

11. *Bárdossy, Gy.*: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata, [Examen geochimique des bauxites Hongroises], Budapest, 1961. M. All. Földt. Int. alkalmi kiadványa..
12. *Bárdossy, Gy.*: A magyar bauxit összetételének és keltetésének kérdései, [Die Fragen der Zusammensetzung und Genese des ungarischen Bauxits], M. All. Földt. Int. Évk., XLIX, 4, Budapest, 1961.
13. *Vörös, I.*: Iszkaszentgyörgyi bauxitszelvények mikro-mineralógiai és nyomelemvizsgálata, [Examen micro-mineralogique et des éléments sporadiques des coupes de bauxite de Iszkaszentgyörgy], Földt. Közölny, LXXXVIII, 1, Budapest, 1958.
14. *Stevens, R. E.* — *Carron, M. K.*: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. — Amer. Miner. 33. 12. 1948.
15. *Széky-Fux, V.* — *Szepesi, K.*: The role of loess in alkali soil formation. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 6. 1-2. 1959.
16. *Okamoto, G.* — *Okura, T.* — *Gota, K.*: Properties of silice in water. — Geochimica et Cosmochimica Acta. 12. 1-2. 1957.
17. *Rozložník, P.*: A csingervölgyi bányászat msultja, jelene és jövője, [Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft des Bergbaues im Csingertale], Földt. Int. Évi Jel., 1933—1935-ről, 3, 1940.
18. *Lóczy, L.*: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése, [Geologie der Umgebung von Balaton . . .], Budapest, 1913.
19. *H. Deak, M.* — *Palfalvy, I.*: Növényi maradványok a halimbai bauxitban, [Pflanzenreste aus dem Halimbaer Bauxit], Földt. Közölny, LXXXVIII, 1, 1958.
20. *Barnabás, K.*: A halimbai és nyirádi bauxittelep földtani kutatása, [Geologische Untersuchung des Bauxitgebietes von Halimba und Nyirád], M. All. Földt. Int. Évk., XLVI, 3, Budapest, 1957.
21. *Kiss, J.*: Vertige végétal dans la bauxite de Gánt. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., Tom. II, fasc. 1—2, 1954.
22. *Ottlik, P.*: Adatok az Északi Bakony földtanához, [Contributions to the Geology of Northern Bakony Mountains], Földt. Közölny, LXXXVIII, 2, 1958.
23. *Szantner, F.* — *Szabó, E.*: Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatása alapján, [New tectonic observation on the basis of the recent years prospecting for bauxite], Földt. Közölny, XCII, 4, 1962.
24. *György, A.*: Bauxittelep Halimbán és környékén Veszprém megyében, [Bauxitlager in Halimba und in dem Komitate Veszprém], Bányász. és Koh. Lapok, 56, 7—8, 1923.
25. *Businszkij, G. I.*: Ob uslowijach obrazowanija boksitow i zakonornostjach razmeschtschenija boksitowüch mestoroschdenij, Moskau, 1958.
26. *Bárdossy, Gy.*: A Szóc és Nyirad környéki bauxit, [Der Bauxit der Umgebung von Szóc und Nyirad], M. All. Földt. Int. Évk., XLVI, 3, Budapest, 1957.
27. *Barnabás, K.*: Geologische Untersuchung des Bauxitgebietes von Halimba und Nyirád, M. All. Földt. Int. Évk., XLVI, 3, Budapest, 1957. [Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950—1954 között.]
28. *Bárdossy, Gy.*: Adatok a csereszegtomaji kaolinites tüzállóagyag telepek ismeretéhez, [Angaben zur Erkenntnis der kaolinitischen feuerfesten Tonlager von Csereszegtomaj], M. All. Földt. Int. Évk., XLIX, 4, Budapest, 1961.
29. *Szentes, F.*: Bauxitkutatás a Keszthelyi hegységben, [Bauxitschürfungen im Keszthelyer Gebirge], M. All. Földt. Int. Évk., XLVI, 3, Budapest, 1957.
30. *Vadász, E.*: A bakonyi mangánképződés, [Die Manganbildung im Bakony], MT Akadémia Müsz. Tud. Ostz. Közl., 5, 1952.
31. *Szabóné Drubina, M.*: A bakonyi liász mangántelepek, [Liassische Manganlager in Bakony], M. All. Földt. Int. Évk., XLIX, 4, Budapest, 1961.
32. *Varju, Gy.*: A pilisi tüzálló agyagok helyzetéről, kézirat, [Über die Lage der feuerfesten Tone in Pilis, Handschrift], 1955.
33. *Jaskó, S.*: A pilisszántói bauxit, [Der Bauxit von Pilisszántó], M. All. Földt. Int. Évk., XLVI, 3, 1957.
34. *v. Wissmann, H.*: Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens, Erdkunde, Bd. VIII, H. 2, 1954.
35. *Gerstenbauer, A.*: Der tropische Kegelkarst in Tabasco/Mexico, Intern. Beiträge zur Karstmorphologie, 1960. Zeitschr. f. Geom., Suppl. 2.
36. *Sunartadirdja, M. A.* — *Lehmann, H.*: Der tropische Karst von Maros und Nord-Bone in SW-Celebes (Sulawesi), Intern. Beiträge zur Karstmorphologie, 1960. Zeitschrift f. Geomorph., Supplbd. 2.

FOSSILE GROSSFORMEN IM OSTALPINEN KARST

Mit 1 Karte

J. ZÖTL

Im reichhaltigen Schrifttum zur morphologischen Entwicklung der Ostalpen fand für den kalkalpinen Teil des Gebirges die Rolle der Verkarstung in der Landschaftsgenese nur in Ausnahmefällen Beachtung. Dennoch haben Großformen des Karstes, Blindtäler, Kesseltäler und Poljen, auch in den Kalkalpen bestanden. Ihre Restformen sind einerseits noch eindeutig zu erkennen, andererseits kann auf diese Entwicklungsphase nur mehr geschlossen werden.

Am klarsten sind die Verhältnisse am Südostrand der Alpen. Hier bildet das Steirische Rand-

gebirge mit den breiten Rücken der Kor-, Stub- und Gleinalpe, mit den Fischbacher Alpen und dem Wechsel den altkristallinen, äußeren Rahmen der Steirischen Bucht, in den als zweiter Bogen die paläozoischen Gesteine (Kalke und Schiefer) des „Grazer Berglandes“ eingeschaltet sind. Die ganze Serie wird durch das Durchbruchstal der Mur zwischen Bruck und Graz gequert. Erst ab Graz begleiten den Fluß die weit ausgedehnten pleistozänen Terrassen, wiederum flankiert von den jungtertiären Aufschüttungen des Ost- und Weststeirischen Hügellandes. Für das Grazer Bergland hat

sich die Bezeichnung „Mittelsteirischer Karst“ eingebürgert, verbunden mit den markanten Kalkstöcken des Hochlantsch (1722 m), des Rötelsteins (1234 m) und des Schöckels (1445 m).

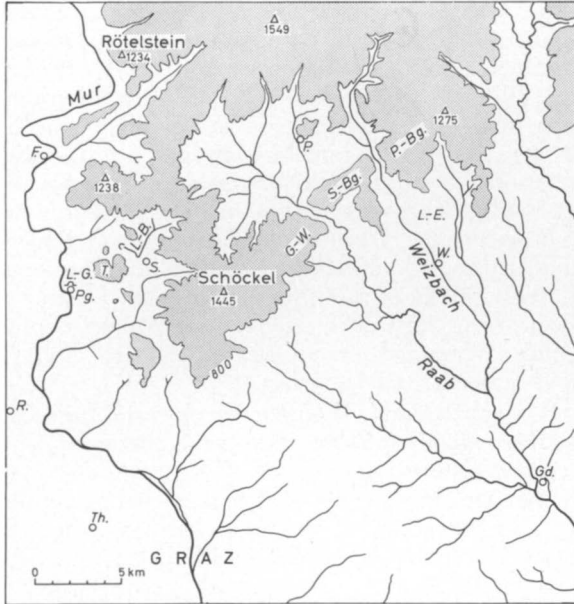


Abb. 1: Die Beckenlandschaften im Mittelsteirischen Karst. Das Becken von Passail (P.) wird heute durch Raab und Weizbach oberirdisch entwässert; das Kesselal von Semriach (S.) weist noch immer eine unterirdische Entwässerung auf. F. = Frohnleiten, Gd. = Gleisdorf, G.-W. = Garracher Wald, L.-B. = Lurbach, L.-E. = Landscha-Ebene, L.-G. = Lurgrotte, P.-Bg. = Patscha-Berg, Pg. = Peggau, R. = Rein, S.-Bg. = Sattelberg, T. = Tannebenstock, Th. = Thal, W. = Weiz.

Die Übersichtsskizze zeigt das Gewässernetz und die 800-m-Isopyse am Nordrand der Grazer Bucht. Wir stehen hier am Grundgebirgsrand, an den gegen Südosten die jungtertiären Ablagerungen des Oststeirischen Hügellandes anschließen. Das Grundgebirge bildet hier das erwähnte Grazer Paläozoikum, wobei vor allem die devonischen Kalke und Dolomite zu den Ton- und Grünschiefern des Devon/Silur in morphologischem und hydrographischem Gegensatz stehen.

Schon auf der Skizze tritt das Becken von Passail klar hervor. In den Tonschiefern angelegt, wird es im Süden durch eine Schöckelkalkbarriere (Garracher Wald — Patscha-Berg) begrenzt. Diese Kalkbarriere wird heute durch die Raab und den Weizbach in prachtvollen Klammern durchbrochen. Im Becken selbst liegen miozäne Sedimente, im inneren Beckenbereich als kohlenführende, sandig-tonige Ablagerungen, in den höheren Lagen hauptsächlich als Schotter (H. FLÜGEL und V. MAURIN 1959). In diesem Tertiär liegen ausgedehnte Reste ehemaliger Verebnungsflächen.

Es besteht kein Zweifel, daß das Becken früher geschlossen war. H. BOCK hat schon 1913 das Passailer Becken als zerstörtes Polje angesprochen. Er verwies mit Recht darauf, daß die zahlreichen, in den Felswänden der heutigen Durchbruchstäler gelegenen und zum Teil mit ihnen parallel laufenden Höhlen nur durch eine einst unterirdische Entwässerung des Beckens verstanden werden können. Die lange Zeit wirkende tektonische Ruhe im Oberpliozän (Daz-Levantin), die ihren Ausdruck in der ausgedehnten Landscha-Ebene (= 630 m Sh., Hochstraden-Niveau nach WINKLER-HERMADEN 1957) im Raume von Weiz findet, hat die Öffnung des Beckens nach Süden bewirkt, wengleich die Raab zunächst einen weiter östlich liegenden flachen Sattel benutzte. Es ist wahrscheinlich, daß der späteren Ablenkung der Raab und der Ausbildung der Raabschlucht wieder eine unterirdische Anzapfung vorausging. Wie tiefer gelegene Verebnungen im Passailer Becken beweisen, folgte der ersten Zerschneidung nochmals die Ausbildung eines ebenen Beckenbodens. Erst die heutige Entwässerung durch die Weiz- und Raabklamm führte zu dessen endgültiger Zerstörung und zur Ausbildung des derzeit flachwelligen Reliefs im Passailer Becken.

Es wurde die Frage aufgeworfen, ob ein nur zum Teil in Karbonatgesteinen, zum anderen Teil in Schiefeln liegendes, unterirdisch durch Karstschläuche entwässertes Becken noch als Polje bezeichnet werden könne. Das hängt wohl davon ab, ob das Erscheinungsbild oder die Entstehung als maßgebliches Kriterium herangezogen wird. In ersterem Fall sind die geschlossene Umrahmung, der ebene Poljenboden und die unterirdische Entwässerung entscheidend, im zweiten Fall hauptsächlich die Vorstellung des korrosiv im Kalk gestalteten Beckenbodens. Nun ist aber die Entstehung der Poljen selbst im klassischen dinarischen Karst noch keineswegs geklärt. Die Poljenbildung, wie sie H. LOUIS (1956) beschreibt, ist eine Möglichkeit. Die individuelle Gestalt so vieler Poljen deutet auf die Wirksamkeit verschiedener Faktoren, und sowenig daran zu zweifeln ist, daß im einzelnen auch tektonische Senkungen im Spiele liegen, sowenig ist auch von der Hand zu weisen, daß sich Poljen auch aus blinden Tälern entwickelten. Für die bosnische Poljentrepppe vom Sinjsko Polje bis zum Kupresko Polje gilt, daß das eindrucksvollste Kriterium, der ebene Poljenboden, nicht in Form von Korrosionsebenen im Kalk vorliegt, sondern im eingelagerten Binnentertiär bzw. durch die quartären Ablagerungen ausgebildet ist. F. KATZERS Profile vom Glamočko, Livanjsko und Duvanjsko Polje sind um so unverdächtiger, als es sich bei seiner Darstellung nicht um die Illustration der Poljenbildung, sondern um eine Auf-

nahme der Braunkohlenlager handelt (F. KATZER 1921, p. 20, 37, 39).

Für die vorliegende Fragestellung aber ist es von sekundärer Bedeutung, ob die Bezeichnung Polje anfechtbar ist und man besser von einem Kesseltal (oder Semipolje?) spricht. Es geht um die Tatsache, daß einst ein unterirdisch entwässertes Becken vorlag, dessen mittlerweile zerstörte Umrahmung vielfach vergessen ließ, dieses Stadium im Formenwandel des Gesamtraumes zu berücksichtigen.

Gehört die unterirdische Entwässerung des Passailer Beckens der Vergangenheit an, so haben wir sie im kleinen Becken von Semriach noch heute gegeben. Auch dieses ist in devonischen Phylliten und Grünschiefern angelegt, und nach Resten von im Becken lagernden graublauen Tegeln ist zu schließen, daß es sich hier, so wie im benachbarten Becken von Passail, um ein altes Senkungsfeld handelt (V. MAURIN 1954).

Die westliche Begrenzung des Semriacher Beckens bildet der aus Schöckelkalk (Devon) aufgebaute Tannebenstock, selbst durch steile Störungen begrenzt, die sich in den Kluftsystemen und Felswänden der ganzen Gegend widerspiegeln. Klüftung und chemisch reine Beschaffenheit machen den Schöckelkalk der Verkarstung besonders geneigt.

Zur Zeit des erwähnten Hochstraden-Niveaus (hier in ca. 750 m Sh.) entwässerte dieses Gebiet ebenfalls nach Süden (V. MAURIN 1954). Mit der Tieferlegung des Murtales im obersten Pliozän aber kam es zu einer unterirdischen Anzapfung durch den verkarsteten Tannebenstock hindurch, die im heutigen hakenförmigen Verlauf des Lurbaches ihren Ausdruck findet. Nunmehr hat sich der Lurbach rund 100 m eingetieft und den einst ebenen Beckenboden zerschnitten. Im gleichen Zeitraum wurde das Murtal etwa 300 m tiefergelegt. Daß diese Zerschneidung nicht gleichmäßig, sondern in Phasen vor sich ging, finden wir nicht nur in den Verebnungsresten des heutigen Kesseltales, sondern auch in den Etagen des Lurhöhlensystems verankert.

Ob ähnliche Entwicklungsphasen in den weiter westlich gelegenen Tertiärbecken von Rein und Thal bestanden, harret noch einer näheren Untersuchung. Für die Talweitung von Frohnleiten im Murtal hat ebenfalls schon H. BOCK (1913) die Annahme eines zerstörten Poljes ausgesprochen, aber auch wenn er sich auf Beobachtungen in der Badlhöhle beruft, die eine derartige Vermutung stützen (Auftriebslabyrinth), so lassen doch erst schlüssigere Beweise eine endgültige Aussage zu.

Weniger klar als am Südostsaum der Alpen liegen die Verhältnisse in den nordöstlichen Kalkalpen.

Der in die Betrachtung einbezogene Raum erstreckt sich auf ca. 100 km und liegt zwischen dem Dachsteinstock im Westen und dem Becken von Gams im Osten. Er umfaßt das Tote Gebirge, den Warscheneckstock, die Haller Mauern und die Gesäuseberge. Um diese Gebirgsstöcke liegen Becken- und Tallandschaften, die heute weder ihrer Morphologie noch ihrer Hydrographie nach als ehemalige Blindtäler, Kesseltäler oder Poljen zu erkennen sind. Es handelt sich dabei vor allem um die Becken von Aussee und Mitterndorf, um das Mitterennstal bis zum Gesäuseeingang und die Becken von Windischgarsten und Gams. Der Grund, warum bei der Betrachtung der Genese dieser Becken und Tallandschaften auch das Stadium einer unterirdischen Entwässerung ins Auge zu fassen ist, liegt vor allem in der eigenartigen Anlage der sie heute öffnenden Durchbruchstäler, die vielfach noch einer Erklärung harret.

Da ist als erstes Beispiel der eigentümliche bogenförmige Verlauf des Trauntales zwischen Aussee und Obertraun.

Mit dem Verlauf des Koppentales, wie man dieses Durchbruchstal bezeichnet, hat sich schon E. SPENGLER (1918) beschäftigt. Nach einem eingehenden Studium der geologischen Verhältnisse des Dachsteinmassivs und des durch das Koppental davon abgetrennten Sarsteins kommt E. SPENGLER zu der Überzeugung, daß der heutige gebogene Traunverlauf zwischen Bad Aussee und Bad Ischl im unteren Pliozän bereits 200—300 m unter der Oberfläche als „Höhlenfluß“ existierte. Während nämlich für den Fall einer oberflächenerosiven Anlage des Tales keine Erklärung für den bogenförmigen Verlauf zu finden ist, zeigte E. SPENGLER das Hindernis auf, das den unterirdischen Abfluß zu einem Umweg nach Südwesten zwang. Die unterirdische Entwässerung auf dem direkten Weg Aussee—Ischl hätte die hier (nördlich des Sarsteins) bis in 1400—1500 m Sh. gehobenen tieferen Schichtglieder der Gamsfeldecke, d. h., Dolomite und Carditaschichten, queren müssen. Diese Schichten aber haben der unterirdischen Fortbewegung des Wassers ein weitaus größeres Hindernis entgegengesetzt als der gut geklüftete Dachsteinkalk, in dem der Fluß bei seinem bogenförmigen Verlauf über Hallstatt verbleibt. Im Falle einer oberflächenerosiven Entwicklung dieses Tallaufes hätte dieser Gesteinswechsel keinerlei Rolle gespielt.

Übrigens nimmt E. SPENGLER in einer tektonischen Ruhephase im Unterpliozän für das damals ca. 1200 m hoch gelegene Ischltal, das im Talgrund bereits Sandstein- und Mergelboden zeigte, eine Poljenlandschaft an (p. 135), eine Überlegung, die wir auf den Raum von Aussee ausdehnen.

Für das mittlere Ennstal zwischen dem Mitterberg und dem Gesäuse habe ich ähnliche Gedanken

zur Diskussion gestellt. Auch hier gibt es für die Anlage des Gesäuses, des prachtvollen Durchbruchtales, das den Bereich der Gesäuseberge halbiert, bis heute keine befriedigende Erklärung.

Es ist hier nicht der Platz, auf die Theorien und Hypothesen zur Morphogenese des Ennstales einzugehen. Als Wesentlichstes sei herausgegriffen, daß zur Zeit der Augensteinablagerungen (Altmiozän nach WINKLER-HERMADEN 1957) noch eine Süd-Nord-Entwässerung von den Zentralalpen über den Bereich des heutigen Ennstales hinweg bestanden haben muß. J. SÖLCH (1928) schließt dann aus der Zusammenfassung verschiedener Meinungen, daß sich im Mittelmiozän im Raume des heutigen Ennstales eine Entwässerung nach Südosten entwickelte, wobei er als wesentlichstes Indiz dafür die Kalkalpengerölle in den tertiären Schuttkegeln von Trofaiach, St. Michael und Donawitz betrachtet. Erst im Oberpliozän erfolgte seiner Ansicht nach eine Umkehr des Abflusses nach Norden über den Pyhrnpaß und den Buchauer Sattel, wobei die Gesäuseschlucht zu dieser Zeit noch nicht bestanden hat (S. 158). Richtig ist auch die Beobachtung, daß eindeutige Reste von Süd-Nord-Talungen bestehen, die die heutige Gesäuseschlucht querten. Auch K. WICHE (1951) läßt seine „Urenns“ in der Zeit der „Raxlandschaft“ noch über den Buchauer Sattel fließen.

Unter Verzicht auf weitere Zitate sei nur noch auf die Ausführungen von O. AMPFERER (1935) eingegangen. Der große Gelehrte war zweifellos der beste Kenner der Gesäuseberge, denen er seinen geologischen Führer widmete, sowohl ein Meisterwerk geologischer Darstellung als auch der Sprache. Auch O. AMPFERER nahm an, daß die Enns einst den kürzeren Weg über den Buchauer Sattel benutzte. Seine Aufnahme ergab, daß der Sattel bis zu den Werfener Schiefer n eingetieft war, auf denen heute ca. 150 m Ennsschotter und Grundmoränen liegen (p. 150). Schenken wir diesem Umstand Beachtung, so ergibt sich folgende Überlegung: Wäre eine rein oberflächenerosive Entwicklung dieses Ennslaufes vor sich gegangen, so bliebe völlig unverständlich, warum sich diese plötzlich aus den weicheren Schiefer in die viel widerständigeren Kalke des Gesäusebereiches hätte verlagern sollen. Überall, wo wir einem Wechsel von Kalken und weichen Schiefergesteinen gegenüberstehen, bietet sich das Bild, daß erstere herausragen, während die Schieferpartien ausgeräumt wurden.

So wird die Entwicklung des Gesäuses erst dann verständlich, wenn wir zunächst ein unterirdisches Abziehen der Entwässerung in die tieferen Bereiche des alten Beckens von Gams einkalkulieren. Dieses alte Senkungsfeld mit den noch heute erhaltenen Resten von Gosauablagerungen war vielleicht selbst ein Polje oder Kesseltal, worauf fluß-

abwärts liegende, in das Grundgebirge eingeschnittene Durchbrüche des Ennslaufes hindeuten. Dieses Becken stellte den am nächsten liegenden tiefsten Punkt für die unterirdischen Karstgewässer dar. Mit der unterirdischen Anzapfung der Enns von dieser Seite her erlahmte die Kraft der Oberflächenerosion und begann die Ausbildung eines Blindtales. Die geologische und morphologische Situation im Rekatal reizt zu Vergleichen. Im Bereiche der Gesäuseberge folgt der unterirdische Vorläufer des heutigen Durchbruchtales einer geologischen Störungslinie, die die Ausbildung großer unterirdischer Höhlen ebenso förderte wie den späteren Versturz.

Eine bemerkenswerte Erweiterung erfahren die hier geäußerten Überlegungen in jüngster Zeit durch den Versuch von F. KOPPENWALLNER (1963), für die Häufung von Großhöhlen am Südrand der Salzburger Kalkalpen eine Erklärung zu finden. F. KOPPENWALLNER belegt für die Höhlen im Süden des Hagengebirges und des Steinernen Meeres einen ausgesprochenen Schlingercharakter und unverkennbare Erosionsspuren. Sein Versuch, die Entstehung dieser Höhlen in das Pleistozän zu verlegen, ist zwar abzulehnen, aber seine Sammlung zahlreicher Beobachtungen und Tatsachen überaus wertvoll. Sie gibt Hinweise, daß auch in der Entwicklung des oberen Salzachtales Stadien der unterirdischen Entwässerung zu berücksichtigen sind.

Auffällig ist der wesentliche Unterschied im Erhaltungszustand der Formen zwischen dem Südoststrand des Gebirges und den Nördlichen Kalkalpen. An ersterem, im Mittelsteirischen Karst, ist die einst unterirdisch entwässerte Karstlandschaft noch eindeutig zu erkennen, zum Teil sogar noch erhalten. In den Nördlichen Kalkalpen sind es nur mehr Indizien, die darauf hinweisen, daß das Stadium eines Blindtales und einer Poljenlandschaft auch zur Genese dieses Bereiches gehört. Der Grund, warum hier die Formen völlig zerstört sind, liegt in erster Linie in der im Norden viel mächtigeren Heraushebung des Gebirges. Des weiteren war in den Nördlichen Kalkalpen vor allem das Pleistozän von Bedeutung, in dem die gewaltigen Talgletscher wesentlich zur Verwischung von Restformen beitrugen. Auch dieser Faktor fällt im Mittelsteirischen Karst weg, da hier nie eine Vereisung vorlag.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Geol. Bundesanst. Wien 1935.
 BOCK, H.: Charakter des mittelsteirischen Karstes. Mitt. f. Höhlenkunde, 6, 4, 1913.
 FLÜGEL, H. u. MAURIN, V.: Geologische Wanderungen im Weizer Bergland. Weiz, Geschichte und Landschaft in Einzeldarstellungen, 6, Weiz 1959.

- KATZER, F.: Die fossilen Kohlen Bosniens und der Herzogwina. 1. Bd. Wien 1918, 2. Bd. Sarajevo 1921.
- KOPPENWALLNER, F.: Versuch einer Erklärung für die Häufung von Großhöhlen am Südrand der Salzburger Kalkalpen. Die Höhle, 14/2, Wien 1963.
- LOUIS, H.: Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung. Erdkunde, 10, 1956.
- MAURIN, V.: Das Paläozoikum im Raume zwischen Deutsch-Feistritz und Semriach. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, 84, 1954.
- : Die hydrogeologischen Verhältnisse im Raume des Gar-racher Waldes und seines nördlichen Vorlandes (Ost-steiermark). Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, NF 1/2, Graz 1958.
- SÖLCH, J.: Die Landformung der Steiermark. Graz 1928.
- SPENGLER, E.: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. Geol. Reichsanst., Wien 1918.
- WICHE, K.: Zur Morphogenese der Gesäuseberge. Festschr. f. J. Sölch, Wien 1951.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftepiel und Landformung. Wien 1957.

CRYONIVAL PHENOMENA AND KARST PHENOMENA IN THE PLATEAU OF THE SELLA GROUP

With 4 photos

DARIO CROCE

The Sella Group occupies the principal orographic knot of the Occidental Dolomites, from which diverge four important valleys: the Val di Fassa, the Val Gardena, the Val Badia, and the Val di Livinallongo.

One speaks of a grandiose Dolomitic bastion, roughly square in shape. It ranges from 2000 to 3000 meters in altitude, and a wide ledge between the altitudes 2500—2700 meters interrupts the continuity of the Dolomitic cliffs which, as a result of the compactness of the rock, turn out to be quite poor in spires and pinnacles. It terminates at the top with a vast plateau tortured by depressions, continually subjected to intense meteoric action, which has transformed this summital; plateau into a harsh strip of rocky desert over which dominates the characteristic pyramid of Piz Boè.

Geologically the basal terminus is represented by a block of unstratified dolomite (Dolomite of Sciliar) while the summital part is made up of a white compact dolomite, which presents an almost horizontal stratification that is very regular (Principal Dolomite).

Between these two dolomitic blocks there are some more easily erodible formations (Strata of Raibl) which have formed a characteristic ledge. This ledge constitutes one of the more salient morphological aspects of the whole group.

In this work I have taken into consideration some of the more particular surface forms of the plateau, i. e. those due almost exclusively to karst and cryonival modelling actions.

The plateau, in the form of a basin, ranges between 2750 and 2950 meters in altitude. The peripheral borders quite often turn into dolomitic terraces and thus the whole plateau is subdivided into numerous and steep depressions. The plateau represents an old relief, always morphologically

speaking, in clear contrast with the young forms of the peripheral walls of the group, even though they developed from the same rocks.

During the last glaciation, in the various stages Bühl, Gschnitz, and Daun, the plateau was still covered, as NANGERONI affirms, by one continuous and enormous ice-cap with steep borders which was over-flowing in all directions.

The past existence of this ice-cap is confirmed by the abundant morainic sediment deposited both along the two principal valleys of Mesdi and Lasties, and inside and around the whole group. The successive conservation, understood in a broad sense, of this vast area is due above all to its position, summital in respect to the group, and to the almost horizontal position of the powerful dolomitic banks which make up its surface.

And precisely on this fundamentally uniform area were formed the preliminary elements necessary for a two fold erosive action: one slow, of a chemical character on the part of the carbonic anhydride contained mainly in the melting waters; the other of a mechanical nature, in the period when the freezing and thawing takes place and which works with thrusts of expansion, etc., an action naturally facilitated by the quality and by the position of the dolomitic rocks.

Once established the lack of a rapport between the variation of the chemical constitution of the rock and the genesis and the development of the forms (complexiso-metrical analysis of about thirty samples taken from sections of the cavities), I tried to see what could be the determinating motives for such a characteristic morphology.

An element of fundamental interest for the comprehension of the forms is given by the climate, the study of which bears out from time to time a two-fold explanation: cryonival action and karst action. In this field of study I had notable diffi-