER-HERMADEN sich nicht mit ihm befaßt), spricht von einer „muldenförmigen Einbiegung“ einer einzigen Rumpffläche, die am W- und O-Rand 1600 m hoch, in der Mitte aber 1000 m hoch liegt ⁹⁾. Im Gelände aber zeigt sich, daß eine solche Deutung, die durch den Nachweis verschiedenaltiger Flächensysteme auch in den Nachbargebieten inzwischen überholt ist, die Dinge allzusehr vereinfacht. Eine leichte etwa N-S streichende postume Einbiegung der 1300—1400 m-Fläche halte ich zwar für möglich, aber sie wäre dann nur der Ausgang für eine jüngere Verebnung, die vom Alpagogebiet her eingreifend in 1080—1100 m Höhe am Nordrand des eigentlichen Bosco del Cansiglio entwickelt ist. In dem überaus stark verkarsteten, von großen und tiefen Dolinen förmlich durchlöcherten Plateau Baldassare, das unser Polje im N abschließt, ist dieses Niveau besonders gut trotz seiner Verkarstung in gleichbleibender, um 1090 m schwankender Höhe erhalten, deutlich eingesenkt zwischen relativ steileren Hängen, die zu dem 1300—1400 m-Niveau hinaufführen. Nach der Winklerschen Chronologie müßte diese Baldassare-Fläche dem unteren bis mittleren Asti angehören. Diese Fläche ist eindeutig das Ausgangsniveau des Polje, wobei allerdings offenbleiben muß, ob es sich bei ihr um einen alten, in einer Hebungspause entwickelten Talboden oder selber um ein älteres Polje handelt, dessen nördlicher Teil durch die junge, von der Schichtmulde des Alago zurückgreifende Erosion schon im Asti zerstört wurde. Die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet des Lago di S. Croce und dem Polje liegt in einem trockentalartigen Einschnitt zwischen dem Plateau Baldassare und den Hängen des Monte Toset (1391 m)

⁷⁾ Der Name Cansiglio leitet sich nach N. KREBS, Ostalpen II, Stuttgart 1928, S. 189 von „Campus Silvae“ her. Die Schreibweise „Consiglio“ bei WINKLER-HERMADEN beruht offensichtlich auf einem Druckfehler.

⁸⁾ A. WINKLER-HERMADEN, Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957.

⁹⁾ N. KREBS, Ostalpen, a. a. O., S. 189.



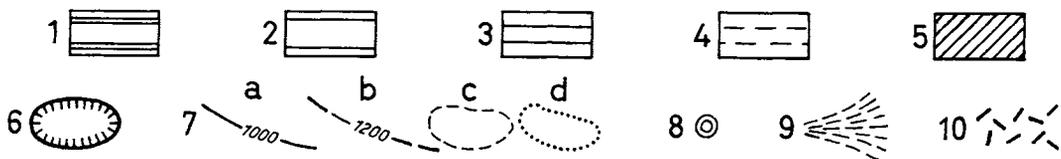
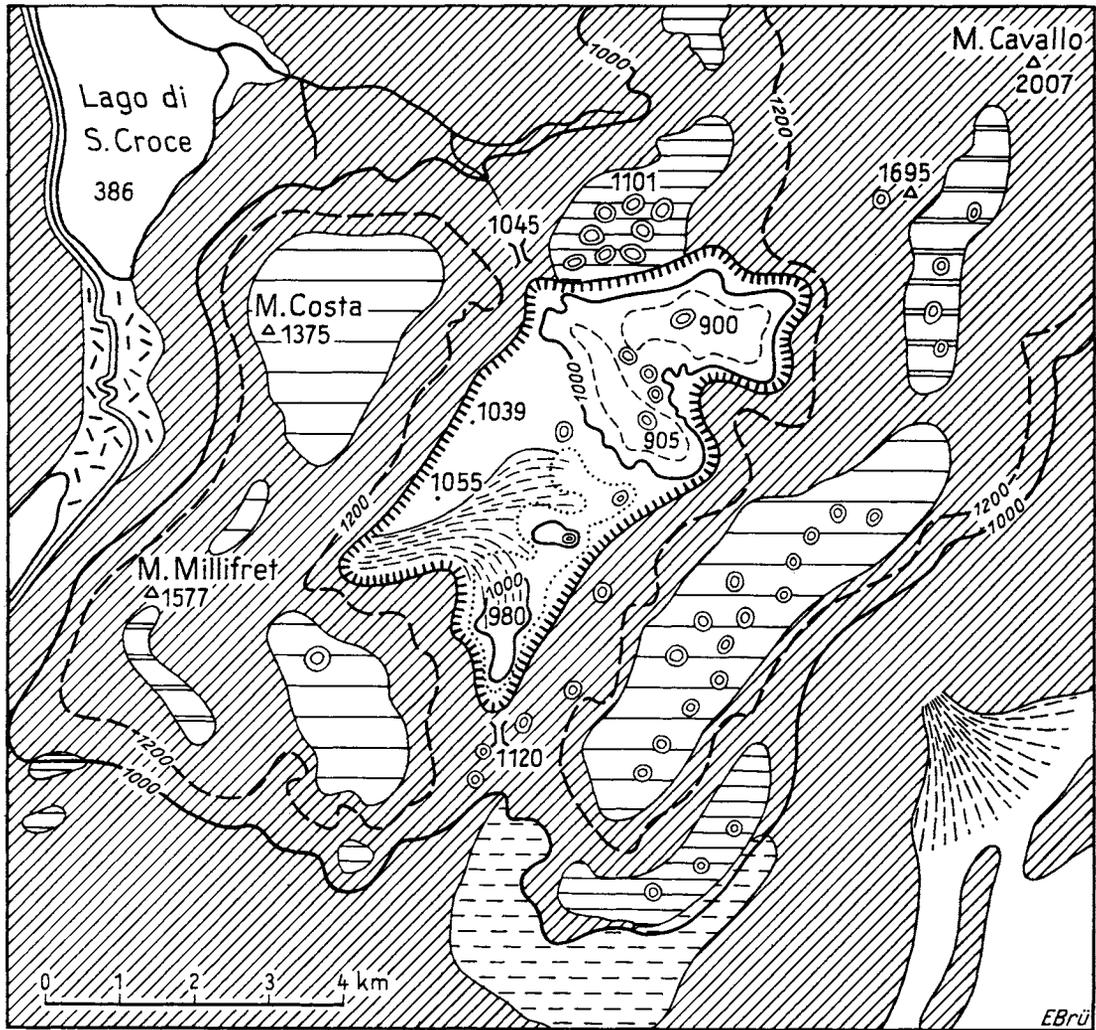
Karte 1: Geologische Skizze des Bosco del Cansiglio

1. Malm; 2. untere Kreide; 3. Rudistenkalke (vorwiegend Turon); 4. obere Kreide (Senon); 5. Eozän; 6. a—e Miozän; 7. würmglaziale Ablagerungen; 8. würmeiszeitliche fluvioglaziale Schotterkegel und postglaziale Schwemmkegel; 9. Aluvium; 10. Grenze der Karsthohlform.

etwas nördlich der Häusergruppe Pian dell'Ostera in etwas weniger als 1050 m. Die tiefste Stelle der südlichen Umrahmung wird durch die in das 1300—1400 m-Niveau eingesenkte Scharte von La Crossetta (1120 m) gebildet. Zwischen diesen beiden Wasserscheiden, deren Erniedrigung gegenüber den umgebenden Höhen offensichtlich erst das Werk einer jungen Entwicklung ist, liegt das

Polje als eine asymmetrische in sich gegliederte Mulde, deren tiefste Stelle in der nördlichen Hälfte bei rund 900 m liegt. Gemessen am Schwellenniveau des Plateaus Baldassare beträgt das vertikale Ausmaß der chemischen Ausräumung maximal also fast 200 m.

Der Anblick des Poljes weicht beträchtlich vom Bild der bekannten dinarischen Poljen ab. Vor



Karte 2: Morphologische Skizze des Bosco del Cansiglio

1. Höhere pontische und postpontische Niveaus; 2. \pm 1350-m-Niveau, Piacentin; 3. postpiacentinisches Niveau \pm 1100 m (Asti?); 4. abgeogene Verebnungsreste unsicheren Alters; 5. Mittelgebirgsrelief; 6. Karsthohlform (Polje) des Bosco del Cansiglio; 7. Isohypsen a) 1000 m, b) 1200 m, c) 950 m (nur im Polje), d) 1025 m (nur im Polje); 8. Dolinen (schematisch); 9. periglaziale Schuttkegel; 10. Moränenverbauung im Talzug des Lago di S. Croce.

allem fehlt der einheitliche ebensohlige Poljeboden, der vielfach als ein wesentliches Kriterium eines Poljes angesehen wird¹⁰⁾.

¹⁰⁾ O. MAULL, Geomorphologie, Wien 1938, S. 265, definiert die Poljen als „große und breite, flachsohlige, längliche bis ovale Karstwannen, deren seitliche, meist steile und glatt hinreichende Hänge sich scharf von dem vor-

wiegend ebenen Boden abheben. BIASUTTI möchte sogar die periodische Überflutung des Poljebodens als ein unerlässliches Merkmal für ein echtes Polje ansehen. Vgl. BIASUTTI, Sulla Momenclatura relativa ai fenomeni carsici. Rivista Geogr. Ital. XXIII, 1916, S. 49.

H. BAULIG im „Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de Geomorphologie, Paris 1956, definiert wie folgt: „Les Poljés sont des grandes dépressions fermées aux bord rocheux, au fond plat et alluvial. Les uns sont constamment inondés.“

Es weist vielmehr ein asymmetrisches Profil auf: die westliche Flanke senkt sich sanft mit unregelmäßigem Gefälle nach Osten, wo sich, durch einzelne Schwellen voneinander getrennt, die tiefsten Teile des Poljes befinden. Hier und auch noch am anschließenden Hang treten einige tiefe jamaähnliche Karstschlote auf, die hier „Buso“ oder „Busa“ genannt werden. Unter ihnen gilt der Bus de la Lum südöstlich von den Gebäuden der Forstverwaltung des Bosco mit einer Tiefe von 225 m als historische Sehenswürdigkeit. Darüber steigen die östlichen Hänge steil an.

Nur im südlichen Teilbecken unseres Poljes ist ein annähernd ebener Poljeboden von einiger Ausdehnung erhalten, der sich einigermaßen deutlich von den Poljehängen abhebt (vgl. Abb. 1). Zu ihm führt ein sanft geböschter Schwemmkegel herab, der in etwa 1100—1150 m Höhe ohne scharfen Knick am westlichen Hang, beziehungsweise einer breiten Talung (Vallone Vallorch) herauskommt. Sein Material erweist sich als relativ feinkörniger eckiger Solifluktionsschutt, der lagenweise zwischen schwärzlichbraunem Verwitterungslehm eingebettet und von ebensolchem Lehm bedeckt ist. Kurz vor der Abzweigung, die von der das Polje in der Längsrichtung querenden Straße zu den Gebäuden der Forstverwaltung heraufführt, ist dieser Solifluktionsschutt durch ein offensichtlich junges Ponor angeschnitten. Es handelt sich, wie auch stichprobenhafte Einreglungsmessungen ergaben, um einen pleistozänen Solifluktionsschuttkegel, der sich heute nicht mehr weiterbildet. Auch im mittleren Teilbecken nördlich des Kalkhügels, die die Gebäude der Forstverwaltung trägt, ist so etwas wie ein Poljeboden entwickelt, mit einer unruhigen Oberfläche und von einzelnen Dolinen durchlöchert.

Der nördliche Teil des Poljes dagegen verhält sich völlig anders. Er bildet einen in zwei Teilbecken untergliederten Kessel, der unregelmäßig von Trockentälchen zertalt und von einzelnen Dolinen in verschiedenen Höhenlagen unterbrochen mit relativ steilem Gefälle zu der tiefsten Stelle des Piano di Valmenera absinkt, wo sich in einer mächtigen Schicht von braunroter Terra rossa ein kleiner versumpfter Karstsee findet, bzw. zu dem südlichen Becken, wo zwischen tiefen Dolinen mitten im dichten Wald nur eine versumpfte Stelle den tiefsten Punkt des auch hier mit Terra rossa bedeckten Bodens der Mulde anzeigt. Im übrigen sind die Hänge des Kessels nur von einer dünnen Bodendecke überkleidet, unter der allenthalben der massige, zu einem groben Blockkarst verkarstete Kalk zu Tage tritt. Bei der Ausgestaltung des Kessels haben offensichtlich Korrosion und Lokalerosion zusammengewirkt, wobei letztere im wesentlichen chemisch aufbereitetes Feinmaterial befördert haben muß. Das

ganze macht den Eindruck einer Riesendoline oder eines Riesenuvala, aber ist doch ein Teil der Gesamtform, die man schlechterdings nur als „Polje“ bezeichnen kann, sofern man nicht den ausweichenden Ausdruck „poljenartige Karstwanne“ vorzieht.

Die auffälligen Unterschiede in den einzelnen Teilen unseres Polje erklären sich ebenso wie seine Entstehung aus den geologischen Verhältnissen¹¹⁾.

Das Polje fällt mit seiner Hauptachse genau mit der Grenze des oberen und unteren Senon zusammen, die eine petrographisch und karstmorphologisch sehr wichtige Faziesgrenze ist. Die Rudistenkalke des Turon und unteren Senon sind grobbankige, hochgradig verkarstungsfähige Kalke. Sie bilden die von tiefen felsigen Dolinen zerfresenen Hochflächen im Osten des Poljes, das überaus stark verkarstete Plateau Baldassare im Norden und den ganzen östlichen Teil des Polje selbst mit seinen steilen Hängen und tieferen Karstbeken. Die Kalke des oberen Senon, die den sanfter geböschten Westteil des Polje einnehmen, sind dünnbankig, oft splitterig, zuweilen von mergeligen Lagen unterbrochen. Sie neigen weit weniger zur Verkarstung. Bezeichnend hierfür ist, daß sich auf dem sonst so stark verkarsteten 1300—1400 m-Niveau östlich des Polje im Bereich dieser oberen Senonkalke nur relativ wenig Dolinen finden. Auch sind die Hänge sanfter und regelmäßiger geböschert. Im Bereich des Poljes sind diese Kalke in ziemlich flacher Lagerung in den beiden niedrigen Querriegeln aufgeschlossen, deren nördlicher die Gebäude der Forstverwaltung tragen (1027 m). Über dem Senon folgen die oben erwähnten Nummulitenkalke des Eozäns als Kern einer flachen SW-NE streichenden Mulde. Sie sind nur im Bereich des Poljes und der offenbar an sie geknüpften Talung des Valle Vallorch erhalten, im Polje selbst übrigens größtenteils von dem pleistozänen Schuttkegel verhüllt, dessen Material vorwiegend aus den der Frostverwitterung leicht zugänglichen dünnplattigen oberen Senonkalken aber auch aus dem Eozän selber stammt.

Ein Anhänger der Tektogenese von Poljen würde nun wohl folgern, daß unser Polje durch die geologische Schichtmulde bedingt ist, deren Achse eine postume Absenkung im Sinne von Krebs gefolgt ist, wobei die relativ wenig widerstandsfähigen Schichten — das Eozän — „ausgeräumt“ wurden. Dem ist aber nicht so. Zunächst schneiden die morphologischen Flächen unbekümmert den flachen Faltenbau. Sie verzahnen sich außerdem in einer Weise, die eine *morphologische* Einsenkung, die mit dem Umfang des Poljes etwa zusammenfiel, ausgeschlossen er-

¹¹⁾ Vgl. die Blätter Belluno und Maniago der „Carta geologica delle tre Venezie 1:100 000, hrsg. vom Ufficio idrografico del magistrato alle acque, Venezia.

scheint. Das Eozän bildet auch weder die Achse des Poljes, noch findet es sich in seinen tiefsten Teilen. Als Ursache der Poljebildung muß vielmehr die petrographische Grenze zwischen den grobbankigen Kalken der mittleren Kreide und den weniger verkarstungsfähigen dünnplattigen Kalken des Hangenden angesehen werden. J. ROGLIĆ hat seit langem darauf hingewiesen, daß sich auch im jugoslawischen Karst Poljen und poljenartige Gebilde mit Vorliebe an der Grenze verschieden verkarstungsfähiger Gesteine ansiedeln — z. B. Kalk und Dolomit — und daß die Hohlformen gegen das verkarstungsfähigere Gestein vorwachsen, wo sie steilere Hangformen ausbilden. Ich habe dieses Phänomen in großartiger Weise in den von mir so genannten „Randpoljen“ des Kegelkarstes auf Cuba bestätigt gefunden. In dem weniger verkarstungsfähigen Gestein — in unserem Fall den plattigen, teilweise durch dünne Mergellagen unterbrochenen Kalken des oberen Senon, teilweise auch in den Nummulitenkalken des Eozän, die hier nicht massiv ausgebildet sind — versickert das Wasser nicht sofort, zumal da es in der hier besser ausgebildeten Boden- und Schuttdecke länger festgehalten wird. Es bilden sich wenig Dolinen aus, da der relativ große Anteil an unlöslichen Rückständen und fluviativ verfrachteter Detritus die unterirdischen Wasserbahnen abdichtet. An der Grenze der hochgradig verkarstungsfähigen Massenkalke des mittleren Senon mußten sich dagegen sofort reihenweise Dolinen bilden, die zusammenwachsend größere Hohlformen längst der Gesteinsgrenze — mit der Achse in den Massenkalken — geschaffen haben müssen als Ausgangsform für das spätere Polje. Das weniger verkarstungsfähige Gestein hat dabei die Funktion, das Wasser zu sammeln, das sonst in hunderten von Dolinen und Schlucklöchern in die Tiefe verschwinden würde, so wie wir das in den nur aus massigen obersenonen Rudistenkalken aufgebauten Plateaus östlich unseres Poljes beobachten. Dort ist es zu einer höckerigen, dolinenübersäten, in den Kleinformen überaus bewegten Karstlandschaft gekommen, die als Ganzes dennoch den Charakter der alten Verebnungsfläche bewahrt hat, nicht aber zu Poljenbildung. Im Westen dagegen, wo die 1300—1400-m-Fläche die obersenonen Kalke schneidet, ist der Plateaucharakter durch eine weiche Zertalung und durch Zurundung stärker verwischt.

Ein Polje, wie das des Bosco del Cansiglio, können wir am besten ein „Schichtgrenzopolje“ nennen, wenn wir die primäre Ursache seiner Entstehung, nicht seine Form, andeuten wollen. Diese Form erklärt sich gleichfalls aus den Gesteinsunterschieden. Im Südteil ist der „echte“ Poljencharakter durch die pleistocäne — würmeiszeitliche — Aufschüttung mit Solifluktionsschutt be-

dingt. Dadurch entsteht der ebene Poljeboden und der schärfere Knick zwischen ihm und den Hängen. In diesem Teil des Bosco del Cansiglio läßt sich die „Schwemmkegeltheorie“ von H. LOUIS ohne weiteres anwenden¹²⁾. Im Nordteil, wo das Polje ganz im Bereich der Massenkalke liegt, fehlt die Aufschüttung bis auf eine für das Gesamtbild unbedeutende Akkumulation von Terra rossa im tiefsten Teil der unregelmäßig gestalteten Kessel. Hier hat man den — allerdings schwer beweisbaren — Eindruck, daß die Verkarstung kräftig voranschreitet, während im Südteil außer der Bildung einiger frischer Dolinen und einer maßvollen rezenten Zerschneidung der Solifluktionsschuttdecke seit dem Ende der Würmzeit kaum etwas passiert ist.

Das Eis der Würmvergletscherung hat das Polje gerade nicht mehr erreicht. Es blieb unterhalb der das Polje abriegelnden Schwelle des Baldassare-Plateaus. Erst nördlich davon, im Bereich des Ausraumkessels des Alpago sind Moränen kartiert. Die letzten erratischen Blöcke finden sich nach PENCK (Alpen im Eiszeitalter, III, S. 961) bei S. Antonio in 1050 m Höhe. Auch in Lokalvergletscherung des Monte Cavallo stieß nicht bis in das Becken vor. Während der Würmzeit war das Polje wie auch die angrenzenden Plateaus eisfrei und damit in hohem Maße der Frostschuttverwitterung ausgesetzt. Es verdient festgehalten zu werden, daß diese sich im Bereich der Massenkalke im wesentlichen nur in einer groben Blockbildung, in den oberen Senonkalken aber in der Bildung eines relativ feinkörnigen eckigen Detritus geäußert hat. In dieser Zeit hatte das Polje im wesentlichen seine heutige Gestalt. Seine Ausbildung vollzog sich also vom unteren Asti bis ins ältere Pleistozän. Im Vergleich zu dem geringen Ausmaß der postglazialen Weiterbildung, zu mindesten des südlichen Teils des Poljes, ist das eine verhältnismäßig kurze Zeit. Es muß also in der zweiten Hälfte des Pliozän und im älteren Pleistozän Perioden gegeben haben, in denen die Verkarstung pro Zeiteinheit ein bedeutend größeres Ausmaß erreichte, als unter den gegenwärtigen Bedingungen. Die würmeiszeitliche solifluidale Schuttdecke erweist sich als weitgehend konservierend.

II. Das Polje von Castelluccio am Monte Vettore

Unter den Poljen des Hochapennin, meist „piani“ oder „campi“ genannt, ist das Polje von Castelluccio an der Westflanke des Monte Vettore in den Sibillinischen Bergen wohl das eindrucksvoll-

¹²⁾ H. LOUIS, Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung auf Grund von Beobachtungen im Taunus. Erdkunde VIII 1954. *Ders.*, Das Problem des Karstniveaus, in: Report of the Commission on Karst-phenomena. Int. Geogr. Union 1956.

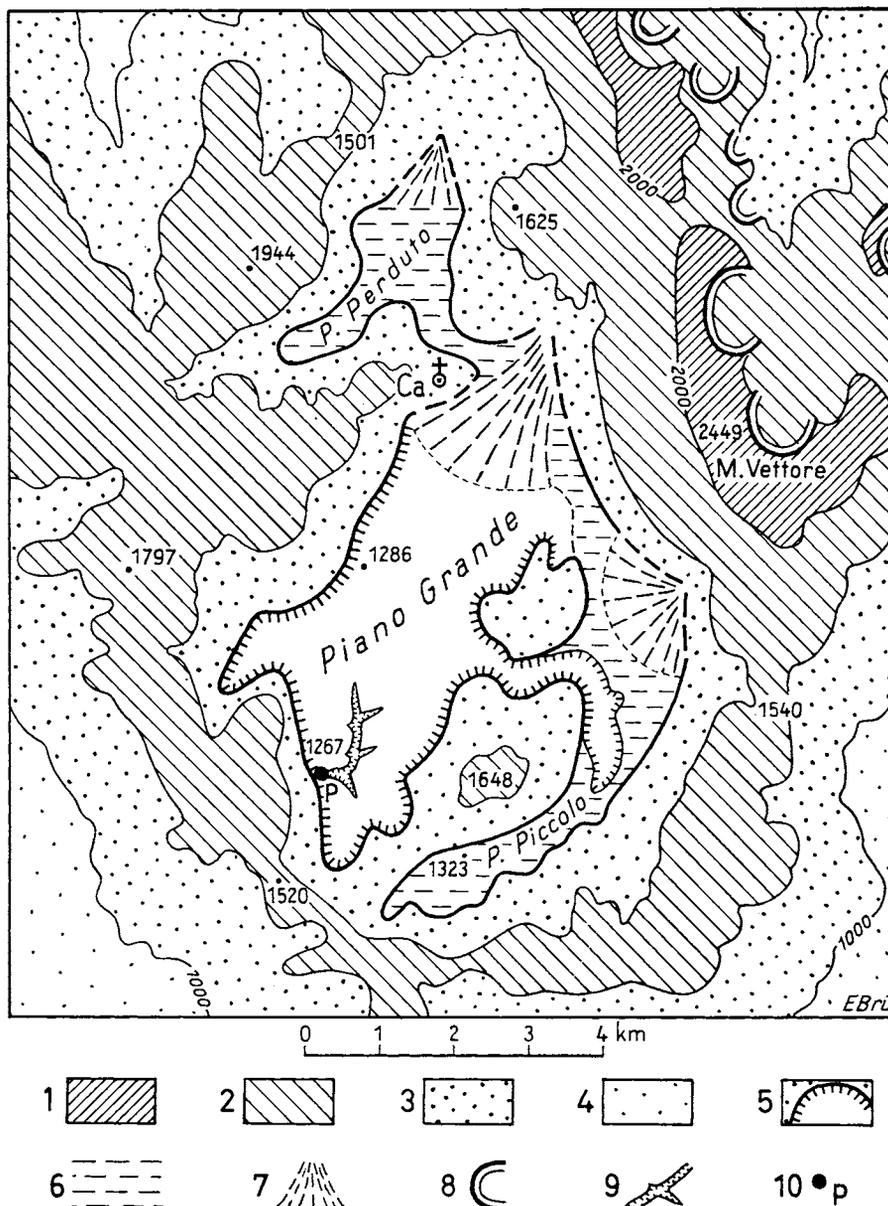
vollste. In über 1200 m Höhe gelegen, bisher völlig vom Verkehr abgeschnitten, liegt es inmitten einer kahlen, durch stille, große Linien und pralle plastische Formen ausgezeichneten Bergwelt, die in der hellen steinernen Woge des Monte Vettore bis zu 2449 m ansteigt. [Vgl. Abb. 2—4.] Mit einer glatten, nahezu ungegliederten Flanke von fast 1200 m relativer Höhe fällt dieser Berg zu den tischebenen Poljeböden des Piano Grande ab, der mit 7 km Länge und (maximal) $2\frac{1}{2}$ km Breite eine Fläche von rund 13 qm umfaßt¹³⁾. Ihm sind die etwa höher gelegenen Seitenpoljen des Piano Piccolo im S und des Piano Perduto im N angegliedert. Das Polje von Castelluccio weist damit als Gesamtform jene Kammerung auf, wie sie vielen Poljen der dinarischen Halbinsel eigen ist und von Maull geradezu für ein Charaktermerkmal der echten Polje gehalten wird. Überhaupt ähnelt das Polje weitgehend den klassischen dinarischen Poljen, sowohl hinsichtlich der Größe wie des Formenschatzes. Ihm fehlt nichts, was an Charaktermerkmalen eines Idealpoljes aufgezählt werden könnte: der ebene Boden, die graden Hänge, die ihm mit einem deutlichen Knick entsteigen, der Ponor. Die Umrahmung liegt ungewöhnlich hoch über dem Poljeboden, die tiefsten Einsattelungen erreichen im Norden 1501 m (Forca di Gualdo), im Süden 1520 m (Sattel nördlich der Casa Cantoniera an der Straße Arquata-Norcia) und 1540 m (Forca di Presta) im Westen, das sind 220—240 m über der mittleren Höhe des Poljebodens. Die Rücken selbst ragen im Westen des Poljes bis über 1800 m (Poggio di Croce 1833 m) im NE in der Hauptkette der Sibillischen Berge weit über 2000 m auf. Dennoch herrscht ein Mittelgebirgsrelief vor, in dem man Reste alter Verebnungen in verschiedenen Höhenlagen, hauptsächlich aber zwischen 1600 und 1700 m erkennen kann. Ein niedrigeres Niveau dürfte etwa in 1500—1550 m Höhe anzusetzen sein. Ihm gehört auch das auffällige Flachrelief der Wasserscheide zwischen dem Becken von Norcia und dem Fiume Tronto, also zwischen Tyrhenischem Meer und Adria, an. Dieses Becken von Norcia, wahrscheinlich ein jung aufgeschlossenes, von flachen Schwemmkegeln erfülltes Polje in 610—750 m Höhe, das uns hier nicht weiter beschäftigen soll, ist im Norden, Westen und Süden von einem weitgespannten Flachrelief in 1000 bis 1100 m Höhe umgeben, über die nur einige flache Rücken höher aufragen. Die östliche Bergschwelle, die das Becken vom Piano Grande trennt, hebt sich dagegen einige hundert Meter höher heraus, ohne daß der steile, relativ über 1000 m hohe Abfall zum Becken von Norcia nennenswerte Hangknick oder Verflachungen aufweist. Man

¹³⁾ Das gesamte Polje innerhalb der 1400 m-Isopyne umfaßt rund 20 qkm.

gewinnt den Eindruck, als sei längs einer NNE—SSW streichenden Bruchlinie der Block der Sibillischen Berge mitsamt der in ihm eingearbeiteten Flächensysteme um wenigstens 500—700 m gegenüber dem westlichen Vorland herausgehoben. Mit solchen jungen blockartigen Vorstellungen müssen wir im ganzen Hochapennin rechnen. Sie sind für die Deutung der Hochpoljen nicht unwichtig, lassen sich aber schwer exakt datieren, da gerade die älteren Flächensysteme sich nicht mit datierbaren Schottern verknüpfen lassen. Sicher ist nur, daß selbst die höchsten Flächensysteme postmiozänen Alters sind, wobei man mit BIROT und anderen nicht an eine durchgehende Einebnung zu denken hat, sondern mehr an lokal begrenzte Verebnungen nach Art eines Primärrumpfes¹⁴⁾. Das Miozän ist im Bereich des Hochapennin und in seinem unmittelbaren östlichen Vorland noch selbst gefaltet, zum Teil überschoben. Es wird diskordant vom Pliozän des adriatischen Saumes überlagert, in dem wir wohl zum Teil die korrelativen Ablagerungen der postpontischen Verebnungen des successiv aufsteigenden Zentralapennin sehen dürfen, ohne daß bisher eine Zuordnung der einzelnen Pliozänstufen zu der Flächentreppe möglich wäre, so wie es am Südalpenrand mit Erfolg versucht worden ist. Das Villafranchiano ist im Umbro-Marchigianischen Hochapennin bisher noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Jedenfalls ist die Bezeichnung Villafranchiano für das älteste Pleistozän hier nicht in Gebrauch. Die Seeablagerungen in der Beckenzone von L'Aquila bis Sulmona sind aber wohl zeitlich identisch mit denen in den weiter westlich gelegenen subapenninischen Becken und bezeichnen den Abschluß einer Phase des mit Brüchen verbundenen Großfaltwurfes, durch den das apenninische Flachrelief mit seinen möglicherweise nie ganz eingeebneten Restbergländern am Ende des Pliozän und im älteren Pleistozän gründlich disloziert wurde. Die jüngeren Flächen und Terrassen erweisen den Fortgang der Hochbewegung, die, wie die Studien von DAINELLI, SESTINI und andere zeigen, gleichfalls die Form von weitgespannten Verbiegungen und Aufbeulungen annehmen.

Bei dieser Sachlage muß man im Innern des Apennin vorerst darauf verzichten, selbst benachbarte Flächen nach ihrer Höhenlage einzugliedern. Für die Karstbecken des Umbro-marchigianischen Apennin und der Abruzzen läßt sich daher nur sagen, daß sie in ein postpontisches Flachrelief eingetieft worden sind, und zwar in ein Flursystem, das schon einen jüngeren — in grober Annäherung wohl als Mittelpliozän einzustufenden — Phase angehört.

¹⁴⁾ P. BIROT u. J. DRESCH, *La Méditerranée et le Moyen Orient*, Bd. I, Paris 1953, S. 289.



Karte 3: Das Polje von Castelluccio in den Sibillinischen Bergen

1. Höhenstufe über 2000 m; 2. Höhenstufe 1500—2000 m; 3. Höhenstufe 1000—1500 m; 4. Höhenstufe unter 1000 m; 5. Aufschüttungsboden des Piano Grande und scharf ausgeprägter Poljenrand; 6. Seitenpoljen ohne scharfen Hangknick; 7. aluviale Schutt- und Schwemmkegel; 8. Kare; 9. postglazialer Einschnitt im Poljenboden; 10. Ponor.

Die geologischen Verhältnisse in der Umgebung des Polje von Castelluccio sind wenig kompliziert, wenn auch nicht so einfach, wie G. M. VILLA sie darstellt, um den tektonischen Ursprung des Poljes zu beweisen¹⁵⁾. Der Monte Vettore besteht in seiner

Hauptmasse aus den Kalken des unteren und mittleren Lias. Er fällt nach Osten keilschollenartig in einer großen, von Karen zerfressenen Bruchstufe gegen das Miozän des Vorlandes ab. Auch an der morphologisch eindrucksvoll geschloss-

¹⁵⁾ G. M. VILLA, Sull'origine di alcuni bacini chiusi nell'Appennino Umbro-Marchigiano. Rivista Geogr. Ital. XLVI, 1939, S. 182 ff. Vgl. ferner: F. SCARSELLA, Sulla Geomorfologia dei Piano di Castelluccio e sul Carsismo

dei Monti Sibillini. Boll. Soc. Geologica ital. LXVI 1947, S. 28 ff. C. LIPPI-BONCANGI, I Monti Sibillini, Ricerche sulla morfologia e idrografia carsica. Bologna 1948. Carta geologica d'Italia 1:100 000 Bl. 132 (Norcia).

senen Westflanke des Vettore kann man nach Scarsella wenigstens zwei große Verwerfungen mit einer Sprunghöhe von zusammen mehr als 1000 m feststellen. Ihr Verfolg ist nicht leicht, da ein mächtiger pleistozäner Schuttmantel, an dem mindestens zwei Generationen von ineinandergeschalteten Schuttkegeln erkennbar sind, die Bruchzone verhüllt. Die Jugend dieser Verwerfung, beziehungsweise ihres Wiederauflebens (Endpliozän bis frühes Postpliozän?), ist evident, steigt doch der Monte Vettore als isolierter Klotz viele hundert Meter über seine flachkuppige Umgebung auf. Mit seiner mächtigen Schuttschleppe bildet der Fuß des Monte Vettore auf etwa 4 km Länge die nördlichste Flanke des Piano Grande. An der Westseite der Piano Grande bilden ebenfalls reine Kalke des unteren Lias den Hang des Polje und die angrenzenden Höhen. SCARSELLA möchte auch hier auf eine — geologisch nicht nachweisbare — Bruchlinie schließen. Der Bergriegel, der den Piano Grande vom Piano Piccolo trennt (M. Guaidone und La Rotonda), der Piano Piccolo selbst und sein südlicher Hang werden aus der kompletten Schichtfolge vom Dogger (weiße Kalke) bis zur oberen Kreide (rote Scaglia) gebildet, die gegen NE gegen den Monte Vettore einfallen. Dabei entspricht der Einschnitt, der den inselbergartigen Monte Rotonda im N vom Monte Guaidone im Süden trennt und durch den der Boden des Piano Grande korridorartig in den Piano Piccolo zurückgreift, den Schiefen der mittleren Kreide, während der Piano Piccolo selbst größtenteils in einer Zone von mergeligen Kalken und Kalkschiefern des mittleren und oberen Lias liegt, die an sich nicht besonders verkarstungsfreudig sind.

Die nördliche Begrenzung des Piano Grande einschließlich des Piano Perduto wird durch ein von Verwerfungen gestörtes Antiklinorium gebildet, in dessen Kern ebenfalls die jurassische Serie zum Vorschein kommt einschließlich der Kieselschiefer des Malm, die den Hügel der Ortschaft Castelluccio bilden. Der Piano Perduto ist größtenteils eingesenkt in die gleichen Schichten des oberen und mittleren Lias, die auch die Umrahmung des Piano Piccolo bilden.

Man kann also VILLA und SCARSELLA zustimmen, daß das Polje von Castelluccio im großen und ganzen in einer Synklinalzone liegt, deren Flanken im Osten und Westen von den Massekalken des unteren Jura gebildet wird, während im Innern kretazische Schichten einschließlich der Scaglia der oberen Kreide auftreten, soweit nicht der Untergrund durch die jungen Beckensedimente verdeckt ist. VILLA schließt daraus auf einen primär tektonischen Ursprung des Poljes als Hohlform und möchte die Karsterscheinungen als eine untergeordnete Folge dieser Absenkung an-

Bild 1: Polje des Bosco del Cansiglio, südlicher Teil, Aufschüttungsboden

Bild 2: Polje des Bosco del Cansiglio, nördlicher Teil, staffelförmig absinkender Wanneboden

Bild 3: Polje von Castelluccio.

Blick auf den Piano Grande gegen N. Auf dem Poljenboden ist der junge zum Ponor führende Einschnitt zu erkennen.

Bild 4: Piano Grande mit Blick auf den Monte Vettore

Bild 5: Junge Zerschneidung des periglazialen Hangschuttes am Westhang des Polje von Castelluccio

Bild 6: Piano Piccolo

Bild 7: Frane am nördlichen Hang des Piano Piccolo

Bild 8: Muldenförmiger Nordhang des Piano Piccolo mit Frane (hinter dem Auto)

sehen¹⁶⁾. SCARSELLA modifiziert diese Ansicht, indem er auf die nachgewiesenen und vermuteten Brüche hinweist. Auch für ihn ist die Hohlform als solche eine präexistierende Hohlform, die durch Absinken einer rings durch Brüche begrenzten Teilscholle während oder nach der Orogenese geschaffen und dann verkarstet sein soll. Gerade daraus zieht er den Schluß, daß es sich um ein „Polje“, sprich tektonisches Senkungsfeld und nicht um ein Uvala, d. h. eine durch den Korrosionsprozeß geschaffene Hohlform handelt¹⁷⁾. Daß diese Auffassung an eine völlig einseitige, auf unerwiesenen Hypothesen aufbauende Definition des Polje anknüpft, für die wohl in erster Linie A. GRUND verantwortlich ist und die in dieser Form wohl von keinem erfahrenen Karstforscher der Gegenwart mehr vertreten wird, ist schon eingangs erwähnt worden. Die Hohlform erinnert in ihrer charakteristischen Zerlappung auch keineswegs an einen lokalen Grabenbruch. Wenigstens im Norden (Piano Perduto) und im Süden (Piano Piccolo) greift das Polje über die nachgewiesenen Bruchlinien hinaus. Auch ist nicht eine Spur von einer miozänen oder pliozänen Auffüllung des angeblich tektonischen Beckens erhalten. Es bleibt kein anderer Schluß, als der chemischen Ausraumung, also dem Karstprozeß selbst die ausschließliche Rolle an der Schaffung der Hohlform zuzuschreiben.

Eine Beziehung zur Tektonik im Sinne einer Begünstigung durch die Struktur soll damit nicht geleugnet werden. Sie liegt nur auf anderer Linie,

¹⁶⁾ G. M. VILLA a. a. O., S. 189: „Il carsismo delle predette Zone deve essere considerato come un fenomeno successivo e non come causa di queste forme.“

¹⁷⁾ F. SCARSELLA a. a. O., S. 35: „La morfologia dei Piani del Castelluccio... è attribuita all'adattamento del carsismo a forme (sic!) preesistenti determinati tettonicamente da faglie, contemporanee o posteriori all'orogenesi. I piani si possono classificare tra i polja di sprofondamento; non vi si osservano particolari che possano farli classificare come uvala.“



als sie von VILLA, SCARSELLA und anderen Vertretern der Tektogenese von Poljen gesucht werden. Die Ursache für die Entwicklung eines Poljes an dieser Stelle dürfte auch hier wie im Bosco del Cansiglio in den petrographischen Unterschieden, dem Nebeneinander verschieden verkarstungsfähiger Gesteine zu suchen sein, wobei auch die durch die mächtige Entwicklung von Breccien und Myloniten ausgezeichnete Bruchzone am Westfluß des Monte Vettore ebenfalls als Zone der Begünstigung der Poljebildung gelten kann — wenigstens in der ersten Anlage. Heute entwässert das Ponor am Fuß des aus unterjurassischen Kalken bestehenden Monte Castello. Diese Kalke sind, auch nach der Ansicht SCARSELLAS, besonders verkarstungsfreudig. Die oberflächliche Verkarstung ist allerdings auch bei ihnen geringfügig. Sie beschränkt sich auf niedrige, stumpfe Karren, die aus der kümmerlichen und lückenhaften Bodendecke kaum herausragen, auf einzelne flache Wannen von wenigen Metern Durchmesser und auf ähnliche Kleinformen, die die Linienführung der glatten Hänge und Rücken nicht unterbrechen, während tiefere Dolinen in der Umgebung des Poljes fehlen. Das Zurücktreten der Dolinen ist schon von ALMAGIA als ein durchgehender Zug der Karstgebiete des Hochapennin erkannt worden¹⁸⁾. Die Kalke des mittleren oberen Lias, des Dogger und des Malm werden im Bereich des Polje von Castelluccio von schiefrigen und mergeligen Schichten unterbrochen. Im Piano Grande liegen diese Schichten tief unter den jungpleistozänen und postglazialen Ablagerungen des Poljebodens verborgen. Es läßt sich nicht sagen, ob sie von einer der Aufschüttungsoberfläche parallelen Korrosionsfläche überzogen werden. Die Piani Perduto und Piccolo zeigen im Bereich dieser Gesteine eine Wannenform ohne scharfe Ränder und ohne Anzeichen flächenhafter seitlicher Korrosion. Man gewinnt den Eindruck, daß Erosion und Denudation an ihrer Entstehung ebenso stark, wenn nicht stärker mitgearbeitet haben als seine Karstkorrosion.

Die Entwicklung des Piano Grande im Pleistozän und in postdiluvialer Zeit wird durch einige auch für die übrigen Poljen des Hochapennin zutreffende Beobachtungen charakterisiert. Von den Hängen der reinen Kalke ziehen riesige Schleppen von feinkörnigen kalkigen Schuttmassen herab, die flache Talungen mit leicht gewölbtem Querschnitt völlig ausfüllen. Die Grenze zwischen ihnen und den dazwischen anstehenden Kalken wird nur durch die helle Farbe des letzteren bzw. durch das

Bild 9: Talartiges Verbindungsstück zwischen dem Piano Grande und dem Piano Piccolo. Rinderherden.

Bild 10: Ponor des Piano Grande, junge Zerschneidung des Poljebodens

Bild 11: Talartige Zerschneidung des Piano Piccolo

Bild 12: Semipolje von Ovindoli.

Blick von der Moräne von Rovere nach Süden. Rechts miozäne Molasse.

Bild 13: Moräne von Rovere

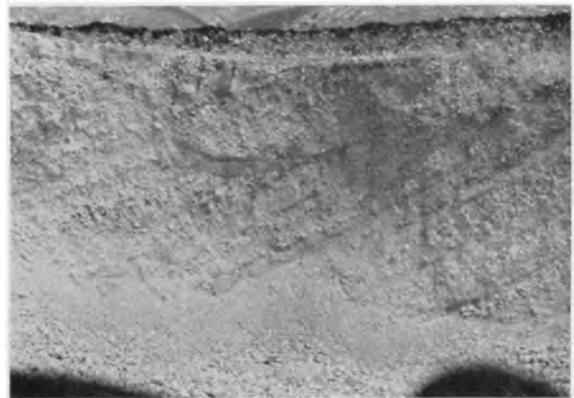
Bild 14: Aufschluß in der Moräne von Rovere

Bild 15: Piano di Pezza. Innere Moränenstaffel

Bild 16: Deltaschichtung des fluvioglazialen Sanders

Auftreten von Karren markiert. Heute bilden sich diese hängenden Schuttkegel, die wesentlich zur großflächigen Glättung der Hänge beitragen, indem sie alle Mulden, Dellen und Täler polsterartig auskleiden, nicht mehr weiter, sondern werden durch scharf eingekerbte Runsen zerschnitten. [Abb. 5] An ihnen sowie an frischen Straßeneinschnitten erkennt man den überall gleichbleibenden Aufbau dieser hängenden Schuttkegel und Schuttpolster aus mehr oder minder geschichteten hellen eckigen Kalkbrocken, die nicht verkittet sind. Die Schuttmassen erreichen 20 m Mächtigkeit und mehr, an anderen Stellen sind sie nur 1—2 m dick. Zweifellos handelt es sich um pleistozänen (letzt-diluvialen) Solifluktionsschutt. Soweit diese Schuttdecken den Bergfuß erreichen, was nicht regelmäßig der Fall zu sein braucht, tauchen sie unter die Ablagerungen des Poljebodens unter oder gehen in einer kurzen konkaven Schleppe in diesen über, im Gegensatz zu den deutlich aufgesetzten rezenten Schwemmkegeln, deren Material übrigens zum überwiegenden Teil aus ausgeraumtem Solifluktionsschutt besteht. Wo der solifluidale Schuttmantel fehlt, da fehlen auch die jungen Schwemmkegel. Wo dagegen die unreinen Kalke vorherrschen, so im Piano Piccolo und teilweise im Piano Perduto, ist die Bodendecke wesentlich geschlossener. Wo die Schichtköpfe der Kalke austreichen, z. B. am Südfall des Monte Guaidone zum Piano Piccolo, sind auch Karren entwickelt. Im ganzen jedoch kleidet die Bodendecke die Hänge dieses Seitenpoljes völlig aus, wobei sie nach unten hin an Mächtigkeit zunimmt und in einer sanften konkaven Kurve zur Tiefenachse des Polje abfällt. [Abb. 6.] Ein schärferer Knick zwischen Hang und Beckenboden, wie er im Piano Grande entwickelt ist, fehlt hier. Im Bereich dieser mächtigen Hangschleppen, die in den oberen Teilen aus schwärzlichem Verwitterungslehm, in den tieferen Schichten in zunehmendem Maße aus eckigen Kalkbruchstücken bestehen, sind einige vernarbte Frane in Gestalt von prachtvollen Schlammgletschern sichtbar. [Abb. 7, 8.] Fluvia-

¹⁸⁾ R. ALMAGIA, Neue Untersuchungen und offene Fragen über die Morphologie des Zentralapennin. G. Z. 1712.



tile Zerschneidung des Schuttmantels fehlt nicht ganz. Der tiefste Teil des Poljebodens ist alluvial. In ihm liegen einige flache, kaum angedeutete Schüsseldolinen und ein kleiner, im Sommer austrocknender Karstsee.

Außerordentlich mächtig sind die brecciösen Schuttmassen am Fuß des Monte Vettore. Deutlich unterscheiden sich die zerschnittenen diluvialen, z. T. vielleicht noch ins ältere Pliozän zurückreichenden Schuttkegel von den in sie eingeschnittenen rezenten Schuttfächern und den tiefsten Runsen, die den fluidalen Schuttpanzer des Steilhanges zerschneiden.

Merkwürdigerweise zeigt der Westhang des Monte Vettore keinerlei Glazialspuren, obgleich die eiszeitliche Schneegrenze nach v. KLEBELSBERG bei 1800 m gelegen haben dürfte und Talgletscher in Nordostexposition bis 1180 m hinuntergereicht haben¹⁹⁾. Die großen Karnischen liegen aber alle auf der Ostseite des Kammes, offenbar weil sich an der ungegliederten steilen Westflanke keine größeren Firnmassen ansammeln konnten. Zudem fällt für diese Breiten ($43\frac{1}{2}^\circ$) schon ins Gewicht, daß die WSW-Hänge der längeren und intensiveren Sonneneinstrahlung ausgesetzt sind, wodurch die Schneegrenze hier lokal hinaufgeschoben wird, obgleich sie sich im ganzen nach Westen absenkt. So ist das Polje von Castelluccio trotz seiner hohen Lage nicht von glazialen oder fluvioglazialen Ablagerungen erreicht worden.

Die Sedimente des Poljebodens sind in den oberen 2—3 m durchgängig feinkörnig und nahezu steinfrei. Sie bestehen aus einem dunklen humosen Lehm unter dem lageweise eckige Kalkbrocken folgen, die eingeschwemmter Solifluktionsschutt sein dürften. Leider liegen keine tieferen Aufschlüsse oder Bohrungen vor, an denen die Zusammensetzung der Beckenaufschüttung näher studiert werden kann. Ich möchte sie einstweilen in der Hauptmasse für periglazial halten. Nur die obere steinfreie Schicht dürfte holozäne Einschwemmungen darstellen. Die von manchen italienischen Geologen vertretene Annahme einer ehemaligen Seebedeckung findet in den Sedimenten, die allerdings nur an dem jungen Einschnitt beim Ponor am Fuß des Monte Castello einigermaßen aufgeschlossen sind, keine eindeutige Stütze, eher schon in der völlig ebenen Oberfläche, die es erlaubt, das Polje kreuz und quer ohne Weg mit dem Auto zu befahren. [Abb. 9.] Allerdings senkt sich der Boden unmerklich von Norden und Osten gegen das erwähnte Ponor. Unterhalb von Castel-

luccio und am Fuß des Monte Vettore bei der Fonte Valle Mesto liegt die Ebene 1310 bzw. 1315 m hoch, beim Ponor am Fuß des Monte Castello 1267 m. Das Gefälle beträgt etwa 1:150. Der Beckenboden hat also die Gestalt eines sanft nach WSW geneigten Schwemmkegels. Der Ponor selbst liegt unmittelbar am Fuß des Westhanges im anstehenden Kalk, etwa 15 m unter dem Niveau der Ebene. Zu ihm führt ein scharfkantig in den Poljeboden eingeschnittenes Tälchen, das sich immer mehr verflachend etwa $1\frac{1}{2}$ km weit zurückverfolgen läßt. Der Poljeboden des Piano Grande befindet sich also im Stadium der — allerdings vorerst lokal begrenzten — Zerschneidung. [Abb. 10.] Der Ponor hat dabei zu einer lokalen Versteilung der unteren Hangpartien geführt, an deren Fuß er angelegt ist. Im Umkreise des Poners bzw. des Ponortälchens findet sich etwa ein Dutzend mäßig tiefer Dolinen eingesenkt. Sonst weist der Poljeboden nur hier und da kleine flache Wannen von höchstens einigen dzm Tiefe auf.

Der Boden der benachbarten Teilpolje des Piano Piccolo und Piano Perduto, die mit dem Piano Grande durch talartige Verbindungsstücke zusammenhängen, liegt durchschnittlich um 50 m höher als der Boden des letzteren. Der flache kleine, im Hochsommer häufig ausgetrocknete Dolinensee „il Laghetto“ im Piano Piccolo liegt in 1323 m, der Boden der Piano Perduto in etwa 1340 m. Das Verbindungsstück vom Hauptpolje zum Piano Piccolo greift mit einem flachen, stufenlosen Talboden von beträchtlicher Breite zwischen dem Monte Rotonda und dem Monte Guaidone mit ihren leicht konvex zugerundeten Hängen zurück und greift nach Art eines Tales erosiv mit etwas verwischten, aber doch noch gut erkennbaren Rändern in den höheren Talboden des Piano Piccolo ein. Im ganzen erweckt der Piano Piccolo selbst den Eindruck eines allerdings recht tief eingesenkten, breiten und leicht verkarsteten Trockentales, beziehungsweise einer chemo-fluviatilen Ausraumzone. [Abb. 11.] Ähnlich liegen die Dinge bei dem mehr kesselartigen Piano Perduto, nur daß hier ein flacher Schwemmkegel die Verbindung zwischen dem höheren Boden des Seitenpoljes und dem Hauptpolje herstellt („Pie di Colle“).

Während sich die nacheiszeitliche Entwicklung des Piano Grande auf die Tieferverlegung des Hauptponors, Zerschneidung des Solifluktionmantels und Bildung von jungen Schuttkegeln, beschränkt, tragen in den dem Seitenpoljen Piano Piccolo und Piano Perduto noch heute Frane beträchtlich zur Umgestaltung der Hänge und zur Auffüllung des Poljebodens bei, während gleichzeitig das tiefere Niveau der Piano Grande talartig in den Boden des Piano Piccolo zurückgreift. Hier ist lokal noch heute Erosion und flächenhafte

¹⁹⁾ R. v. KLEBELSBERG, Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen, 3 Monti Sibillini. Z. f. Gletscherkunde 21, 1933. — F. SCARSELLA, Nuove tracce di antichi Ghiacciai nei Monti Sibillini e nei Monti della Laga. Boll. Soc. Geol. Ital. 14, 1945.

Denudation am Werk. Die Unterschiede in der Formgestaltung, wie das Fehlen einer scharfen Begrenzung des Poljebodens im Piano Piccolo sind auf petrographische Unterschiede zurückzuführen.

III. Die Polje der Velino-Gruppe und ihre Vergletscherung

Wie verhält sich ein geschlossenes Polje, das von den würmeiszeitlichen Gletschern erreicht bzw. durchschritten wurde? Hierüber geben die Hochpolje der Velinogruppe — der Piano di Pezza, der Campo Felice und das komplexe Polje von Rocca di Cambio — Ovindoli — erschöpfende und überraschende Auskunft. Unter „Velinogruppe“ sei hier das Hochgebiet südwestlich der Aterno-Furche verstanden, das im Monte Velino in 2487 m Höhe gipfelt, aber noch mehrere andere meist flachkuppige Höhen über 2000 m aufweist. Unter ihnen kann man zwei Reihen erkennen, die der Aternostörung und damit der Hauptfaltungssachse annähernd parallel laufen: im Osten die Pultscholle des Monte Sirente (2349 m), der mit einem über 1000 m hohen Abfall gegen die kleinen Poljen (Prati del Sirente und Prato di Diana) durchsetzten Vorstufen des Aterno Tales abbricht, der Monte Rotondo (2062 m) und der Monte Magnola (2223 m), weiter im Westen die Velinogruppe im engeren Sinne und der Monte Pucillo (2177 m), dem westlich noch die Montagne della Duchessa mit dem Morrone (2216 m) vorgelagert sind. Die auffällig ähnliche Höhe dieser Berge und unverkennbare Verflachung um 2000 m Höhe lassen an die Reste eines durch Brüche und Erosion gehobenen Flachreliefs denken.

Die genannten Poljen bilden eine ostwärts absteigende Treppe in ± 1500 m, (Piano di Pezza und Campo Felice) 1200—1350 m (Poljen von Rocca di Cambio und von Ovindoli), 1100 m (Prati del Sirente) und 900 m (Prato di Diana). Aus dieser Treppung, die ALMAGIA auch in anderen Teilen des Apennin in übereinstimmender Höhenlage wiederzufinden glaubt, auf drei einheitliche Karstniveaus zu schließen, die den einzelnen Hebungsphasen des Apennin entsprechen sollen, ist angesichts der jungen tektonischen Zerstückelung des Apennin und des fehlenden Nachweises durchgehender Verebnungsniveaus zumindest verfrüht, abgesehen davon, daß eine solche „Poljenniveautheorie“ auf der Hypothese eines einheitlichen Karstwasserspiegels beruht, die inzwischen weitgehend überwunden ist²⁰⁾.

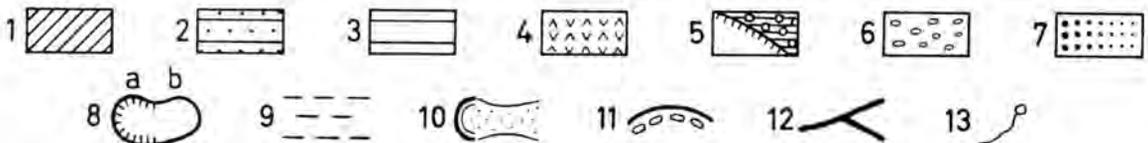
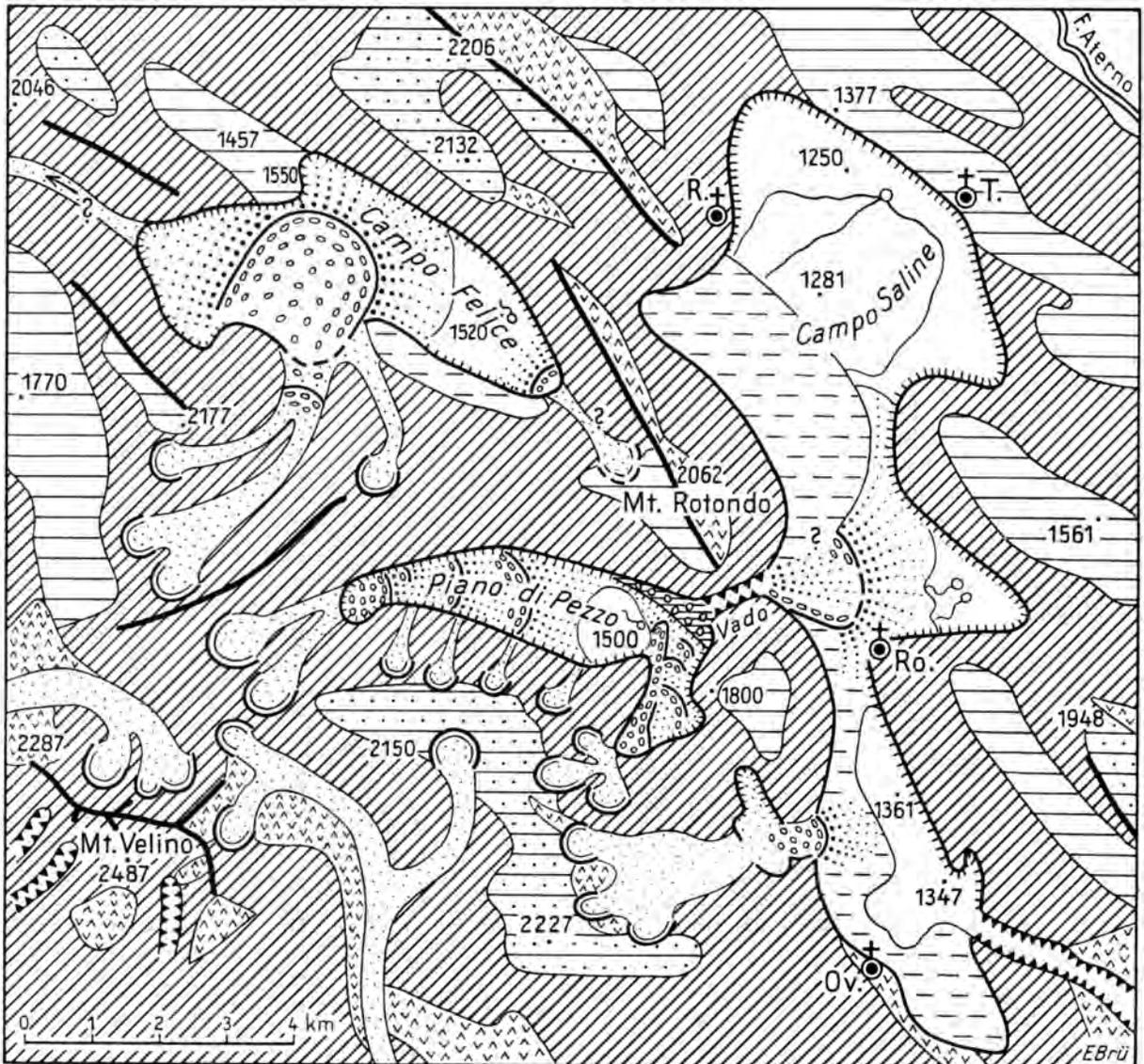
Die beiden höheren Poljen, der Piano di Campo Felice (1521 m) und der Piano di Pezza (1490 m)

gleichens im großen und ganzen, es sind Flachbodenpoljen mit steilen, graden Hängen, formverwandt mit dem Polje von Castelluccio nur von mehr länglicher Gestalt — das eine in der tektonischen Hauptrichtung verlaufend, das andere quer dazu — beide in den verkarstungsfreudigen Kalken der oberen Kreide angelegt, die die Hauptmasse der Velinogruppe im weiteren Sinne zusammensetzen. Nur die Westflanke des Campo Felice wird durch einen Streifen der weniger reinen Kalke des unteren Miozän gebildet, die sich im Formenschatz in einer Art Randterrasse äußern²¹⁾. Beide Polje sind durch tiefe Talscharten an einer Seite soweit geöffnet, daß jeweils nur eine niedrige Schwelle zur allseitig geschlossenen Hohlform des Poljebodens hinüberführt. Bei der Piano di Pezza ist es der felsige, enge Vado di Pezza, der etwa 50 m über der tiefsten Stelle des Poljebodens liegt, während der Piano di Campo Felice durch eine etwa 35—40 m hohe Schwelle vom Tal von Lucoli und durch die später zu analysierende Moräne von der verkarsteten Talung getrennt ist, die über eine Schwelle bei Chiesa di Lucoli in das Val di Tornimparte leitet. Aber keines der Polje entwässert auch nur mit einem Teilabschnitt oberirdisch.

Das langgestreckte Becken von Rocca di Cambio-Ovindoli ist komplexer Natur und nicht ohne weiteres als Polje im üblichen Sinn anzusprechen. Doch besitzt es wenigstens in seinem nördlichen Abschnitt, dem Campo Saline und im mittleren Teil, dem Becken von Rovere, insofern den Charakter eines echten Polje, als es rings umschlossen ist und keinen oberirdischen Abfluß besitzt. Die an den Ostrand des schräg geneigten Poljebodens gerückten Ponore liegen dort in 1250 und 1245 m hier in etwa 1270 m Höhe. Der niedrigste Punkt der Kalkschwelle, die den Campo Saline vom Aternotal trennt, liegt nur bei Terranera noch unter 1300 m. Das Becken von Ovindoli kann gleichfalls als Polje gelten, doch ist es durch die jugendliche Schlucht des Valle d'Arano gerade eben angeschnitten, ohne daß der früher von einem See bedeckte Poljeboden (tiefste Stelle 1347 m) von der rückschreitenden Erosion schon zertalt wäre. [Abb. 12.] Die Sonderstellung dieser Poljenreihe gegenüber den oben behandelten liegt vor allem darin, daß es eindeutig an eine von miozänen Kalken und Molasse erfüllten Schichtmulde geknüpft ist. Am Westsaum, unterhalb der großen NNW-SSO streichenden Verwerfung, die die steilen Kalkhänge des Monte Rotondo, Monte Canelle und Monte Magnola bilden, stehen bekennwärts einfallende Sandsteine und Tone des mittleren bis oberen Miozän an, während die Ost-

²⁰⁾ R. ALMAGIA, Neue Untersuchungen und offene Fragen über die Morphologie des Zentralapennin. G. Z. 1912. Vgl. auch: F. MACHATSCHKEK, Das Relief der Erde, Berlin 1938, S. 381.

²¹⁾ Vgl.: Carta Geol. Ital. 1:100 000, Bl. Sulmona, aufgenommen von E. BENEIO, und Erläuterungen.



Karte 4: Morphologische Skizze der Umgebung des Mt. Rotondo bei Rovereto.

1. Mittelgebirgsrelief; 2. Verflachungen in über 2000 m Höhe; 3. Verflachungen in geringerer Höhe und Hochtalungen; 4. Felsabbrüche; 5. Kamesterrasse des Vado di Pezzo; 6. würmezeitliche Moränen; 7. fluvioglaziale Schotter; 8. Poljen a) mit scharfem, durch Aufschüttung bedingtem Rand, b) ohne scharfen Rand; 9. miozäne Molasse im Campo Felite Randstufe; 10. Karst und glazialüberformte Täler; 11. Endmoränen und Moränenstaffeln; 12. Hauptkämme; 13. Ponore.

seite von basalen Kalken des unteren Miozän gebildet wird. Die nichtkalkigen Gesteine des oberen Miozän sind nur zum Teil ausgeräumt. Das mag zunächst auf fluviatilem Wege geschehen sein, möglicherweise über die Schwelle von Terranera

hinweg, für den letzten Akt, die poljenartige Eintiefung und Erweiterung ist jedoch der Verkarstungsprozeß allein verantwortlich. Das Auftreten undurchlässiger Schichten (Sande, Tone und Sandstein) an der einen Seite der geschlossenen Hohl-

form braucht nicht gegen die Poljennatur des Bekkens zu sprechen, worauf wir an anderer Stelle noch zurückkommen. Der Übergang zur Poljenbildung dürfte schon im älteren Pleistozän abgeschlossen gewesen sein, jedenfalls hat der würmeiszeitliche fluvioglaziale Schuttkegel das Becken schon als ein geschlossenes Karstbecken vorgefunden.

Die beiden kleineren Polje der Prati del Sirente und des Prato di Diana und einige weitere kleine Karstbecken des Ostabfalls zum Aternobecken liegen ganz im Kreidekalk selbst. Sie gehören zu einem Typus, der im nächsten Abschnitt besprochen werden soll und können daher hier außer Betracht bleiben.

Die Bedeutung der drei kurz geschilderten Polje liegt vor allem in ihrer eindeutigen, sonst im Appennin nirgends so klaren Verknüpfung mit den eiszeitlichen Ablagerungen. Bei einer (Würm-) eiszeitlichen Schneegrenze von 1700—1800 m, die v. KLEBELSBERG²²⁾ fußend wohl auf den Angaben von SUTER²³⁾ für die Velinogruppe annimmt, mußte vor allem im Velino selbst zu einer beträchtlichen Ansammlung von Firnschnee und demzufolge von einigermaßen beachtlichen Talgletschern führen, da hier ausgedehnte Reste eines Flachreliefs über der eiszeitlichen Schneegrenze liegen. An ihrem Rand kam es zur Ausbildung schöner Karzirkel in 1750—1900 m, größtenteils in N- und NE-Exposition.

Das Polje des Piano di Pezza wurde von zwei Talgletschern erreicht bzw. durchschritten: einem Strom der in östlicher Richtung vom Colle dell'Orso in den westlichen Teil des Beckens vorstieß und einem Gletscher, der von den Nordhängen der Magnola durch das Valle Ceraso den nach Süden abgelenkten Teil des Poljes erreichte. Im Maximum der Vereisung drang der Eisstrom durch den Vado di Pezza in das Polje von Rocca di Cambio bis nach Rovere vor. Die rechte Seitenmoräne dieser Gletscherzunge zieht sich als hoher, schnurgerader Wall, vom Vado di Pezza ausgehend bis dicht an die Ortschaft Rovere, größtenteils auf einem Sockel von Miozän. [Abb. 13.] Die geologische Karte verzeichnet hier merkwürdiger-

weise keine Moräne, obwohl schon von weitem an der hellen Farbe der kaum von der Vegetationsdecke verhüllten großen Kalkgeschiebe zu erkennen ist. Die guten und frischen Aufschlüsse zeigen unregelmäßig fluvioglazial geschichtetes Material mit ungeschichteten Blockpackungen dazwischen. SUTER spricht nur von locker geschichteten fluvioglazialen Material. Doch kann an der Moränenatur dieses Walles meines Erachtens gar kein Zweifel bestehen. [Abb. 14.] Das nördliche Pendant aber fehlt. Hier ist, soweit ich sehen konnte, nur eine grobe Blockstreueung festzustellen. Ebenso wenig ist eine eigentliche Stirn- moräne vorhanden. Im Bereich des mutmaßlichen Zungenbeckens westlich der Straße Rocca di Mezzo-Rovere ist noch fluvioglazial geschichtetes Material aufgeschlossen. Es handelt sich um ein wohl etwas jüngeres schwemmkegelartiges Schotterfeld mit der typischen Form und Schichtung der „Sander“ der zentralappenninischen, ausschließlich mit Kalkgeschieben befrachteten Gletschern. Dieser Sander sinkt unter den ebenen, feinkörnigen Poljeboden nordöstlich von Rovere; seine flachgewölbte Kegelform ist nur durch den Einschnitt des Baches zerschnitten, der nach Norden an Rocca di Mezzo vorbei den Poljeboden des Camposaline zuströmt, um dort in einem Ponor zu verschwinden.

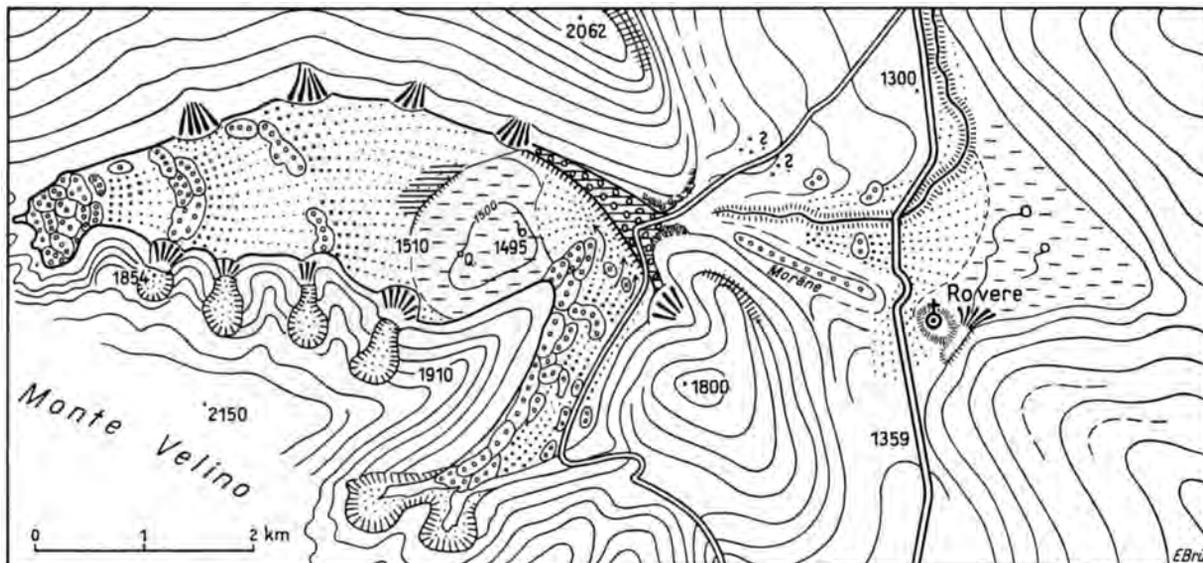
Trotz des Fehlens einer linken Ufermoräne müssen wir hier einen nachträglich fluviatil zum Teil zerstörten Endmoränenbogen annehmen, der bei Rovere in etwa 1350 m erreicht. Ein weiterer Zug von Endmoränen schließt das 1418 m hohe poljeartige Seitenbecken nordwestlich von Ovidoli ab. Die tiefsten Moränen, an die sich teilweise fluvioglaziale, teilweise jüngere Schuttkegel knüpfen, liegen bei 1395 m Höhe. Außerhalb dieser beiden Moränenvorkommen habe ich im Poljenzug von Rocca di Cambio-Ovidoli keine Moränen oder fluvioglaziale Aufschüttungen angetroffen²⁴⁾.

Die Frage, ob sie dem Maximum des Würm angehört oder einer älteren Vereisung läßt sich nicht völlig eindeutig beantworten. Der Form nach ist die Moräne jung und ihr Verwitterungsgrad ist gering. Aber beides ist auch bei einigen Moränenbögen des Gardagletschers der Fall, denen von italienischer Seite neuerdings rißeiszeitliches Alter zugesprochen wird. Im Hochappennin ist es immerhin bisher noch nicht gelungen, eine ältere Eiszeit auszugliedern, was vielfach durch die Vermutung erklärt wird, das Gebirge habe erst kurz vor der Würmvereisung seine heutige Höhe erreicht. Einstweilen möchte ich daher die Moräne von Rovere aus dem Gesamtzusammenhang heraus und auch wegen ihres durchgehend äußerst ge-

²²⁾ R. v. KLEBELSBERG, Handbuch der Gletscherkunde u. Glazialgeologie II. Wien 1949, S. 728.

²³⁾ K. SUTER, Die eiszeitliche Vergletscherung der Appenninen. 4. Velino-Ocre-Sirente, Zeitschr. f. Gletscherkunde 22, 1935. Ders., Die eiszeitliche Vergletscherung des Zentralappennins, Vierteljahresschrift Naturf. Ges. Zürich 84, 1940. Ders., Le glaciation quaternaire de l'Appennine Central Revue de Geographic alpine 1940. — A. SESTINI, Nuove ricerche sulla glaziacione quaternario dell'Apennino. Rendic. Sessioni delle R. Accademia di Scienze dell' Istituto di Bologna 1930—31. — E. BENEIO, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100 000, Blatt Sulmona, Rom 1943. — Die von mir gegebene Darstellung stützt sich in jedem Punkt auf eigene Beobachtungen, die von den genannten Quellen zum Teil abweichen.

²⁴⁾ Auch die geol. Karte 1:100 000 verzeichnet keine tieferen Moränen. Die Moränen am Nordhang des Monte Sirente reichen nur bis 1500 m herab.



Karte 5: Skizze der eiszeitlichen Ablagerungen im Piano di Pezzo und im Polje von Rovere

1. Moränen; 2. fluvioglaziale Schotter; 3. Kamestrasse des Vado di Pezza; 4. steinfreie Poljeböden a) aufgeschlossene Seeablagerungen; 5. postglaziale Schuttkegel (schematisch); 6. Kare; 7. Ponore; 8. Quelle.

ringen Verwitterungsgrades für würmeiszeitlich halten.

Die Schmelzwasser dieser Gletscherzunge können keinen oberirdischen Abfluß aus dem Polje herausgefunden haben, vielmehr muß die Entwässerung auf karsthydrographischem Wege durch die Ponore nordöstlich von Rovere und westlich von Terranera erfolgt sein. Dabei konnte sich wenigstens in den tieferen Teilen des Poljes zeitweise ein Stausee gebildet haben, der aber keine eindeutig bestimmbar Seeablagerungen hinterlassen hat.

In dem angrenzenden, höherliegenden Polje der Piano di Pezzo sind drei klar erkennbare Rückzugsstufen entwickelt und zwar in beiden Armen des Poljes. Sie bestehen jeweils aus einer Anhäufung von drumlinartig gestalteten relativ flachen Moränenhügeln, deren höchste bis zu 30 m über den Poljeböden aufragen. [Abb. 15.] Sie sind voneinander durch ebene Schotterfelder, einem fluvioglazialen Sander mit relativ grobem aber gut geschichteten Material voneinander getrennt, wobei die äußere Staffel vom jüngeren Sander rinnenartig durchbrochen und umflossen ist. Die beiden von Süden und von Westen vorgeschütteten im wesentlichen einheitliche, nicht in sich terrassierten fluvioglazialen Schotterkegel führen nun nicht durch den Vado di Pezza. Hier versperrt eine der Innenseite des Vado-Einschnittes vorgelagerte Terrasse, über deren Natur gleich noch zu sprechen sein wird, mit ihrem 8–10 m hohen

inneren Steilabfall den Weg. Der aus dem Südarm kommende Sanderkegel biegt vor der Stufe um die Seitenmoräne nach Westen um und taucht im tiefsten, etwa von der 1510-m-Isopyse umschlossenen Teil des Poljes unter steinfreiem, stellenweise versumpftem Boden unter. Ein Aufschluß in diesem unteren Teil des Sanderkegels zeigt eine ausgezeichnete Deltastruktur mit steilem Einfall der Schichten nach Westen. [Abb. 16.] Die obere Partie zeigt kleinere krypturbate Störungen in Form von Taschen. Der von Westen kommende Sanderkegel verhält sich ebenso. An seinem Rand, der streckenweise eine flache Stufe bildet, sind unter einer dünnen Schotterbestreuung helle mergelige Seeablagerungen aufgeschlossen. [Abb. 17.] Es ist also evident, daß die Schmelzwasser der Rückzugsstufen sich in einem flachen See sammelten, der unterirdisch entwässerte. Der letzte Rest des Sees ist ein kleiner Tümpel, der von einer aus dem Schotterkörper kommenden dünnen Quelle gespeist wird. Ob der See jemals die 1510 m Linie überschritten hat, läßt sich schwer sagen. An den höheren Rändern des Poljes fehlt jede Andeutung einer Seeterrasse.

Auch die oben genannte Terrasse vor dem Eingang der Vado-Schlucht ist keine Seeterrasse. Sie besteht aus fluvioglazialen Material mit eingeschalteten groben Blöcken, teilweise konglomeratartig verkittet und mit ungeschichtetem brecciösem Material untermischt, doch ohne feststellbare Deltastruktur [Abb. 18]. Aus dem Vado können



17



18



19



20



21



22

Bild 17: Seeablagerungen im Piano di Pezza

Bild 18: Fluvioglaziale Kamestrasse vor dem Einschnitt des Vado di Pezza.

Im Hintergrund der Westarm des Piano di Pezza

Bild 19: Sander des Piano di Pezza, eine flache Moränenstaffel durchbrechend

Blick vom Fuß der Vado-Terrasse in den Südarml des Piano di Pezza. Im Hintergrund rechts Moräne

Bild 20: Piano di Campo Felice von Süden gesehen

Bild 21: Aufschluß in den fluvioglazialen Schottern des Campo Felice.

Im Hintergrund der steile Osthang

Bild 22: Moräne (links und im Vordergrund) und Sander im Piano di Campo Felice.

Blick auf den Osthang mit Rillenzerschneidung des periglazialen Hangschnittes

auch keine schuttliefernden Gewässer gekommen sein, die eine Deltaterrasse in das Polje geschüttet haben könnten, denn die Schlucht führt nach Osten hin ins Freie. So ist nur möglich, in der „Vadoterrasse“ eine Kamesterrasse zu sehen aus der Zeit, in der der zurückschmelzende Gletscher das gesamte Polje bis zur Höhe der Vadoschlucht mit Toteis erfüllte. Über das Toteis hinweg verfrachtetes fluvioglaziales Material, untergeordnet auch Solifluktionsschutt von den Hängen müssen den vom Eis freigegebenen Teil des Poljes verschüttet haben. Der steile Rand gegen das innere des Poljes erklärt sich ungewungen aus dem Aufhören der Schotterlieferung beim Niedertauen des Eises, wobei die Schmelzwasser sich sehr bald einen anderen Weg suchen mußten — den zu einem inneren Seebecken. Möglicherweise hat der Sander, der die heutige Oberfläche bildet und der jüngsten Staffel entstammt, die Kante auch noch erosiv unterschritten; seine Gefällslinie biegt unmittelbar vor der Vadoterrasse aus der nördlichen Richtung in die westliche um, nachdem der Sander eine niedriger als die Vadoterrasse gelegene, nur wenige Meter über die Sandoberfläche aufragende Moränenstaffel in mehreren breiten Rinnen durchbrochen und teilweise verschüttet hat [Abb. 19]. Diese dem Vado so nah gelegene Staffel ist übrigens ein Beweis für das rasche Niedertauen des Eises nach seinem Rückzug hinter den Vado.

Der Einschnitt des Vado di Pezza selbst hat im ganzen einen U-förmigen Querschnitt, was besonders im Blick von Osten deutlich zum Ausdruck kommt, seine Hänge sind aber im einzelnen verkarstet und von jungen Schuttkegeln verkleidet.

Die geschilderte Auskleidung des Polje mit Moränenmaterial bzw. fluvioglazialen Schottern, die hier den ebenen, sanft zur tiefsten Stelle geneigten Poljeboden bilden, zeigt, daß die Würmvereisung das Polje fix und fertig als Polje vorgefunden hat, und daß seit dem Ende des Würm mit ihm überhaupt nichts passiert ist. Die Schotterflächen sind nicht einmal, wie anderorts, von jungen Dolinen durchsetzt²⁵⁾. Man kann allenfalls an eine Tieferlegung des tiefsten Teiles des Poljebodens denken. Denn die genannten Seeablagerungen liegen etwas höher als er, so daß ich zuerst den Eindruck einer jungen karstkorrosiven Eintiefung gewann. Aber Seeablagerungen brauchen, wie die Topographie jeden rezenten Seebodens lehrt, nicht in gleicher Höhe zu liegen und andere Anhaltspunkte als die Höhenlage waren nicht beizubringen. Der einzige junge Zug im Formenbild sind die rezenten, relativ unbedeutenden Schuttkegel am Fuß der Runsen über die fluvioglazialen Schotter geschüttet

²⁵⁾ Die glazialen Ablagerungen am Monte Vettore zeigen nach SCARSELLA a. a. O. durchaus frische Dolinen. Das gleiche gilt für die Moränenablagerungen im Campo Imperatore.

worden sind. Im größten Teil des Poljes liegen diese jedoch vollkommen frei von jüngeren Alluvionen da.

Das Polje des Campo Felice [Abb. 20] bestätigt die in der Piana di Pezzo gewonnenen Erfahrungen in eindrucksvoller Weise. Vom Plateau der Custone kommend ist ein Gletscher in den nördlichen Teil des Poljes vorgestoßen und hat hier eine prächtige Endmoräne von 20—30 m Höhe aufgeschüttet. An sie schließt sich ein Geröllsander. Der tischebene Boden des Poljes wird zu dreiviertel aus diesen fluvioglazialen Geröllen gebildet, die im frischen Aufschluß einer Schottergrube eine wohlgeschichtete Struktur zeigen [Abb. 21]. Die obere Schicht von 20—30 cm ist mit einer scharfen Untergrenze durch Rohhumus und humosen Lehm schwarz gefärbt, doch erreichen darin helle Kalkschotter die Oberfläche. Die Endmoräne schließt ihrerseits die Talung ab, die zwischen dem Puzillo und der Cimata di Pezza mit zwei glazialüberarbeiteten und mit Moränen erfüllten Paralleltälern herabkommt [Abb. 22]. In ihrem am weitesten nach N vorgeschobenen Teil grenzt die Moräne unmittelbar an den Kalksporn des Monte Orsello. Dadurch wird der Sander zweigeteilt. Der rechte ergießt sich in das durch die Moräne völlig abgeriegelte Campo Felice, ohne die Höhe der Felsschwelle zum Tal von Lucoli zu überschreiten, der linke ist in das poljenartige Becken vorgeschüttet, die sich von „il Lago“ der Karte 1 : 100 000 (ein See ist heute nicht vorhanden) bis Chiesa di Lucoli nach Nordwesten als geschlossene Hohlform erstreckt. Zur Zeit seines Hochstandes mag der Gletscher hier weiter vorgestoßen sein — Zeit und Wetter erlaubten mir nicht, die kritische Gegend von S. Eramo unterhalb Chiesa die Lucoli nach Moränen abzusuchen. Im Val di Lucoli werden, entgegen früheren Annahmen, keine glazialen Ablagerungen angetroffen. Vor allem zeigt die Felsschwelle, über die man vom Valle di Lucoli ins Campo Felice kommt, keinerlei glaziale Bearbeitung. Die hier teilweise saigeren Kalke sind grade auf der Schwelle zu wilden Karrenzacken zerfressen, die keinerlei Abstumpfung zeigen, wie man sie bei eisüberschliffenen Karren dieser Größenordnung kennt.

Das Innere des Campo Felice selbst zeigt keine Reste von Moränenstaffeln. Der Sander senkt sich sanft nach Osten bis zum annähernd steinfreien tiefsten Poljeboden in 1520 m Höhe, wo sich einige flache Ponore befinden. Auch hier mag sich zeitweise ein flacher Karstsee ausgebreitet haben. Am Südostende nimmt die Schotterbestreuung des Poljebodens wieder zu und ein niedriger Wall deutet die äußerste Moräne eines kleinen vom Monte Rotondo herabkommend an.

Die Hänge des Polje sind auch hier mit periglazialen Hangschutt bekleidet, besonders am

Monte Cefalone, dem relativ 500 m hohen graden Steilabfall des Parallellrückens zu Ocre [Abb. 23]. Diese steile Schuttdecke geht mit einem kurzen konkaven Schuttfuß derart in den Poljeboden über, daß im ganzen der Eindruck eines relativ scharfen Knickes entsteht. Davon unterscheiden sich die jungen Schuttkegel, die mit wesentlich flacher Neigung dem Poljeboden deutlich aufsitzen. Sie bilden sich am Fuß von Steinschlagrinnen und Wasserrissen, die den periglazialen Schuttmantel aufritzen und eine für zahlreiche der großen ungliederten Kalkrücken des Apennin charakteristische helle „Striemung“ erzeugen. In einer bestimmten vom Gefälle abhängigen Höhe, in der die steilen periglazialen, zu einer geschlossenen Hangbekleidung zusammengewachsenen Schuttkegel ansetzen, münden die parallelen Spülrinnen der oberen Hangpartie in hellen, rezenten Schutthalden von dreieckiger Gestalt, von denen ein neues System von Rinnen, diesmal tiefer eingeschnitten, seinen Ausgang nimmt. Dieses helle Band, das sich an den geraden Hängen in gleicher Höhe hält oder sanft auf- und absteigt, erweckt oft den täuschenden Eindruck einer strukturellen Gesteinsgrenze. Das Phänomen das noch einer genaueren Untersuchung wert wäre, ist hier erwähnt, weil es ein Licht auf die äußerst geringfügigen Spuren postglazialer Hanggestaltung wirft. Die Frage, wieweit eine — historisch hier nicht faßbare — Entwaldung die Bildung der jungen Rillen und Kerbfurchen bedingt oder gefördert hat, ist gleichfalls noch nicht untersucht worden. Für beide Poljen, das des Piano di Pezza und das des Campo Felice, ist der Anteil des postglazial in das Polje hineingeschwemmten Feinmaterials äußerst geringfügig. Es beschränkt sich nur auf den tiefsten Teil des Poljebodens und erreicht hier eine Mächtigkeit von höchstens 1—2 m.

IV. Die Karstwannen in der Südabdachung des Gran Sasso-Massivs

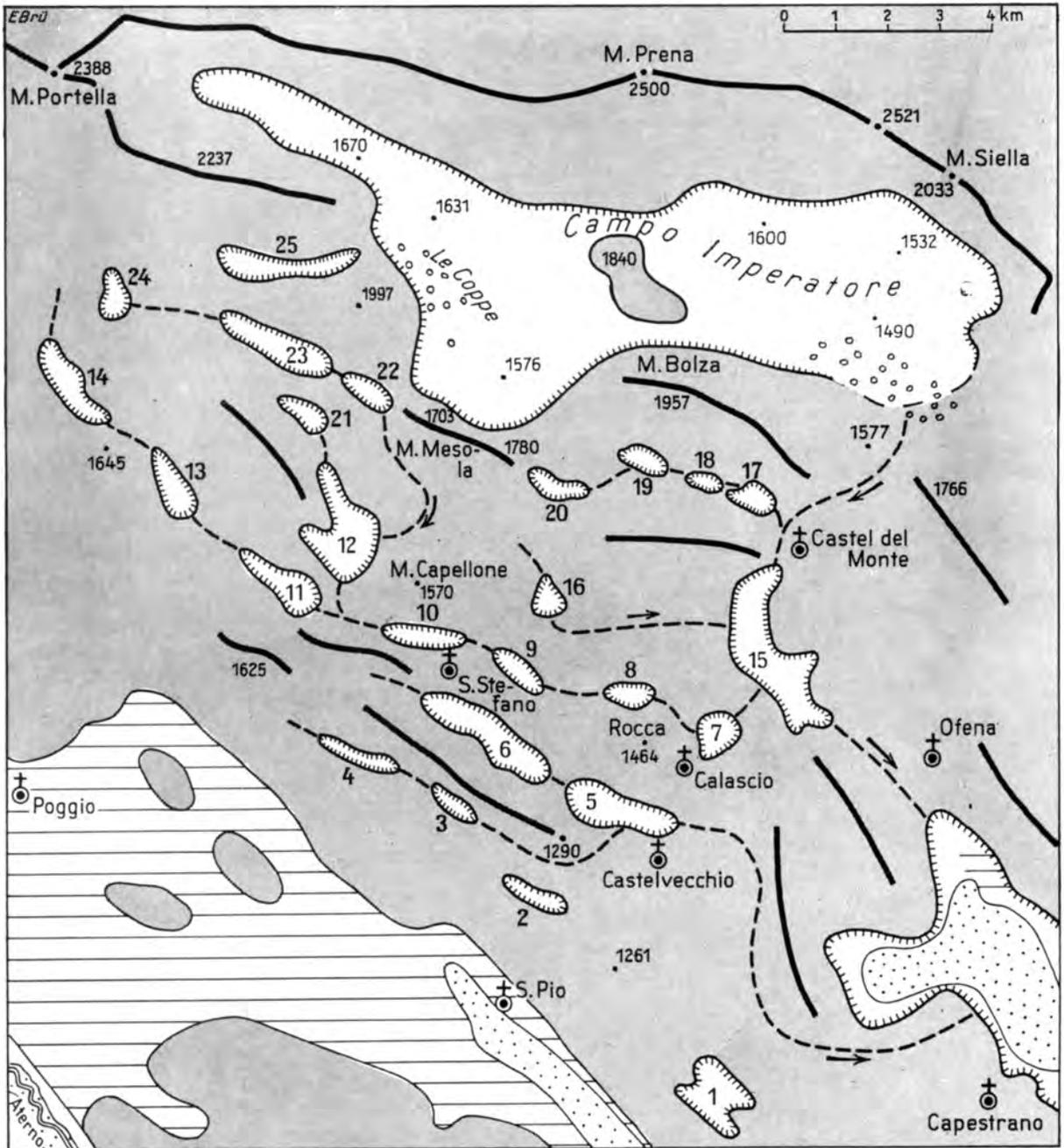
Südlich der in mehreren Gipfeln 2500 m übersteigenden Gran Sasso-Kette, zwischen der beckenartigen Hochfläche des Campo Imperatore und der schmalen Beckenzone von Barisciano-Navelli beziehungsweise dem geöffneten Polje von Capestrano-Ofena findet sich eine große Reihe von kleineren aber sehr typischen Karstbecken, die schon immer die Aufmerksamkeit der italienischen Forscher auf sich gezogen haben²⁶⁾.

²⁶⁾ Vgl. O. MARINELLI, *Atlante dei tipi geografici Firenze*, Istituto Geogr. Militare, zweite erweiterte Aufl. bearb. von R. ALMAGIA, A. SESTINI u. L. TREVISAN, Firenze, Blatt 16 bzw. 27. Ferner: M. ORTOLANI e ATTILO MORETTI, *Il Gran Sasso d'Italia, versante Meridionale*. Consiglio Nazionale delle ricerche, Ricerche sulla morfologia e idrografia carsica 2, Rom 1950 (mit vollständiger Literaturangabe).

Ihre typologische Einordnung bereitet infolge der erstarrten klassischen Nomenklatur der Karsthohlformen sichtliche Schwierigkeiten. Sind sie den Uvalas zuzurechnen, darf man sie Miniaturpoljen nennen oder ist es eine Sonderform, die in dem klassischen Land der Karstforschung nicht vorkommt und daher unter anderem einige Forscher veranlaßt hat, dem „Appenninischen Karst“ gegenüberzustellen? Einigkeit herrscht nur darüber, daß der Karstprozeß selber sie geschaffen hat, da die tektonische „Senkungstheorie“ bei der Kleinheit der Formen schlechterdings nicht anwendbar ist. ORTOLANI und MORETTI rechnen diese Formen genetisch zu den Uvalas, obgleich sie von den Formen, die CVIJIĆ bei dem Terminus *technicus* ins Auge faßte, physiognomisch erheblich abweichen²⁷⁾. Wo aber ist die Grenze zu den Poljen? Diese kleinen „Piani“ am Südabfall des Gran Sasso-Massivs — zu denen übrigens auch noch die im vorigen Abschnitt erwähnten Karstbecken Prati di Sirente und Prato di Diana gehören — erreichen immerhin eine Länge von 2—3 km und eine Fläche von 1—4 km², am Poljeboden gemessen. Gewiß besteht in Größe und Form ein merklicher Unterschied zwischen ihnen und den ausgedehnten Becken, etwa des Fuciner Poljes, des geöffneten Poljes von Capestrano oder des oben behandelten Polje von Castelluccio. Aber die Piana di Pezzo, der Campo felice und manche andere Karstbecken, die in diesem Rahmen keine Erwähnung finden konnten, vermitteln der Größenordnung nach zwischen beiden. Nur wenn man im Polje primär ein tektonisches Senkungsfeld sieht, das nachträglich eine gewisse karstkorrosive Überarbeitung gefunden hat, könnte man eine scharfe Grenze zwischen den uvala-ähnlichen, rein auf karstkorrosivem Wege entstandenen Becken und den Poljen ziehen — eine Grenze, die dann freilich nicht von der Größenordnung der betreffenden Gebilde abhängig wäre.

Die Karstbecken, mit denen wir es hier zu tun haben, unterscheiden sich von den bisher behandelten allerdings auch dadurch, daß sie ein gewisses System zu bilden scheinen, das treppenförmig vom Gran Sasso-Massiv beziehungsweise vom Südrand des Campo Imperatore aus 1700 m Höhe (Karstbecken der Fossa Paganica) in südöstlicher Richtung zu dem in 350—380 m gelegenen Polje von Capestrano herabführen. Die einzelnen Becken weisen dabei vornehmlich (wenn auch nicht ausschließlich) eine Längserstreckung im „appenninischen“ Streichen auf (WNW-ESE). ORTOLANI und MORETTI haben versucht, sie in ein pliozänes Talsystem einzuordnen, dessen Rekonstruktion

²⁷⁾ ORTOLANI u. MORETTI, *Il Gran Sasso d'Italia a. a. O.*, S. 70 f. «Essi mostrano, in modo evidente, il processo di formazione dei bacini più grandi a spese dei più piccoli.»



Karte 6: Die Karsthohlformen an der Südseite des Gran-Sasso-Massivs

1. Karsthohlformen; 2. Rücken und Käme; 3. Pliozänes Talsystem nach OSTOLANI und MORETTI; 4. altpleistozäne Beckenausfüllung (größtenteils Seeablagerungen, vermutlich Villafranchiano); 5. aluviale Beckenböden; 6. Dolinenfelder

Karstwannen zwischen dem Campo Imperatore und dem Becken von Barisciano-Navelli:

1. Piano di Nasilli	1000 m	10. Piano Prosciuta	1230 m	21. Valle Ombrio	1440 m
2. S. Leonardo	1020 m	11. Piano Valle Cupa	1180 m	22. Piano di Monte Mesola	1530 m
3. Piano Camarda	1100 m	12. Piano Locce	1230 m	23. Piano del Lago di Barisciano	1610 m
4. Piano Force	1170 m	13. Piano di Fogna	1420 m	24. Piano del Lago d'Assergi	1613 m
5. Piano Vuto	915 m	14. Piano di Lago Filetto	1380 m	25. Fosetta Paganica	1700 m
6. Piano Viano	960 m	15. Piano San Marco	1072 m		
7. Piano Calascio	1100 m	16. namenlos	1300 m		
8. Piano Tagno	1270 m	17.—20. Karstbecken von Castel del Monte	1300—1400 m		
9. Chiano	1230 m				

sich allerdings nur auf die in der genannten Richtung abtreppeartige Höhenlage der die geschlossenen Becken abgrenzenden Schwellen stützt. Reste eines durchgehenden pliozänen Talbodens oder gar Schotterterrassen fehlen. Es fehlt aber auch, wie für ein derartig verkarstetes Gebiet nicht anders zu erwarten, ein durchgehendes junges Fluß- oder Torrentensystem; zwischen höheren, meist „apenninisch“ streichenden Kalkrücken, die hier und da hochflächenartigen Charakter annehmen ohne ein auf größere Erstreckung verfolgbares Niveau erkennen zu lassen, liegen die Karstbecken mit ihren lokalen Wasserscheiden, die oft (z. B. bei Castelvecchio und bei S. Stefano) mehr einen sekundären, aus Altflächen hervorgegangenen Eindruck machen, als daß sie an Talreste erinnern. Wie auch immer, das postmiozäne Flachrelief und mit ihm die hypotetischen pliozänen Talsysteme sind durch die wahrscheinlich endpliozänen Krustenbewegungen gründlich verstellt, wobei junge bzw. ältere, wieder aufgelebte Brüche vielfach eine Rolle spielen, wie die sorgfältig von E. BENEÓ bearbeitete geologische Karte 1 : 100 000 lehrt, die den südlichen Teil des Gebietes noch umfaßt. Einige dieser jungen Verwerfungen sind im Gelände direkt als solche zu erkennen, andere sind aus stratigraphischen Argumenten abgeleitet, wieder andere, auf der geologischen Karte erfreulicherweise als hypothetisch gekennzeichnet, sind offenbar aus den Geländeformen erschlossen.

Geologisch besteht das Gebiet zum größten Teil aus den körnigen, meist massigen z. T. oolithischen ausgebildeten Rudistenkalken der Kreide (Riff-Fazies der Abruzzen) und eingefalteten, teilweise brecciösen Nummulitenkalken des Eozän. Die letzteren streichen in einem schmalen Streifen von S. Stefano mit „appenninischer“ SE-NW-Richtung bis zu den südlichen Vorbergen des Gran Sasso und bilden außerdem größtenteils den Boden des Campo Imperatore; während die felsige Südflanke der wasserscheidenden Hauptkette Monte Corno (2914 m) — Monte Prena (2566 m) — Monte Camicia (2570 m), ebenso wie die östliche Bergflanke des Campo Imperatore aus Dolomiten und Kalken des Noricum, des Lias sowie des unteren Dogger besteht. Ein zweiter Streifen kompakter Jura-Kalke (Titon) zieht, durch Brüche gegen die Kreidekalke abgesetzt, aus der Gegend des Polje von Capestrano in WNW-Richtung bis nördlich Barisciano. Untergeordnet treten auch noch Kalke des unteren und mittleren Miozän südlich des Campo Imperatore sowie im Sattel der Portella auf. Die Molassefazies des Miozän und alle jüngeren Ablagerungen fehlen ganz bis auf Reste von altpleistozänen Konglomeraten und Breccien, die jungpleistozänen Solifluktionsschuttdecken und die jungen Schuttkegel.

Die am Aufbau des Gebietes beteiligten stratigraphischen Horizonte sind, wie die nachstehende Tabelle zeigt, ganz überwiegend kalkig ausgebildet, aber diese Kalke verhalten sich in morphologischer Hinsicht verschieden. Besonders verkarstungsfähig scheinen die kompakten hellen Titonkalke zu sein. Sie bilden besonders an den Hängen der Rocca von Calascio einen felsigen Block- und Wannenkarrst aus, der in der Landschaft durch seine helle Farbe auffällt. In sie hineingearbeitet sind die klassisch schönen Karstbecken Viano und Vuto südwestlich von Calascio, aber auch das Karstbecken nördlich dieser Ortschaft und zum Teil noch die Becken Chiano. An den kretazischen Rudistenkalken fehlt es gleichfalls nicht im Karstbecken. Hier wie anderwärts müssen sie zu den verkarstungsfreudigen Kalken gezählt werden.

Dabei fällt es auf, daß man im ganzen Gebiet so gut wie keine Dolinen trifft. Sie sind auf der von Moränenschutt entwickelten Hochfläche „le Coppe“ im westlichen Teil des Campo Imperatore und auf das hochgelegene Flachrelief nördlich Castel del Monte beschränkt, wobei es sich überwiegend um flache Schüsseldolinen handelt. So ausgesprochene Kesselkolinen, wie sie in den mittelkretazischen Rudistenkalken des Bosco del Cansiglio auf den Hochflächen mittel- bis jungpliozänen Alters in großer Zahl auftreten, sucht man im Gran Sasso-Gebiet vergebens, trotz ähnlichen Alters und gleicher Höhenlage des Ausgangsniveaus der Verkarstung. Das Auftreten von ausgesprochenen Dolinenfeldern ist, wie auch die Verhältnisse im klassischen dinarischen Karst lehren, offenbar nicht nur von der petrographischen bzw. strukturellen Beschaffenheit der Kalke abhängig, sondern auch von der Lage der karsthydrographisch besonders aktiven Zonen. Das auffällige Zurücktreten eines voll entwickelten „Dolinenkarstes“ im gesamten Raum des Kalkapennin bleibt dennoch ein ungelöstes Problem.

Tabelle I

Geologisch-petrographische
Gliederung der zentralen Abruzzen zwischen
l'Aquila und Sulmona

Pleistozän, jüngerer: kalkige Seeablagerungen der ausgehenden Würmzeit, Moränen der Würmzeit und zugehörige fluvio-glaziale Schotter, würmeiszeitliche und ältere Schuttkegel, solifluidale Hangbekleidung, Schotter der Hochterrasse in den Becken von Sulmona, Navelli-Barisciano und l'Aquila

- ältere: ältere Seeablagerungen der Becken von Sulmona, Navelli-Barisciano, Capestrano und der Conca Subequana, ältere Konglomerate.
- Pliozän, lokale Schotter und Konglomerate? In den Abruzzen vorwiegend Abtragung, adriatischer Außensaum Schotter, Sande und Tone der marinen Fazies.
- Miozän, oberes (Pont): Konglomerate und Sandsteine
mittleres: Sandsteine, Kalksandsteine, sandige Tone mit Gipseinlagen, Tone und Tonschiefer der Molassegruppe, an der Basis in Kalk übergehend
unteres (Burdigal-Torton?) Zellige oder kompakte Kalke und Mergelkalke.
- Oligozän, soweit vorhanden nur schwer vom Eozän zu trennen. Kalke im Aternotal und im Gran Sasso.
- Eozän, oberes: subkristalline und kompakte Nummulitenkalke
mittleres Foraminiferenkalke, meist zellig-brecciös
unteres a) abruzzische Fazies, helle kompakte oder brecciöse Kalke mit Rudistenfragmenten, teilweise silifiziert, an der Basis in echte Breccien übergehend; b) umbrische Fazies in der Gran-Sassogruppe: scagliaähnlich dünnplattige Kalke und Mergelkalke.
- Kreide, (ungegliedert) a) abruzzische Fazies südl. des Gran Sasso: helle semikristalline bis kristalline Rudistenkalke, an der Basis dolomitisch.
b) umbrische Fazies: dünnbankige bis schuppige rötliche Kalke und Mergelkalke („Scaglia“), nur im Gran Sasso-Gebiet entwickelt.
- Jura *), oberer: kompakte oolithische Kalke des Portland (Tithon)
mittlerer: kompakte oder oolithische Kalke, z. T. dolomitische Kalke
unterer: grobbankige Kalke, Dolomite.
- Trias, kalkig dolomitische Fazies der oberen Trias, norische Dolomite.

*) Die italienischen Geologen kennen nur gewöhnlich die Zweiteilung „Giura“ und „Lias“, wobei das Giura superiore dem Malm, giura medio und inferiore etwa dem Dogger entspricht.

Typisch für das Karstgebiet südlich der Hauptkette des Gran Sasso sind dagegen die erwähnten Karstwannen. Zwischen dem Campo Imperatore und der Beckenzone von Barisciano-Navelli-Capestrano zählt man auf einem Raum von weniger als 200 qkm nicht weniger als 25 ausgesprochene Karstbecken in allen Hochlagen zwischen 900 und 1700 m. Die größeren dieser „piani“ weisen eine Ausdehnung von mehreren qkm auf, die meisten aber bleiben unter 1 qkm, wobei nur der Beckenboden nicht das wesentlich größere „Einzugsgebiet“ gerechnet ist.

Wie die Poljen in Jugoslawien stellen diese „piani“ in dem kahlen verkarsteten Bergland die einzigen Gebiete dar, in denen geschlossener Ackerbau möglich ist. Sie bilden die entscheidende wirtschaftliche Grundlage für eine Reihe von relativ stattlichen Siedlungen, deren höchste (Castel del Monte) bis 1300 m hinaufgeht. Die über 1500 m hoch gelegenen Piani werden überwiegend als Weideland genutzt.

Im Rahmen unserer Problemstellung ist es nicht erforderlich, auf alle diese Karstbecken einzugehen, zumal, da sie in der Monographie von ORTOLANI und MORETTI im einzelnen hinreichend gewürdigt worden sind. Ich greife daher als Prototyp nur die Gruppe um Calascio—San Stefano heraus, die ich selber näher in Augenschein genommen habe²⁸⁾. Von der Straße von San Pio delle Camere im Becken von Navelli nach San Stefano öffnet sich kurz vor Castel Vecchio ein überraschender Blick auf eine Flucht tiefer Becken zwischen kahlen, teils kegelförmigen, teils rückenartigen Kalkbergen, die den Boden der Becken um wenigstens 400—500 m übersteigen. Von der Rocca Calascio (1464 m) mit der markanten Burgruine fällt ein nahezu ungegliederter Hang von rund 550 m relativer Höhe zum Boden der Piano Vuto herab, deren tiefster Punkt in 910 m Höhe liegt. Im Nordosten der Beckenflucht erreicht der Monte della Selva 1625 m und der Monte Capellone über San Stefano 1570 m. Es handelt sich also um ein recht bewegtes Relief, das allerdings Verflachungen in 1000—1200 m Höhe aufweist. An sie knüpfen sich die Ortschaften Castelvecchio, Calascio und San Stefano. In diesem Niveau, dem weiter westlich die beachtlich ausgedehnte Hochfläche bzw. Flachlandschaft des Colle Pozello in 1200—1300 m Höhe entspricht, mag man die Reste eines alten oberpliozänen Flusensystems sehen. Ob die für altpleistozän gehaltenen Konglomerate, die bei San Stefano in 1260 m Höhe die Schwelle zwischen dem hochgelegenen Karstbecken von Chiano und der Piano Viano bilden etwas mit einem in seinem Verlauf

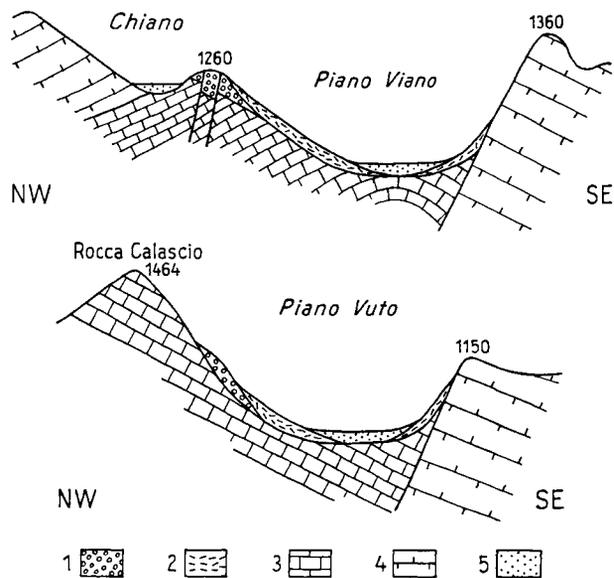
²⁸⁾ Vgl. hierzu M. ORTOLANI u. A. MORETTI, Il Gran Sasso (versante meridionale) a. a. O., S.65 ff.

völlig hypothetischen Talzug zu tun haben oder lokaler Natur sind, läßt sich angesichts ihrer Isolierung nicht sagen.

Der tiefste Punkt der Piano Viano, dem Zwilling Becken zum Piano Vuto, liegt 960 m hoch. Die 995 m und 955 m hohen Schwellen, die beide Becken voneinander und von dem fluvial geöffneten Becken der Madonna della neve östlich von Calascio trennen, sind meines Erachtens nicht als alter Talboden anzusehen; sie sind sicher erosiv und korrosiv erniedrigt. Die karstkorrosive Übertiefung der Piano Viano und Piano Vuto unter die jeweils tiefste Schwellenhöhe beträgt immer noch 35 und 45 m. Der Gesamtbetrag der Eintiefung in den pliozänen Talboden dürfte das Doppelte bis Dreifache dieses Wertes erreichen.

Die Hänge gehen mit einer konkaven Schleppe aus Hangschutt in den Karstwannenboden über, der mit helbraunen, steinigen aber durchweg kultivierten Lehm — keineswegs typischer Terra rossa — bedeckt ist [Abb. 24]. Er hat eine Mächtigkeit bis zu 8 m²⁹⁾. Nur der Boden der Piano Vuto ist auf größere Erstreckung eben, der des Piano Viano ist sanft trogförmig eingebogen. In beiden Fällen fehlt eine scharfe Grenze zwischen Beckenboden und Hang. Unter der jüngeren Decke von Hangschutt kommt an der Nordseite beider Becken ein breccienartiges, gut verkittetes Kalkkonglomerat zum Vorschein, das ORTOLANI und MORETTI ebenso wie BENEIO dem Pleistozän zurechnen³⁰⁾. Im Vergleich zu dem würmglazialen Hangschutt anderer Becken möchte ich es für älter als würmglazial halten. Schwache, appenninisch streichende Brüche durchsetzen diese Konglomerate bei San Stefano; sie haben zweifellos also noch postume Krustenbewegungen mitgemacht. Als ganzes sind sie überall, wo sie auftreten, einer präexistente Hohlform eingelagert. Sie repräsentieren eine ältere Tal- oder Beckenauskleidung, wahrscheinlich Schuttkegel, die unter anderen, als den heutigen klimatischen Bedingungen gebildet worden sind. Die karstkorrosive Übertiefung der Becken ist offensichtlich jünger als sie, oder hat, genauer gesagt, ihre Bildungszeit überdauert.

Daß die Becken ihre heutige oberirdische abflußlose Beckenform dem Korrosionsprozeß und nur ihm verdanken, ist wohl niemals angezweifelt worden. Im Gegensatz zum Karstbecken des Bosco des Cansiglio, wo ein solcher Prozeß des Zusammenwachsens getrennter Teilbecken in der ganzen Gestalt des Beckens zum Ausdruck kommt, scheinen die Talbecken unseres Gebietes aber wie aus einem Guß zu sein. Was hat die Entstehung dieser Karstbecken begünstigt? Die italienischen



Karte 7: Geologische Profile durch die Karstwannen des Piano Viano und Piano Vuto

1. Altquartäre Schotter und Breccien; 2. periglazialer Hangschutt; 3. jurassische Kalke; 4. kretazische Kalke; 5. postwürmglaziale Ablagerungen

Bearbeiter weisen darauf hin, daß die überwiegende Mehrzahl von ihnen mit Brüchen verknüpft ist. Aber gerade die Becken von Viano und Vuto und noch mehr die beiden ein Stockwerk höher gelegenen Becken Chiano und Prosciuta zeigen, daß die Verwerfungen gar nicht allein für die Ausbildung der Karstbecken als solche ausschlaggebend gewesen sein können. Die Becken sind vielmehr einseitig in die jurassischen Kalke hineingearbeitet, die auch die Schwelle zwischen ihnen bilden. Ihre tiefste Stelle liegt auch nicht über der Verwerfung sondern gleichfalls im Bereich der jurassischen Kalke. Mir scheint auch hier die Gesteinsgrenze die ausschlaggebende Rolle gespielt zu haben. Dies trifft sicher nicht für alle, aber gerade für einige der schönsten Karstbecken unseres Gebietes zu. Man kann wohl ORTOLANI und MORETTI in der Annahme folgen, daß der Bildung der Karstbecken eine fluviale Phase vorausgegangen ist, wobei das im einzelnen hypothetische Talnetz seinerseits durch präexistierende appenninisch streichende Bruchlinien mitbedingt sein dürfte³¹⁾. Auch nach Beginn der Verkarstung muß oberflächlich abfließendes Wasser zur korrosiven Ausgestaltung der Becken beigetragen haben, die Muldenform und die trocken-talähnlichen „oberen“ Enden der Becken lassen keinen anderen Schluß zu.

²⁹⁾ ORTOLANI u. MORETTI a. a. O., S. 72.

³⁰⁾ E. BENEIO, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia Foglio Sulmona a. a. O., S. 15.

³¹⁾ ORTOLANI und MORETTI, a. a. O., S. 117: «Qui il carsismo si è sovrapposto per lo più a forme di erosione normale, predisposte a loro volta dalla conformazione tetonica.»

Terminologisch möchte ich die beschriebenen Becken durchaus zu den Poljen rechnen. Der Ausdruck „Karstmulde“ oder „Karstwanne“ ist viel zu unbestimmt. Sie gehören zu den „Talpoljen“, die sich mit Vorliebe in karsthydrographischen Gunstzonen entwickeln. Der Terminus technicus „Uvala“, den ORTOLANI und MORETTI für die Piani von Viano und Vuto bevorzugen³²⁾, sollte wohl nur im fortgeschrittenen Dolinenkarst Verwendung finden.

Nur kurz sollen die größeren Beckenformen gestreift werden, die das hier behandelte Gebiet der kleinen Talpoljen umrahmen. Das Campo Imperatore (im weiteren Sinne) ist seinem Formenschatz nach ein großer, fast allseitig von höheren Rücken und Graten um einige hundert Meter überragter „Piano“ mit einem von Moränen und jungen Schuttkegeln bedeckten, flach zertalten und vielfach verkarsteten Boden, der sich von 1670 m nach Südosten auf rund 1500 m senkt (Abb. 25). Hier greifen junge Taleinschnitte schluchtartig in ihn ein, im übrigen setzt er sich ohne klare Begrenzung hier in das verkarstete Flachrelief nordöstlich von Castel del Monte fort. In seiner Mitte erhebt sich restbergartig der Monte Paradiso (1800 m), der wie die Gruppe des Monte Bolza (1957 m) aus Kieselkalken des Eozän besteht. Im übrigen wird die südliche Umrahmung des Campo Imperatore von Höhen aus kretazischen Kalken, die nördliche aus jurassischen und triadischen Kalken und Dolomiten gebildet. ORTOLANI und MORETTI neigen dazu, im Campo Imperatore eine primär tektonische Depression zu sehen³³⁾, aber man geht wohl nicht fehl, dem Karstprozeß eine wesentliche Rolle bei der Ausgestaltung dieser eigentümlichen breiten Hochtalung zuzuschreiben. Ich bin geneigt, auch das Campo Imperatore für ein Polje zu halten, dessen Umrahmung freilich im Südosten zerstört ist. Auf die starke Verschüttung durch jungpleistozänen (glazialen) und postpleistozänen Detritus, der die Karstformen weitgehend verhüllt, hat schon Almagiá hingewiesen.

Das Becken von Capestrano-Ofena, das heute wenigstens in seinem südlichen Teil von dem durch mächtige Karstquellen gespeisten Fiume Tirino zur Pescara entwässert, ist zweifellos ein jung geöffnetes Karstpolje, das sich im Grenzgebiet der jurassischen, kretazischen und eozänen Kalke gebildet hat. Brüche sind nicht beteiligt. Ein Rest von altpleistozänen Seeablagerungen südlich Ofena, etwa 70 m über dem alluvialen Beckenboden „il piano“, bezeugt, das das Polje zu dieser Zeit noch geschlossen war.

Im Bereich von Barisciano reichen altpleistozäne Schotter und vielleicht dem Villafranchiano angehörende Seeablagerungen bis über 1000 m

hinauf, wohl in Fortsetzung des Beckens von Aquila. In sie eingesenkt ist die langgestreckte, poljenartige Talfurche von Navelli, sich von 800 m bei Castelnuova sanft nach Südosten bis zum Lago die Collipietro in 672 m senkt. Dieser Südteil hat aber einen — sicher erst jungen — talartigen Ausgang zum Valle Porata und damit zum Fiume Tirino. Die Zerschneidung und tektonische Verstellung der altpleistozänen Ablagerungen weisen auf nicht unerhebliche Krustenbewegungen hin, die das Gebiet noch während des Pleistozän betroffen haben.

VI. Die Piano delle Cinquemiglia und die „Quarti“ bei Roccaraso

Am Beispiel dieser letzten, eindrucksvollen Poljegruppe, die man auf der nach Apulien führenden Staatsstraße Nr. 17 südlich Sulmona quert, soll noch einmal das schon bei der Erwähnung des Poljes von Rocca di Cambio-Ovindoli auftauchende Problem der Rolle nichtkalkiger karsthydrographisch undurchlässiger Schichten aufgegriffen werden, zugleich aber auch die Frage der hohen Randniveaus, die manche Poljen begleiten.

Es handelt sich um den „klassischen“ Piano delle Cinquemiglia, dessen Größe schon in den Namen eingegangen ist, das Polje des „Quarto Grande“ und „Quarto Chiara“ sowie das nach Süden durch das Valle del Raso geöffnete Polje von Rivisondoli-Roccaraso.

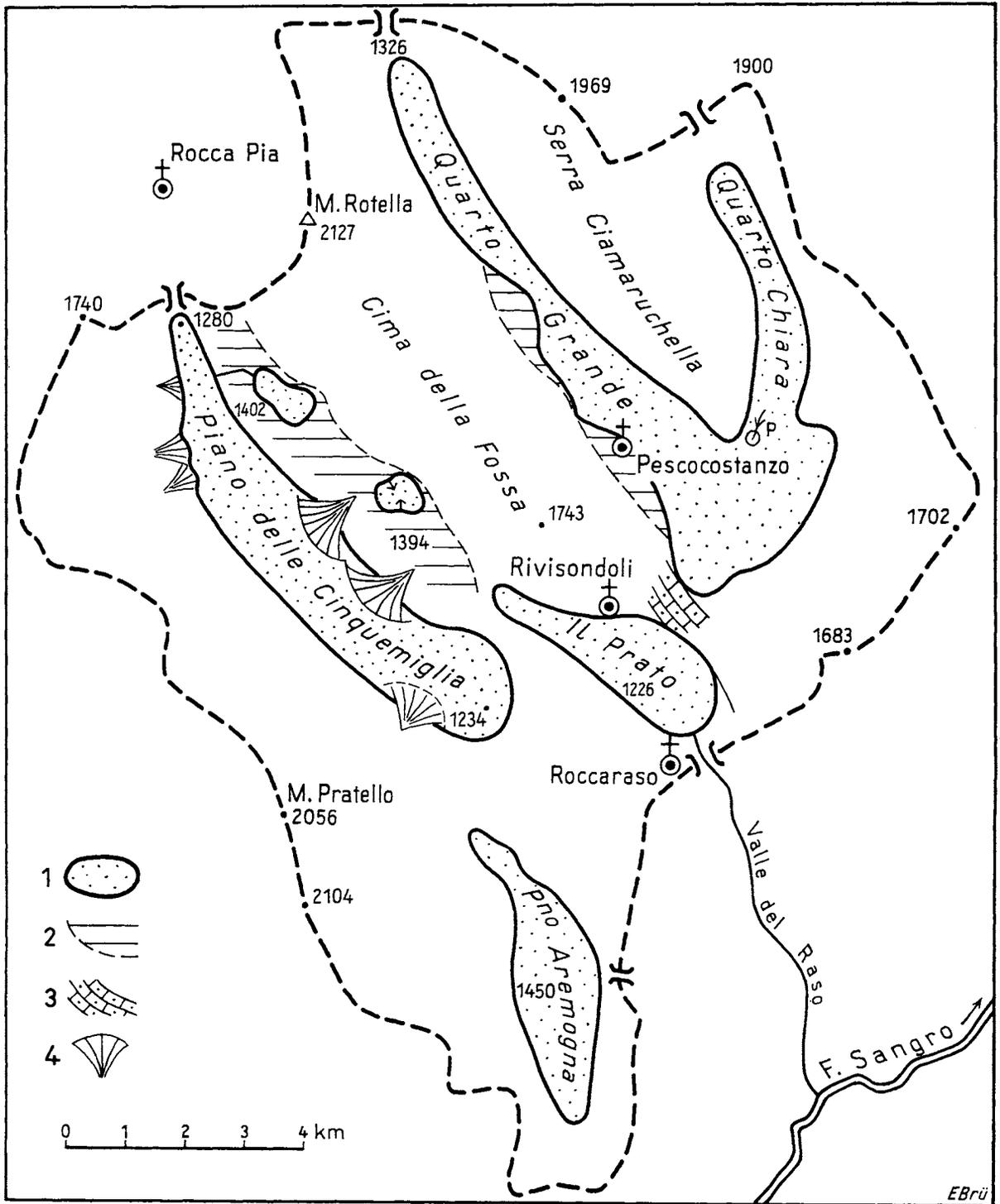
Mit diesem Gebiet hat sich schon A. RÜHL (1911) beschäftigt, auf dessen Beschreibung hier hingewiesen werden kann³⁴⁾. Allerdings müssen einige von ihm unerwähnt gelassene Punkte nachgeholt werden.

Der Piano della Cinquemiglia ist ein ebensohliges 9 km langes und bis zu 2 km breites Polje, das sich von 1275 m im NW auf 1234 m im SE mit einem dem Auge unmerklichen Gefälle senkt. Es liegt größtenteils im Bereich der massigen kretazischen Kalke, die den 2127 m hohen Monte Rotella zusammensetzen und auch die rund 50 m hohe Schwelle bilden, die den Poljenboden vom Becken von Roccaraso trennt. Nur im mittleren Teil treten jurassische Kalke, die den Monte Paradiso zusammensetzen und durch ihre etwas stärkere Zertalung auffallen, von Südwesten her an das Polje heran. Der Boden des Polje besteht aus feinkörnigem, eckigen doch fluvial geschichteten Kalkschutt, bei dem es sich wahrscheinlich um verfrachtetes Solifluktionsmaterial handelt (aufgeschlossen bei km 131 der Straße) und aus graubraunem an der Oberfläche ziemlich steinfreiem Lehm.

³²⁾ A. a. O., S. 71.

³³⁾ A. a. O., S. 39.

³⁴⁾ A. RÜHL, Studien in den Kalkmassiven des Appennin V. Die Region der Altipiani. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1911, S. 80 ff.



Karte 8: Die Poljengruppe von Roccaraso

1. Aufschüttungsboden der Poljen bzw. Karsthohlformen in der Randterrasse des Piano delle Cinquemiglia;
2. Randterrasse; 3. tertiäre Sandsteine und Kalksandsteine der Schwelle von Rivisondoli; 4. postglaziale Schuttkegel.

Die Piani des Quarto Grande und Quarto Chiara, die unterhalb von Pescocostanzo in einen gemeinsamen Poljeboden einmünden, im übrigen aber durch den hohen SE streichenden Rücken Serra Ciamarucchio voneinander getrennt werden, sind ähnlich gestaltet. Auch hier setzt der Poljeboden mit einem Knick gegen die steilen Kalkhänge ab. Der Boden des Quarto San Chiara wird gelegentlich überflutet, während der Quarto Grande meist trocken bleibt. Die Rücken Rotella und Pizzalto bestehen aus Kreidekalk, die östliche Bergumrahmung aus Eozän, das auch in der Furche des Quarto Grande eingefaltet ist. Die Erfahrung, daß sich Poljen mit Vorliebe an der Grenze zweier verschieden verkarstungsfähiger Gesteine entwickeln, findet in diesen Poljen eine gute Stütze. Aber die südliche Begrenzung des Polje wird durch nichtkalkiges Tertiär gebildet. Diese Sandsteine und Kalksandsteine von Molassetyp bilden die Schwelle, über die man in das südlich gelegene Polje von Rivisondoli-Roccaraso gelangt. Dessen Boden ist gleichfalls völlig eben, aber er entwässert durch die junge Erosionsschlucht des Valle del Raso unterhalb Roccaraso.

Für RÜHL lautete das Problem: kann eine poljenartige Hohlform, an deren Hängen teilweise noch nichtkalkige, tonig-sandige Gesteine auftreten und die (an der Schmalseite) durch einen Riegel dieser Gesteine abgeschlossen ist, durch chemischen Ausraum, also auf karstkorrosivem Wege entstanden sein? RÜHL verneint diese Möglichkeit. Für ihn bleibt nur die Alternative „mechanische Ausräumung“ oder „tektonischer Einbruch“ übrig. Er schließt einen Kompromiß: „Am wahrscheinlichsten dürfte es sein, daß es sich hier um tektonisch vorgebildete, aber durch Ausräumung (gemeint ist mechanische Ausräumung durch Erosion) umgestaltete Hohlformen handelt“. Aber wie soll man sich eine mechanische Ausräumung geschlossener Hohlformen vorstellen? Jede Ausräumung auf erosivem oder denudativem Wege setzt ein gleichsinniges Gefälle voraus. Im sogen. „fluviatilen“ Formenschatz gibt es keine „Übertiefung“ unter die örtliche Erosionsbasis.

In unserem Fall ist die Vertiefung der beiden poljeartigen ebensohligen Becken des Quarto Grande und Quarto Chiara unter die aus undurchlässigen Sandsteinen (der Molassegruppe) bestehende Schwelle, die sie vom „Prato“ von Roccaraso trennt, beträchtlich. An deren tiefsten Punkt erniedrigt sich die Schwelle 1280—1290 m, während der Boden der beiden Quarti in 1250 m Höhe und der des Prato von Roccaraso in 1226 m Höhe liegt. An der Straße, die von Roccaraso nach Pescocostanzo hinüberführt, sind saigere, fossilreiche Kalksandsteine mit zahlreichen Fossilabdrücken erschlossen.

*Bild 23: Moräne des Piano di Campo Felice.
Blick nach Süden in das Polje*

*Bild 24: Piano di Viano zwischen Calascio
und S. Stefano*

Bild 25: Westteil des Campo Imperatore

Bild 26: Piano delle Cinquemiglia

Verebnungsreste am Ost-Hang (3 Niveaus). Das unterste Niveau ist das Niveau der Randterrasse. In der Mitte periglaziale Schuttkegel, geringe Zerschneidung.

Obwohl es sich also bei dieser „Schwelle von Rivisondoli“ um Gesteine handelt, die dem normalen Verkarstungsprozeß nicht unterworfen sind, weisen die nördlich davon liegenden Becken alle Merkmale eines „echten“ Poljes auf: den ebenen, periodisch überschwemmten Poljeboden der durch ein Ponor (bei Pizzo di Coda) unterirdisch entwässert und die graden Kalkhänge, die mit deutlichem Knick gegen den Poljeboden absetzen. Nur die Sandsteine im Süden des Poljes scheinen das klassische Bild zu stören.

Nun sind aber in letzter Zeit Fälle bekanntgeworden, bei denen eine karstkorrosive chemische Ausraumung verbunden mit mechanischem Abtransport von Feinmaterial auf karstkorrosivem Wege zur Entstehung von poljeartigen Hohlformen führt. Ich habe aus Cuba solche „Randpoljen“ beschrieben, die auf einer Seite von undurchlässigen Gesteinen abgeschlossen werden und — bei unterirdischer Entwässerung — gegen den Kalk vorwachsen³⁵⁾. Im Grunde ist dies ein Grenzfall der Regel, daß sich Poljen mit Vorliebe am Kontakt zweier verschieden verkarstungsfähiger Gesteine entwickeln. Allerdings erfolgt die unterirdische Drainage in diesen tropischen Beispielen durch geschlossene Systeme von Höhlenflüssen, in denen streckenweise sogar grobklastisches nichtkalkiges Material transportiert werden kann. Es liegt mir fern, die Erfahrung aus dem tropischen Karst von Cuba auf den ganz anders gearteten Karst der gemäßigten Breiten zu übertragen. Sie lehrt aber, daß das Auftreten unlösbarer Gesteine kein Hindernis für eine karstkorrosive Übertiefung in den angrenzenden Kalken zu sein braucht, ja unter Umständen der Anlaß zu einer von der Gesteinsgrenze ausgehenden Poljenbildung sein kann. H. LOUIS und J. ROGLI glauben sogar, daß das Vorkommen nichtlöslicher Gesteine in Kalkgebieten die Entstehung von Poljen begünstigen, indem gerade diese Gesteine das Material zur Abdichtung der Poljeböden liefern. Das Verwitterungsmaterial des nichtlöslichen Gesteins mag dabei — ebenso wie der nichtlösliche Rückstand des Kalkes — nicht nur den Poljeboden auffüllen, sondern zum Teil auch unterirdisch abgeführt werden, sofern es nur fein genug aufbereitet

³⁵⁾ „Erdkunde“ Bd. X, 3, 1956, S. 194 f.



23



24



25



26

wird. Auch Terra rossa kann von außen her tief in das Berginnere verfrachtet werden, sie verstopft die karsthydrographisch wirksamen Wasserwege, aber neue entstehen durch Lösung. Der auf diese Weise durch die Ponore in das Berginnere und durch das Kalkgebiet hindurch gelangende Anteil suspendierten unlöslichen Materials mag außerhalb der Tropen nicht groß sein, aber es muß doch in Rechnung gestellt werden. — Hier wie im Fall des Poljes von Rocca di Cambio-Ovindoli ist das Auftreten von Molassesandsteinen ersichtlich kein Hindernis für die chemische Ausräumung bzw. karstkorrosive Übertiefung in den angrenzenden Kalkgebieten gewesen. Die Tatsache, daß ein abflußloses, allseitig geschlossenes Karstbecken entstanden ist, läßt sich nicht leugnen.

Allerdings dürfte auch hier eine Phase fluvialer Erosion vorausgegangen sein, möglicherweise bei einer wesentlich niedrigeren Lage des Gebietes. Die genannten Polje einschließlich dem ganz im Kalk liegenden Piano delle Cinquemiglia, für die sich daher das eben diskutierte Problem nicht stellt, liegen zwischen den 1700 m bis über 2000 m hohen plumpen Kalkrücken in wahrscheinlich tektonisch vorgezeichneten Talungen mit Talwasserscheiden von nur 1280, 1250, 1326 und 1387 m Höhe. Über ihnen sind an den wenig gegliederten

„walfischartigen“ (RÜHL) Bergrücken deutliche Verebnungen in verschiedenen Höhenlagen entwickelt, die sich allerdings schwer über längere Erstreckungen hin verfolgen lassen, aber über die Poljenbegrenzung hinaus weiterziehen. Besonders schön sind sie an der Südwestflanke des Monte Rotella (bzw. der Cima della Fossa) zu beobachten, die den Piano delle Cinquemiglia begrenzt. [Abb. 26.] Außer höheren Niveauresten ist hier eine breitere Randstufe in etwas über 1400 m Höhe entwickelt, die durch eine in kleinere Karstbecken (Pontaniello, Lago San Egidio) vom Haupthang getrennt ist. Es handelt sich um ein älteres heute verkarstetes Niveau. Vielleicht ist es nur ein Zufall, daß am Nordosthang der Cima della Fossa ein gleichhohes Randniveau angedeutet ist (Le Fratte 1401 m, Burg von Pescocostanzo 1395 m). Es läßt sich aus den wenigen Resten kein durchgehendes Niveau rekonstruieren, zumal da an den gegenüberliegenden Flanken der Poljen keine Verebnungen in der gleichen Höhe entwickelt sind. Doch sind in ihnen und den höheren Verebnungsresten, die der Kalk gut bewahrt, zweifellos ältere Phasen der Eintiefung angedeutet. Ob es sich um Talböden oder Reste alter Karstverebnungen handelt, läßt sich nicht feststellen. Das Erstere erscheint mir wahrscheinlicher, weil in

dieser Höhe eine durchgehende Kommunikation von Becken zu Becken nach Art eines Talsystems vorhanden ist.

Diese alten Niveaureste sind übrigens auch geeignet, die Annahme einer primären tektonischen Entstehung der Becken als Becken zu widerlegen. Eine lokale Absenkung wollte schon RÜHL nicht sehr plausibel erscheinen. Relativ junge Bruchzonen, die ab und zu eine postume Wiederbelebung erfahren, können im einzelnen mitspielen; noch vor wenigen Jahrzehnten ist Roccaraso durch ein tektonisches Erdbeben gründlich zerstört worden. Aber sie führen schwerlich zu geschlossenen Hohlformen begrenzten Umfangs.

Zusammenfassung

Die untersuchten „Piani“ in den venezianischen Voralpen und im Hochappennin sind allein durch korrosive Karstprozesse geschaffen worden. Eine Mitwirkung tektonischer Vorgänge — Einmuldung oder Einbruch — bei der Bildung der Hohlform als solcher ist nicht nachzuweisen, vielmehr sind dem Verkarstungsprozeß (fluviatile) Einebnungs- bzw. auch Zertalungsphasen vorausgegangen, die ihrerseits die älteren tektonischen Strukturen schneiden. Diese Strukturen schaffen für den postumen Verkarstungsprozeß Zonen der Begünstigung. Als solche sind vor allem Gesteinsgrenzen zwischen zwei verschieden verkarstungsfreudigen Gesteinen anzusehen, während die Brüche mehr die voraufgegangenen Tal- und Verebnungssysteme beeinflusst haben. Man kann also nur von einer im wesentlichen petrographisch bedingten „Akkordanz“ der Karstbecken an die tektonischen Strukturen reden. Die Karstbecken wachsen auf Kosten des jeweils verkarstungsfreudigeren Gesteins in dieses hinein, auch da, wo eine — fluviatil herausgearbeitete — Verwerfung den Ansatz der Verkarstung bildet.

Das Alter der heutigen Karstbecken reicht nicht weiter als bis in das Mittelpliozän zurück. Über die Natur der voraufgegangenen Verebnungsprozesse, deren jüngere Phasen z. T. noch in „Randterrassen“ am Rande einiger Karstbecken erkennbar sind, läßt sich wenig sagen. Sie sind wahrscheinlich fluviatiler Natur und bei einer relativ niedrigen Lage über der Erosionsbasis entstanden. Im Appennin und in den venezianischen Voralpen reichen sie in das Pont zurück ohne daß es in irgendeiner Phase zu einer durchgehenden Rumpflfläche gekommen wäre. Die Bildung der Karstbecken beginnt mit der sprunghaften aber ungleichförmigen und mit Brüchen verbundenen Heraushebung des alten Flachreliefs. Sie setzt sich bis in das Altplioizän fort, doch hat die würmeiszeitliche Vergletscherung die Karstbecken im wesentlichen schon in der heutigen Form vorgefun-

den. Die Schmelzwasser der Gletscher, die in Karstbecken endeten, fanden dabei ihren Abfluß auf karsthydrographischem Wege, wobei sich zeitweilig Karstseen bildeten. In den nichtvergletscherten Karstbecken äußert sich die Würmeiszeit durch Auffüllung der Beckenböden mit periglazialen Solifluktionsschutt, der den ebenen Beckenboden bedingt und durch Auskleidung der Hänge mit Solifluktionsspolstern bzw. Solifluktionssdecken. Die postglaziale Entwicklung der Poljen beschränkt sich auf die Bildung bzw. Weiterbildung von Dolinen, die Tieferverlegung einiger Ponore, verbunden mit einer beginnenden Zerschneidung der Poljeböden sowie auf die Zerschneidung der periglazialen Solifluktionssdecke und der zugehörigen Schuttkegel unter Bildung jüngerer Schuttkegel. Der holozäne Anteil in den Poljeaufschüttungen ist vergleichsweise gering.

Terminologisch müssen die untersuchten Karstbecken als „Poljen“ angesehen werden — wobei dieser terminus technicus nicht mehr im Sinne von A. GRUND an die Bedingung einer direkten Beteiligung von tektonischen Einbrüchen an der Schaffung der Hohlform gebunden werden darf, aber auch nicht unbedingt an das Vorhandensein einer karstkorrosiven horizontalen Verebnung unter den Poljeablagerungen. Bei einer solchen Ausweitung des Poljebegriffs, die allein der Vielfalt der poljeartigen Karsthohlformen außerhalb des dinarischen Karstes gerecht wird, muß man natürlich eine klassifizierende Unterteilung treffen, die nach genetisch-physiognomischen Gesichtspunkten vorgenommen werden sollte.

Poljen sind zwar in der Regel an karstmorphologische Gunstzonen geknüpft („karstmorphologische Strukturakkordanz“), eine Einteilung nach den geologischen Strukturen, wie sie CVIJIĆ versucht hat, scheint aber nicht zweckmäßig. In dem hier betrachteten Raum kann man dagegen nach physiognomischen und morphogenetischen Gesichtspunkten unterscheiden zwischen

I. Hochflächenpoljen

ohne Talsystem als Vorläufer, eingesenkt in ein gehobenes Flachrelief

- a) ebensohlige Beckenpoljen (dinarischer Typ) mit pleistozäner Beckenfüllung. Beispiel: Polje von Castelluccio.
- b) Muldenpoljen ohne nennenswerte Beckenfüllung und ohne scharfen Knick zwischen Beckenboden und Hang, kessel- und muldenartig gekammert. Beispiel: Nordteil des Polje von Bosco del Cansiglio, Piano Piccolo in den Sibillinischen Bergen.

II. Talpoljen

bei denen die Karsthohlform in ein älteres Talsystem bzw. einem fluviatil zerschnittenen Altrelief eingesenkt sind

- a) ebensolige Aufschüttungstalpoljen mit scharfem Knick zwischen Poljeboden und Hang. Beispiel: Campo Felice, Piano di Pezza, Piano delle Cinquemiglia.
- b) muldenförmige Talpoljen ohne scharfe Grenze zwischen Beckenboden und Hang. Beispiel: Piano Vuto, Piano Viano.

III. Semipoljen

physiognomisch und karsthydrographisch echte Poljen, die jedoch an einer Seite von undurchlässigen, nicht verkarstungsfähigen Gesteinen begrenzt werden

- a) komplexe Semipoljen, bei denen das nicht-kalkige Gestein einem größeren verkarsteten Kalkkomplex eingelagert ist. Beispiel:

Polje von Rocca di Cambio und Ovindoli, Polje des Quarto Grande und Quarto Chiara

- b) Randpoljen, die sich an der Grenze zwischen größeren nichtverkarstungsfähigen Gesteinskomplexen und Karstgebieten finden. Im Hochappennin kein Beispiel, doch nachgewiesen auf Cuba und Jamaica.

Der als Notbehelf vorgeschlagene Ausdruck „Semipolje“ ist nicht identisch mit dem in der Karstliteratur gelegentlich gebrauchten Ausdruck „Halbpolje“ und auch nicht mit dem eines (fluvial) „geöffneten“ Polje. Die hier gegebene Einteilung beansprucht keine Allgemeingültigkeit, sie erscheint mir aber für die Polje der Appenninhalbinsel geeignet.

UNTERSUCHUNGEN ÜBER ABLAGERUNGEN UND BÖDEN IM EISZEITLICHEN GLETSCHERGEBIET NODRITALIENS

Studies on Sediments and Soils in the Pleistocene Glacier Area of Northern Italy

OTTO FRÄNZLE

Mit 2 Abbildungen

Summary: In the first part of this paper the respective climax soils found on pleistocene deposits of clear stratigraphic position are described, and their applicability as index horizons is discussed. With the aid of the insights gained in the western and middle Po-Plain it is attempted to divide the Quaternary of the Garda region. The present results confirm PENCK's (1909) opinion and contradict that of COZZAGLIO (1934) and VENZO (1957).

The pedogenetic survey of a loess profile of the same region shows its early Wurm age; the soil developed from this loess belongs to a rather pronounced early Wurm interstadial.

Finally the common character of the basal soliflual horizons is pointed out, and several examples of biphasic loess-sedimentation following this initial solifluction phase in the Wurm age are mentioned.

A. Problemstellung und Zielsetzung der Untersuchungen

Oberitalien ist ein klassisches Land der Eiszeitforschung. Die großartigste und in ihrer Geschlossenheit bis heute unübertroffene Gesamtdarstellung erfuhr dieses Gebiet durch die Untersuchungen PENCKs und BRÜCKNERS, die in dem monumentalen Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ (1909) niedergelegt sind. In der Folgezeit wurden die Untersuchungen vor allem von Italienern vorangetrieben; erinnert sei hier an die großen monographischen Darstellungen einzelner Moränenamphitheater durch NANGERONI (1954), PRACCHI (1954), RIVA (1954), VECCHIA (1954) und VENZO (1957).

Vor allem PENCK hat es in genialer Weise verstanden, die geologisch-geomorphologische Betrachtungsweise durch pedologische Beobachtungen zu untermauern. Inzwischen hat nun die Bodenkunde außerordentliche Fortschritte gemacht, und eine speziell für die Quartärgeologie hochbedeutsame Disziplin, die Paläopedologie, ist entstanden. KUBIENA (1956), einer ihrer bedeutendsten Vertreter, konnte auf dem IV. INQUA-Kongress mit Genugtuung feststellen, daß die bodenkundlichen Beiträge zu den zahlreichsten gehörten.

In Anbetracht dieser Entwicklung schien es wünschenswert, die Böden der verschiedenen Eiszeitablagerungen des oberitalienischen Alpenrandes zu untersuchen, und zwar einmal als Indikatoren des pleistozänen Klimaablaufes, zum anderen, um stratigraphische Leithorizonte aufzustellen. Dies ist besonders notwendig, da in letzter Zeit wiederholt wenig charakteristische Eigenschaften sehr verschiedenartiger Bodenbildungen zur Grundlage stratigraphischer Einstufungen gemacht wurden.

Daß ich im Verlauf einer mehrmonatigen Studienreise alle Moränenamphitheater der westlichen und mittleren Poebene untersuchen konnte, verdanke ich der Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft und dem großen Entgegenkommen des Deutschen Konsuls in Turin, Herrn W. ROSENFELDERS, ohne deren Hilfe die Arbeiten nicht in dem beabsichtigten und durch die Natur