

Geomorphologische Studien im mittleren Isonzo- und im unteren Idricatale.

Von Dr. Artur Winkler.

Mit 3 Textfiguren.

Einleitung.

Die Idrica, der bedeutendste Zufluß des Isonzos (slow. Soča), trennt in seinem Unterlauf in tief eingeschnittenem, meist von steilen Hängen eingesäumtem Tal die Hochfläche von Veitsberg im Nordosten, von dem viel ausgedehnteren Plateau des Ternowaner Waldes im Südwesten.

Die Grundzüge in der geomorphologischen Entwicklung beider Gebiete wurden zuerst kurz von Ed. Brückner in den „Alpen im Eiszeitalter“¹⁾, dann eingehend von F. Kossmat²⁾ im Anschluß an die Darlegung seiner geologischen Aufnahmesergebnisse im Jahre 1909, neuerdings in einer großzügigen Arbeit „Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet“³⁾ betitelt, beschrieben⁴⁾.

In eindrucksvoller Weise entwirft Kossmat in letztgenannter Studie ein klares Bild der postmiocänen Entwicklungsgeschichte des krainisch-görzischen Karstes und seiner Umrandung.

Um nur von Kossmats Ergebnissen die wichtigsten herauszugreifen, sei auf den Nachweis einer von der Save bis zum Meer, von Ostkrain bis an den Isonzo sich ausdehnenden, gleichzeitig entstandenen Rumpfebene (Einebnung) hingewiesen, deren pliocänes (pontisches) Alter erwiesen wird; dann auf die Entdeckung weitverbreiteter, jüngerer, reifer Talbodenreste, die eine vorwiegend oberflächliche Entwässerung des Karstes im Pliocän andeuten, ferner auf die Ableitung des gegenwärtigen Karsterosionszyklus, schließlich auf

¹⁾ (A. Penck und) E. Brückner, Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd., pag. 1036 bis 1037.

²⁾ Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1909. Nr. 4 u. 5.

³⁾ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1916, Nr. 9 u. 10.

⁴⁾ Ueber meine eigenen morphologischen Ergebnisse habe ich im Jahre 1919 einen Vortrag in der Geograph. Gesellschaft in Wien (Fachsitzung) gehalten, über welchen ein Auszug in den Mitt. der Geograph. Gesellschaft zu Wien, Bd. 62, Nr. 2/3, Wien 1919, erschienen ist.

die Erkenntnis bedeutender zum Teil an Brüchen erfolgter Hebungen und Senkungen nach Entstehung der Einebnung in diesem Raume aufmerksam gemacht.

Durch diese Gebirgsbewegungen wurde nach Kossmat in spätpliocäner Zeit eine Verlegung der adriatischen Wasserscheide hervorgerufen. Gebiete, die ursprünglich sich zur Save entwässert hatten, wurden dem Einzugsbereich des Isonzos und hierdurch der Adria angegliedert.

Mit nachstehenden Zeilen wird beabsichtigt, in den von Kossmat entworfenen Rahmen der küstenländischen Karstmorphologie die Darstellung eines enger begrenzten Gebietes, wie es die Hochflächen beiderseits der Idrica repräsentieren, einzufügen; insbesondere aber durch Beschreibung der von mir auf der Rumpffläche aufgefundenen zahlreichen Reste alter Flußschotter auch den handgreiflichen Beleg für die von Kossmat aus der Oberflächengestalt des Gebirges gewonnene Annahme des Vorhandenseins einer durch fluviale Erosion entstandenen „alten Landschaft“ zu liefern.

Ein 3jähriger Aufenthalt an der Isonzofront gewährte mir hinreichend Einblick in die Oberflächengestaltung der das untere Idricatal begrenzenden Hochflächen. Die reichlichen Aufschlüsse, welche in der Kriegszeit besonders durch Straßenbau hier entstanden sind, erleichterten wesentlich die Auffindung der Schotter und „Augensteinfelder“. Ein kurzer Abriß des geologischen Aufbaues des zu beschreibenden Gebiets sei der Darstellung der Morphologie vorangestellt.

Geologischer Bau der Plateaulandschaft¹⁾.

Die Hochflächen an der unteren Idrica, die in das kleinere Veitsberger Plateau im Nordosten und in die ausgedehntere Hochfläche des Ternowaner Karstes im Süden zerfallen, bilden im großen und ganzen eine tektonische Einheit. Nur die Idrianer Störungslinie, welche dem unteren Laufe des Idricafusses (zwischen Tribuša und St. Luzia) parallel geht, bildet eine untergeordnete Trennung der ähnlich gebauten Schollen.

Eine spezielle Eigentümlichkeit des Veitsberger Plateaus bildet jedoch der Rest einer von Norden her aufgeschobenen, von Kossmat nachgewiesenen Deckscholle, die den Denudationsrelikt der hinaufbewegten Basis der Julischen Alpen darstellt. Die Unterlage der Schubmasse ist zu einer weitreichenden Antiklinale (= Fortsetzung der Kolowratantiklinale) gestaut, an welche sich südwärts sekundäre Falten anschließen²⁾. Letztere verlaufen am Nordgehänge des unteren Idricatals (zwischen Idria di Bača und Tribuša).

¹⁾ Siehe Fig. 1 und die geologische Kartenskizze in F. Kossmat: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. der geol. Gesellsch. Wien 1913; ferner F. Kossmat: Das küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung (mit Kartenskizze) in Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1909 und dessen Kartenblatt Tolmein 1:75 000 der geol. Staatsanstalt.

²⁾ Näheres über den Bau des mittleren Isonzogebietes ist auch aus meiner vorläufigen Mitteilung in Verhandl. der Geolog. Staatsanstalt Wien 1920, Nr. 3, und meiner ausführlichen Studie „Das mittlere Isonzogebiet“ im Jahrbuch der Geolog. Staatsanstalt 1920, pag. 1—124 zu entnehmen.

Die Rumpfebene greift über die Schubdecke und über deren Unterlage in gleicher Weise hinweg und erweist sich dadurch als unzweifelhaft jünger als der Gebirgsschub.

Das Ternowaner Plateau entspricht einer gegen Westen und Südwesten absinkenden Schichtplatte, welche an ihrer westlichen, gegen den Isonzo zugewendeten Abdachung jüngere Sedimente (eocäne Flyschsandsteine und Mergel, Oberkreidekalke und Mergel, unterkretazische Kalke) hervortreten läßt, während gegen Osten und Nordosten hin die älteren Schichtglieder (Jura, Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Obertrias, tiefere Trias) auftauchen. Die Faltung äußert sich hier in untergeordneter Weise in der Ausbildung einiger flacher Antiklinalen und Synklinalen, welche sich besonders am Nordwestrande der Hochfläche einstellen. (Lomsynklinale, Antiklinale von Doblar etc.) Im Ternowaner Walde schneidet die „Einebnung“, wie Kossmat gezeigt hat, die Dachsteinkalke der Obertrias, die Liasgesteine (Kalke, Oolithe etc.), die Jurasedimente (Korallen und Breccienkalk), die unterkretazischen Woltschacher Hornsteinplattenkalke, die mittelkretazischen Rudistenkalke, die oberkretazischen Karstkalke, flyschähnlichen Mergel und Sandsteine und schließlich den transgredierenden Eocänflysch ab.

Sie ist daher jünger als jene Störungen, welche die Schrägstellung und faltige Verbiegung der Ternowaner Scholle erzeugt hatten.

Die speziellen Ergebnisse der bisherigen geomorphologischen Untersuchungen.

In wenigen Worten müssen noch Brückners und Kossmats Resultate, soweit sie sich speziell auf die Plateauflächen an der unteren Idrica beziehen, angeführt werden.

Die Hochflächen sind ein Ausschnitt aus der obenerwähnten „Einebnung“ des krainisch-görzischen Karstes und entsprechen einem Stadium weitgehender fluviatiler Abtragung des Gebirges, ohne daß sie indessen bei dem Vorhandensein zahlreicher, aufgesetzter Kuppenlandschaften (Mosore) als Fastebene (peneplain) bezeichnet werden könnten.

Als jüngerer Einschnitt in dem Plateau des Ternowaner Waldes tritt das zirka 20 km lange Trockental von Čepovan (Chiapovano) hervor¹⁾, durch welches nach Brückner (bereits) in pliozäner Zeit, nach Kossmat²⁾ in postpontischer (levantinischer) Zeit vermutlich die Wässer des mit der Idrica vereinigten Isonzos abgeleitet wurden.

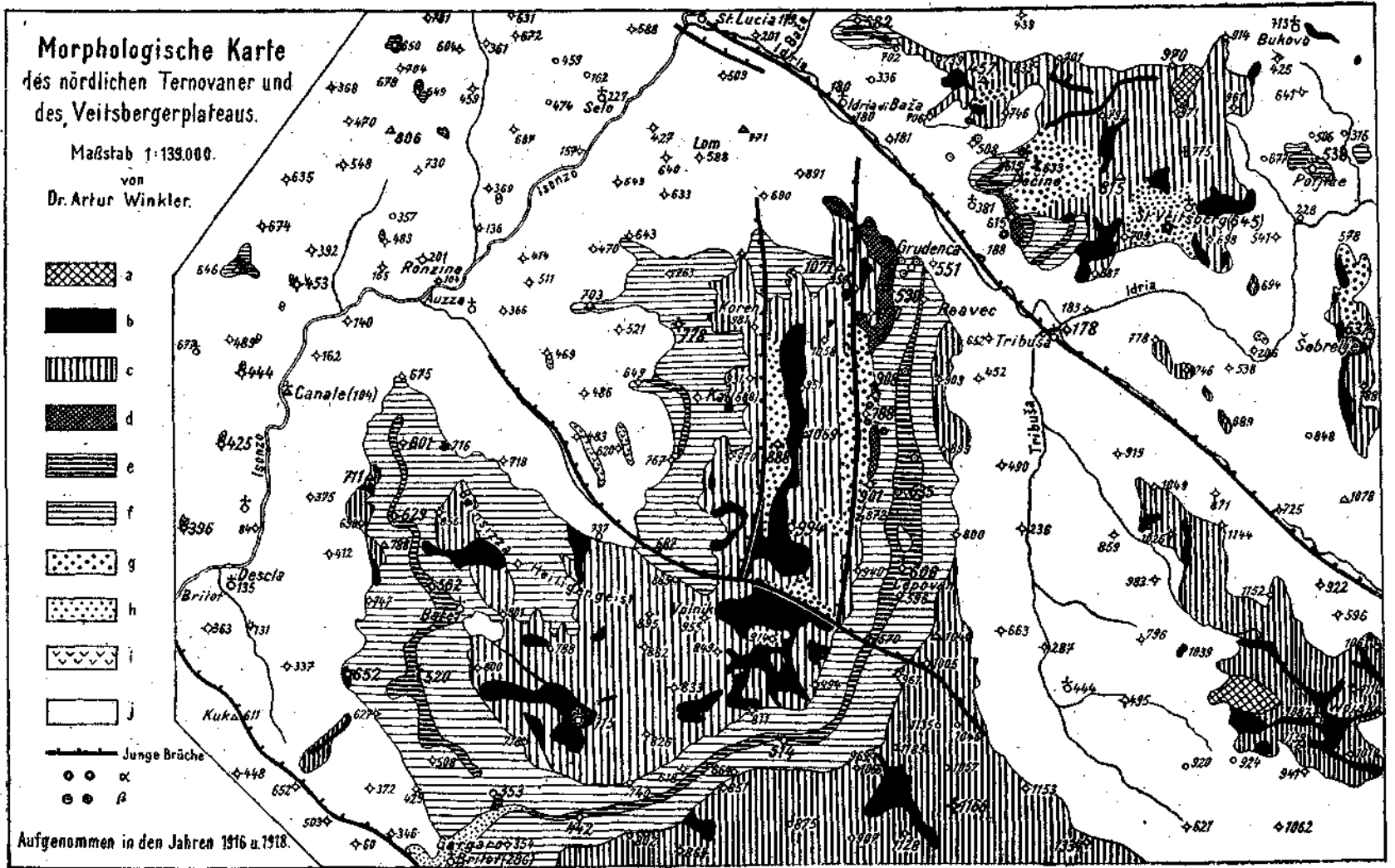
Kossmat legt weiters dar, daß eine Hebung die Zertalung der pontischen Einebnung und die Bildung des Čepovaner Trockentals bedingt habe. Jüngere Bewegungen haben auch noch die Rinne von Čepovan zu einer flach gespannten Wölbung verbogen.

Die weitreichende Idriaer Dislokation scheidet die gegenwärtig zirka 900—1000 m hoch gelegene „Einebnung“ des Ternowaner

¹⁾ Schon von T. Taramelli (Risposte ad alcuni Quesiti della Citta di Gorizia, Pavia 1903 u. Atti del III. Congresso Geogr. ital. 1899) als alter Isonzolauf angesprochen.

²⁾ F. Kossmat, Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde, Berlin 1916, pag. 52—54.

Fig. 1.



Erklärung zu Fig. 1.

- | | | |
|---|---|---|
| a) Reste einer hochgelegenen Landoberfläche. | } | Miocän (?)
des Altpliozäns. |
| b) Stark verebnete Teile der Landoberfläche und Seitentäler | | |
| c) Hügellandschaft (mit spätreifen — reifen Formen) | | |
| d) Zugehörige Felsterrassen mit Schotterresten | | |
| e) Talböden (gegenwärtig Trockentäler) | } | des höherpliozänen
Öpovaner Niveaus. |
| f) Reife Landschaftsformen | | |
| g) Größere (wahrscheinlich zeitlich zugehörige) Karstformen (Uvalen) | | |
| h) Junge Karstmulde von Gargaro. | | |
| i) Jüngere, vorglaziale Terrassenreste. | | |
| j) Räume mit vorherrschend postpliozän ausgebildeten Erosionsformen. | | |
| α) Quarzschotter (z. T. Augensteine) an oder nahe der primären Lagerstätte. | | |
| β) Quarzschotter (z. T. Augensteine) auf sekundärer Lagerstätte. | | |

Waldes von der 300—400 m tiefer gelegenen, gleichaltrigen Niveaufläche des Veitsberger Plateaus. Dadurch sei die Andauer der Schollenbewegung auch am Idrianer Bruch bis in sehr jugendliche Zeiten erwiesen. Unter dem Einfluß der Gebirgsstörungen wurde sodann in spätpliocäner Zeit der Isonzo (und die Idrica) aus der Čepovaner Talrinne westwärts abgelenkt und in das gegenwärtige Bett übergeleitet, welches von einer in dem leicht zerstörbaren Flyschgebiet arbeitenden sekundären Wasserader erodiert worden war.

Die Ergebnisse der eigenen morphologischen Studien.

Die Hochflächen beiderseits der Idrica sind seit ihrer Entstehung den nivellierenden Angriffen der Erosion ausgesetzt gewesen.

Dort, wo die eocänen Flyschgesteine am Aufbau des Gebirges namhaften Anteil nehmen (am Abfall des Ternowaner Waldes gegen den Isonzo) oder wo größere Partien leicht zerstörbarer Oberkreidemergel den harten Rudistenkalken eingeschaltet sind (zum Beispiel Gegend zwischen Ponikve und Pečine am Veitsberger Plateau), treten naturgemäß die Erscheinungen normaler, rückschreitender Erosion in einer oft sehr weitgehenden Zerschneidung der alten Hochfläche und in einer durch das Hervortreten widerstandsfähiger Gesteinsbänke bedingten Stufenbildung an ihrem stark geböschten Abfall zutage. Soweit aber die Höhen beiderseits der unteren Idrica — und dies ist zum überwiegenden Teil der Fall — aus mesozoischen Kalken aufgebaut sind, beschränkt sich die Abtragung auf die mit dem Karstphänomen in Zusammenhang stehenden Erosionsvorgänge. Es wird unsere Aufgabe sein, aus den von der Abtragung zurückgelassenen Resten der alten Landschaft ein klares Bild von der geomorphologischen Entwicklungsgeschichte dieser Gebiete zu gewinnen.

1. Die morphologische Ausgangsform¹⁾.

Ueber die Ausgangsform, aus welcher im Unterpliocän (nach Kossmat) die Einebnung des Ternowaner Hochkarstes herausmodelliert wurde, lassen sich nur Mutmaßungen anstellen. Die der Rumpfebene aufgesetzten Kuppenlandschaften (Mosore) sind derart stark zerschnitten und aufgelöst, daß die Reste einer noch älteren Landoberfläche an ihnen kaum mehr wahrzunehmen sind. Nur in dem nordöstlichen Winkel des Veitsberger Plateaus (und ähnlich in der Hochfläche von Woiska) möchte ich den dort auftretenden Ebenheiten, die die pliocäne Rumpffläche um zirka 200 m überragen, den Rest einer älteren Landoberfläche vermuten. Sie liegen am Veitsberger Plateau in zirka 900 m, am Plateau von Woiska in zirka 1150 m Seehöhe.

¹⁾ Sie kann nicht als Urform im Sinne Davis' bezeichnet werden, da sie nicht die durch die Gebirgsbildung erzeugte oder durch Hebung aus dem Meere geschaffene erste Landoberfläche darstellt. Sie ist vielmehr, wie sich aus weiter ausgreifenden Untersuchungen ergibt, wieder aus einer älteren Landschaft (vielleicht der Urform?) entstanden, welche aber in dem betrachteten Gebiet fast vollständig abgetragen ist. Die Ausgangsform ist hier daher die älteste, allerdings nur mehr in Spuren, erkennbare Landoberfläche. In den Julischen Alpen ist sie noch in breiten Flächen erhalten.

Jedenfalls ist diese alte Landschaft in dem auf Fig. 1 dargestellten Raum bis auf ganz unbedeutende Reste schon in pliocäner Zeit der Abtragung zum Opfer gefallen gewesen. Das Alter der Ausgangsform läßt sich, da die aus ihr geformte Rumpfebene nach Kossmat unterpliocänes Alter besitzt, nur als miocän deuten.

2. Die pliocäne alte Landschaft.

a) Verbreitung.

Die pliocäne Landschaft ist das markanteste Oberflächenmerkmal des Ternowaner Hochkarstes.

Wenn man von der Einkerbung bei Lokve (Kote 969) das Landschaftsbild betrachtet, ist das Auge des Geomorphologen von dem prächtigen Anblicke entzückt, der sich ihm hier darbietet. Wie eine Platte, der markant sich abhebende Kuppen aufgesetzt sind, tritt die pliocäne Landfläche mit scharfem Rand an das tief eingekerbte Čepovaner Trockental heran. Auf dem Plateau fügt sich ein unabsehbares Gewirr von Hügeln, die sich hie und da zu kleinen Berggruppen zusammenschließen, und zwischengelagerten, flachen Mulden in so klarer Weise zu einem einheitlichen System zusammen, daß an ihrer Zugehörigkeit zu einem großzügigen morphologischen Bild nicht gezweifelt werden kann.

Die Ebenheit zeigt westlich des Čepovaner Tales ihre deutlichste Ausdehnung in der als Lokovec bezeichneten Kalkhochfläche. (Trias—Unt. Kreidekalke.) Ihre Höhenlage ist im nördlichen Teile 950—1000 m, im südlichen Teile (südwestlich Čepovan) 850—750 m. In den noch weiter westlich anschließenden Gebieten ist die Hochfläche im allgemeinen viel stärker zerschnitten und gegen den Isonzo hin nur mehr in spärlichen Resten erhalten. Die Ursache liegt darin, daß bei der allgemeinen Abdachung der Schichtplatte gegen Westen die jüngeren Flyschgesteine herrschend werden, welche durch die vom Isonzo her wirksame rückschreitende Erosion in ein starkgegliedertes Bergland aufgelöst erscheinen. So ist in dem dreieckigen Raum zwischen Kal, Auzza (Avše) und St. Luzia nur wenig mehr von der alten Landschaft wahrzunehmen. Die Höhe der Ebenheiten ist hier um 800 m.

Anders verhält es sich mit dem Eocänflyschgebiet der Bainsizza-hochfläche (Heiligengeist), die eine Seehöhe von 700—750 m aufweist. Diese auch aus leicht zerstörbarem Material aufgebaute Scholle ist von den benachbarten tiefen Erosionsfurchen fast allseitig durch eine Umwallung von Kreidekalken von den Angriffen der Erosion geschützt gewesen. Sie hat daher die alten Züge in reiner Form bewahrt. Denn da die aus dem Flyschgebiete dort abfließenden Wasser in den Kreidekalken auf unterirdischem Wege abgeführt wurden, konnte keine namhafte rückschreitende Erosion zur Entwicklung kommen. Die Südwestecke des Ternowaner Plateaus, der Raum von Britof—Gargaro, zeigt infolge des Eindringens der „Eocänbucht“ von Ravnica wieder eine stärkere Zerschneidung der alten Landformen. (Höhenlage der Reste der Ebenheit um 600 m.)

Der östlich und südöstlich der Čepovaner Talrinne gelegene Teil der Hochfläche, die als eigentlicher Ternowaner Hochkarst zu bezeich-

nen ist, hat bei ausschließlichem Vorhandensein „karstfähiger“ Kalke (Dachsteinkalke, Liaskalke, Oberjurakalke, Karstkalke der Unter-Oberkreide) die alten Landformen sehr ausgeprägt bewahrt. Die Hochfläche steigt hier von etwa 600 *m* bei Ravnica im Südwesten rasch gegen Norden und Nordosten auf 800—1000 *m* Seehöhe an.

Wie Kossmat¹⁾ gezeigt hat, ist ihr hier im Raume östlich Lokve eine ausgedehnte Kuppenlandschaft aufgesetzt, welche im Goljak 1496 *m*, im Mrzavce 1406 *m* Höhe erreicht und die alte Landoberfläche um 300—400 *m* überhöht.

Gegen Norden spitzt dieser östliche Teil des Ternowaner Hochkarstes zwischen der Čepovaner Furche und der tief eingeschnittenen jungen Erosionsrinne des Tribušatals (linkes Seitental des Idricatals) aus und erscheint als schmales Relikt am Kamme, der beide Tiefenlinien trennt, erhalten. Seine Seehöhe beträgt hier beiläufig 900 *m*.

Oestlich des Tribušatälchens breitet sich in rund 1000 *m* Höhe das zugehörige Plateau von Woiska aus.

Das jenseits der Idrica gelegene Veitsberger Plateau ist eine prächtige Ebenheit, die die verschiedensten mesozoischen Schichtglieder und deren Störungen glatt überschneidet. Im westlichen Teile bei Ponikve ist ihre Seehöhe beiläufig mit 700 *m*, im mittleren bei Pečine und im östlichen Teile bei Veitsberg mit 650 *m* anzusetzen.

In der nordöstlichen Partie steigt hier über die Rumpffläche, wie schon Kossmat erwähnt hat, eine Kuppenlandschaft auf, welche bis an den jugendlichen Steilrand des Bačafusses heranreicht. Sie kulminiert in K. 971 *m* und überhöht somit die pliocäne Landform um etwa 200 *m*. Von dieser Erhebung ziehen auf die Rumpfebene einige kleine Trockentälchen herab, welche in ihrem mehrere Kilometer langen Verlaufe prächtig erhalten geblieben sind. Sie stammen zweifelsohne aus der Bildungszeit der altpliocänen „Verebnung“. Die Gesteine, in welche sie eingeschnitten sind (Woltschacher Kalke der Unt. Kreide) waren ihrer Konservierung besonders günstig. Ihre Einfügung in die alten Landformen, ihre Wasserlosigkeit und Dolinenführung, ihr plötzlicher Abbruch gegen die jüngeren Erosionsformen (teils normale Gräben, teils Uvalen) beweist ihr hohes Alter. Man erkennt in diesen Tälchen die alte Topographie in noch fast ungetrübtter Ausbildung.

Als östliche Fortsetzung der Veitsberger Fläche ist, durch den Idricafluß getrennt, das Plateau von Šrebelje zu betrachten, welches von 650 *m* Seehöhe im Norden bis 800 *m* im Süden ansteigt.

b) Flußterrassen im Ternowaner Wald.

Die Bildung der so ausgeprägten Rumpffläche des Ternowaner Karstes weist auf eine langandauernde und tiefgehende Abtragung des Gebirges hin. Hierbei muß eine Anpassung des gesamten hydrographischen Systems — mag dieses nun ober- oder unterirdisch zirkuliert sein — an eine nahegelegene, durch lange Zeiten nahezu gleichbleibende Erosionsbasis sich vollzogen haben.

¹⁾ Loc. cit. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde 1916, pag. 34.)

Letztere war wohl in der allerdings noch weiter als gegenwärtig entfernten Adriaküste¹⁾, und wenn man das feinere Geäder des Isonzogeirges betrachtet, in den dem Meere zuströmenden größeren Flußtälern gegeben.

Mein Augenmerk war daher in erster Linie auf die Auffindung von Talboden und Ablagerungsresten größerer Flußläufe auf der alten Landschaft gerichtet, die gewissermaßen als Stamm für den um dieses Niveau sich gruppierenden morphologischen Formenschatz gelten konnten. Der Versuch war von Erfolg begleitet.

Das Čepovaner Tal wird in seinem nördlichen Teil (an der Westseite) von einigen gegenüber der angrenzenden alten Landfläche nur wenig tiefer gelegenen Absätzen begleitet, welche trotz reichlicher Dolinenbildung stellenweise noch deutlich den Charakter einer Talterrasse oder eines „Schemels“²⁾ tragen.

Bei Grudenca befindet sich eine breite „Terrasse“, in Dolinenreihen aufgelöst, in 850—870 *m* Seehöhe.

Am Nordabfall des Veli vrh (K. 1671 *m*) ist eine breite, auffällige und wenig veränderte Terrasse dem hier bereits zur Idrica abfallenden Gehänge vorgelagert (Seehöhe um 900 *m*).

Südlich Grudenca findet die Flur in einem über 1 *km* langen prächtigen Gesimse am Ostabfall von K. 970 ihre Fortsetzung. Das Niveau steigt von 860 *m* im Süden bis zu 900 *m* bei Spilenca an. Seine weitere Verlängerung ist in einer ähnlich hoch gelegenen, auffälligen Kuppenreihe zu suchen, welche die schon von Kossmat erwähnte talähnliche Dolinendepression (Uvala!) Spilenca—Cercek—Na Prevalu von der Čepovaner Furche trennt.

Diese „Fensterterrasse“ ist um zirka 50 *m* in die alte Landoberfläche eingekerbt. Zweifelsohne handelt es sich hier um eine Flur jenes Flusses, welcher als Vorläufer des später das Čepovaner Tal durchströmenden Gewässers die pliocäne Rumpffläche quert hat.

Daß es sich hier tatsächlich um alte Flußbauen handelt, ergab die Auffindung von Resten einer ausgedehnten Schotterdecke. Die beschriebene Terrasse wird fast überall von Flußschottern begleitet.

Sie beginnen an der in eine Dolinenlandschaft umgewandelten Flur von Grudenca (schon bei den nördlichsten Häusern dieses Weilers) und reichen von hier 1 *km* südwärts.

Bei Draga und Spilenca sind ausgedehnte Reste von Schotter erhalten. In dem anschließenden Raum von Cercek (K. 788) ist das südliche Verbreitungsgebiet der Schotterlager. Die enge Verknüpfung der Schotter mit der „Terrasse“ und ihr Fehlen auf den angrenzenden ausgedehnten Teilen der alten Landschaft erweist ihre Zugehörigkeit zu ersterer.

Die Schotter befinden sich nach den örtlichen Verhältnissen im allgemeinen noch in demselben Raum, in welchem sie zur Ablagerung gelangt sind. Sie erscheinen jedoch insofern auf sekundärer Lager-

¹⁾ Vergleiche hierzu die Bemerkungen von F. Kossmat in „Die morphologische Entwicklung etc.“, pag 29.

²⁾ Im Sinne v. Hilbers, Die Taltreppe. Graz 1912.

stätte, als sie in die nachträglich auf der Kalkfelsterrasse zur Ausbildung gelangten Dolinen einsackten und dort vor der Abtragung bewahrt wurden. Dies gilt wenigstens für den Hauptteil des Schotters.

Fast jede der zahlreichen Dolinen im Raume zwischen Grudenca und Cercek erweist sich bei genauer Untersuchung erfüllt von Schotterlinsen, die stellenweise (so bei Cercek NO, bei Draga Ost und Grudenca Süd) Mächtigkeiten von mehreren Metern aufweisen. Die neue Straße — im Kriege Boroevicstraße benannt. — welche von Reavec nach Draga erbaut wurde, zeigt östlich letzteren Ortes, wo sie den Rand einer großen Doline anschneidet, die schönsten Aufschlüsse.

An dem Anriß^{1b)} ist hier eine über 2 m mächtige Flußschottermasse erkennbar, welche deutlich an der Karstwandung der Doline in abwärts gleitender Bewegung begriffen ist. Ihre gegenwärtige Höhenlage ist 850 m, ihre ursprüngliche noch etwas höher, mindestens in etwa 880 m Seehöhe anzunehmen¹⁾.

c) Die Geröllzusammensetzung der Schotter.

Die Gerölluntersuchung ergab, daß nachstehende Gesteine am Aufbau der Schottermasse Anteil nehmen:

- | | |
|---|---|
| 1. graue Hornsteingerölle ²⁾ . | 6. Gerölle von hellgrauem Sandstein (permisch-tiefertriadisch). |
| 2. rötliche Hornsteingerölle. | 7. Geröll von konglomeratischem Sandstein vom Aussehen der karnisch-ladinischen Sandsteine. |
| 3. helle, weiße Quarzgerölle (Gangquarze) ²⁾ | 8. Geröll von dunklen Tonschiefern. |
| 4. graue Quarzgerölle. ¹⁾ | 9. Quarzgerölle mit eingewachsenen Mineralstengeln (vermutlich Karpholith). |
| 5. Gerölle von rotem Grödener Sandstein ²⁾ . | |

Außer den genannten sind noch ganz ausgelagte Gerölle, die wohl von tonreichen Mergeln abstammen, zahlreich vorhanden.

Sehr auffällig ist das vorwiegend feine Korn der Ablagerung, besonders im Hinblick auf die grobe Beschaffenheit der Geröllmassen des gegenwärtigen Idricaflusses. Im übrigen bestehen lokale Unterschiede in der Geröllgröße. An manchen Stellen liegt eine sandige Masse mit bis linsengroßen und selteneren haselnußgroßen Geröllen vor, an anderen erreichen die Geschiebe durchschnittlich Haselnußgröße, wobei in die Schottermasse einzelne bis nußgroße Gerölle eingebacken sind. Ueber nußgroße Gerölle sind aber äußerst selten. Die größte Schotterlage fand ich an der Straße östlich Draga³⁾ (große Grödener Sandsteingerölle!). Die Gerölle sind fast durchwegs sehr gut abgerundet, was auf einen längeren Transport hindeutet. Der Fluß, welcher diese Schotter gebildet hat, muß ein sehr geringes Gefälle und eine schwache Transportkraft besessen haben. Die große Feinkörnigkeit

^{1b)} Die Wiedergabe der Photographie dieses Aufschlusses muß leider unterbleiben.

¹⁾ Nach der benachbarten Terrassenhöhe zu urteilen.

²⁾ Sehr zahlreich vorhanden.

³⁾ Südl. Grudenca.

des Sediments bestätigt somit vollständig die Annahme, daß der Landschaft zu ihrer Bildungszeit der Charakter einer Einebnung (spätreifen Landschaft) zukam.

Die Schotterdecke kann als Quarz-Hornsteinschotter bezeichnet werden.

Vielfach sind die Gerölle, besonders wenn der Schotter feinkörnig ist, in einen gelbbraunen, sandigen Lehm eingebettet, welcher gegen die rezenten Verwitterungsböden kontrastiert. Der Lehm ist wohl aus dem Zersetzungsrückstand und aus der mechanischen Zerreißung der leichter zerstörbaren Geröllkomponenten hervorgegangen. Die Gerölle, speziell jene aus härterem Material, sind häufig in „Augensteine“ mit mehr oder minder deutlicher Politur umgewandelt worden. Man kann die Ablagerungen nach ihrem Aussehen als „Augensteinschotter“ bezeichnen.

Fürs erste ist die Tatsache überraschend, daß keine Gerölle karbonatischer Gesteine in der Ablagerung anzutreffen sind; dies um so mehr, als doch die Schottermasse einer ausgedehnten Kalktafel eingelagert ist. Die Erklärung hierfür ist zweifelsohne darin zu suchen, daß die jedenfalls in größerer Anzahl in der Schottermasse ursprünglich vorhandenen Karbonatgesteine aufgelöst und weggeführt wurden¹⁾. Dieser Vorgang fand meiner Ansicht nach hauptsächlich bei der mit der Dolinenbildung im Untergrunde in Zusammenhang stehenden sekundären Umlagerung der Schotter statt.

Die Quarz-Hornstein- und Sandsteingerölle können daher gewissermaßen nur als „Lösungsrückstand“ der ursprünglichen Schotter gelten, welche daher nach ihrer Ablagerung noch beträchtlichen Veränderungen unterworfen waren.

Für die morphologische Forschung ist die Frage nach der Herkunft der Schotter von Bedeutung. Auch hier geben die Gerölle, wenigstens teilweise, Aufschlüsse.

Die im Schotter massenhaft vorkommenden Geschiebe von Grödener Sandstein und von hellen Quarzen (Gangquarzen) lassen es mit Sicherheit aussprechen, daß der Fluß einen beträchtlichen Teil der Geschiebe aus dem Einzugsbereich der Idrica herbeigeschafft hat.

Denn nur dort sind permische Sandsteine und quarzführende Schiefergesteine (Schiefergebiet des Blegas!), und zwar in beträchtlicher Ausdehnung verbreitet.

Weniger sicher ist die Frage zu beantworten, ob die Idrica allein oder vereinigt mit dem Isonzo die alte Landschaft durchflossen hat.

Da im Isonzogebiet keine markanten (karbonatfreien) Gesteine vorkommen, die in den Schottern wiederzuerkennen wären, lassen die Gerölle keine sichere Entscheidung zu.

Die in den Schottern so überaus zahlreichen Hornsteingerölle weisen aber eher auf eine Herkunft aus dem Isonzogebiet, als aus dem Einzugsbereiche der Idrica hin. Denn in ersterem sind hornstein-

¹⁾ Dieselbe Erscheinung beobachtete Göttinger (Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östl. Kalkhochalpen Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1918) in den Augensteinfeldern des nordalpinen Kalkplateaus und gab eine analoge Deutung.

führende Schichtmassen in viel größerer Verbreitung als in letzterem entwickelt, obgleich sie auch dort nicht fehlen. Die schon erwähnte Terrasse nordwestlich Grudenca scheint durch ihr in der Richtung zum Isonzo gelegenes Auftreten auch einen alten Isonzotalboden anzuzeigen. Diese Umstände und die Gründe, welche Kossmat für den jugendlichen Charakter des heutigen Isonzotals zwischen Tolmein und Görz beigebracht hat¹⁾, sprechen zugunsten der Annahme, daß die hochgelegene Schotterterrasse im Čepovaner Tal durch einen Fluß aufgeschüttet wurde, der die vereinigten Wässer des Isonzos und der Idrica in altpliocäner Zeit durch das Ternowaner Hochplateau geführt hat.

d) Flußterrassen im Veitsberger Plateau.

Auch im Veitsberger Plateau sind, wenn auch durch jüngere Erosionsformen verdeckt, Reste einer alten Flußterrasse erhalten. In der früher erwähnten Mosorlandschaft, welche den nördlichen Teil des Plateaus einnimmt, senken sich Tälchen mit sanftem Gefälle ab. Sie münden auf eine südlich vorgelagerte, teils terrassenartig, teils infolge jüngerer Dolinen und Uvalaen muldenartig ausgebildete Fläche.

Dieses Niveau beginnt im Osten mit der Ebenheit von Prapetuo brdo. Hier ist die alte Landoberfläche in voller Unversehrtheit erhalten. Sie findet ihre Fortsetzung über die seichte Karstmulde von Pečine (K. 635, K. 633) und, durch den tief einschneidenden Kostanjevicagraben getrennt, in einer Ebenheit unmittelbar südlich Ponikve.

Auch hier gelang es mir wieder, die zugehörigen Flußschotterreste nachzuweisen. Im Uvala von Polje (südwestlich Veitsberg) fand ich lose Gerölle von „Hornsteinaugensteinen“; desgleichen an einem Punkte südöstlich von Pečine (östlich K. 615). Bei dem größten Gehöfte nördlich Pečine (nördlich K. 633) traf ich eine stärkere Schotterlage von ähnlicher Zusammensetzung, wie wir sie am Ternowaner Plateau kennengelernt haben, an. Südlich Ponikve entdeckte bereits Kossmat Schottergerölle. Ich halte die hier etwa 50 m unterhalb der Rumpfebene auftretenden Geschiebe schon nach Art ihrer Lagerung für von ihrer primären Lagerstätte abgerutscht²⁾.

Einen deutlich als abgeglitten erkennbaren Schotterrest (Quarz- und Hornsteingerölle führende Augensteinschotter) mit bis nußgroßen Geschieben fand ich ferner an zwei Punkten am Gehänge des Kostanjevicagrabens oberhalb Slap. (Siehe Fig. 1.)

Auch diese stammen zweifelsohne von der Terrasse von Ponikve ab. All diese Schotterreste betrachte ich als Aufschüttungen eines alten Idricalaufs, welcher den südlichen Teil des Veitsberger Plateaus mit einem Schwemmantel überzogen hat. Die junge Erosion hat die Flußterrasse wieder der Hauptsache nach ihrer Schotterverkleidung beraubt.

¹⁾ F. Kossmat loc. cit. (Ges. f. Erdkunde. Berlin 1916), pag. 25.

²⁾ F. Kossmat hält die Gerölle nach ihrer Höhenlage dem Niveau des Trockentals von Čepovan zugehörig. („Die morphologische Entwicklung etc.“, pag. 36.)

e) Die Entstehung der altpliocänen Landschaft und ihre Beziehung zu den Flußterrassen.

Die weitgehende Abtragung, welche die Hochfläche des Ternowaner Waldes und das Veitsberger Plateau erkennen läßt, die breitsohligen Talböden mit ihrer feinkörnigen Schotterdecke und die darüber sanft aufsteigenden Kuppenlandschaften (Mosore) zeigen an, daß die Gebiete im allgemeinen das Stadium der Spätstufe erreicht hatten¹⁾. Als spätstufende Landschaft soll die alte Oberfläche des Ternowaner Waldes im folgenden stets bezeichnet werden.

Es erhebt sich nun die Frage, ob ihre Entstehung durch normale Erosion oder durch karsthydrographische Vorgänge (etwa im Sinne der Ableitung von Grund)²⁾ zu erklären ist.

Gewisse Teile der Landschaft sind zweifelsohne durch die gewöhnlichen, formgebenden Kräfte geschaffen worden. Die aus Flyschgesteinen aufgebauten Teile des Bainsizza-Plateaus bieten überwiegend das Bild einer normalen Erosionslandschaft dar. Niedere, langgestreckte Wellen fügen sich hier aneinander. Auch die erwähnten Trockentälchen in der Mosorlandschaft des Veitsberger Plateaus zeigen schon durch ihre Existenz das Vorhandensein oberflächlicher Entwässerung im Pliocän an. Sie liegen in einem vorwiegend aus den unterkretazischen Woltschacher Plattenkalken gebildeten Terrain, welche Gesteine wohl infolge der reichlichen Einschaltung mergeliger Zwischenlagen der Verkarstung nicht so sehr zuneigen, wie die Karstkalke oder Dachsteinkalke.

Daß der vereinigte Isonzo-Idricafuß auf der vorherbeschriebenen Flur die Kalkplatte des Ternowaner Waldes auf oberirdischem Wege durchflossen hat, kann keineswegs wundernehmen, zumal bekanntlich auch in der Gegenwart größere Gewässer in vollständig verkarsteten Gebieten ihren Lauf an der Oberfläche zu halten vermögen (zum Beispiel die Narenta).

Die abseits der Flußterrasse gelegenen, ausgedehnten Plateauteile besitzen dagegen meist ein anderes Aussehen. Ein Gewirr von kleinen, rundlichen oder elliptischen Kuppen häuft sich in großer Anzahl auf der alten Landfläche. Manchmal vereinigen sie sich zu Kuppenreihen, welchen langgestreckte Mulden zwischengeschaltet sind. Nirgends lassen sich hier Anzeichen eines Talsystems erkennen oder auch nur kurzläufige Talbodenreste rekonstruieren. Ich kann mich angesichts dieser Tatsachen nicht vor der Ansicht verschließen, daß hier eine Landschaft vorliegt, die sich in einem weit vorgeschrittenen Stadium des Verkarstungsprozesses befindet.

In sehr charakteristischer Form tritt dieser Oberflächentypus in der Kegelberglandschaft am Plateauteil südöstlich von Čepovan (Lokovec) zutage. Ueber flachen, ausgedehnten und mit Dolinen besetzten Mulden erheben sich die Kegel des Volnik (K. 955), des Rojcev vrh (K. 994) und ihre Nachbarn. Das Landschaftsbild entspricht dem spätstufenden Stadium des Karsterosionszyklus nach der Terminologie von

¹⁾ Davis-Braun, Grundzüge der Physiogeographie.

²⁾ A. Grund, Der geographische Zyklus im Karst. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1914, pag. 621 ff.

Grund¹⁾, wobei die charakteristischen Cockpitts den Oberflächencharakter kennzeichnen. Die Entstehung dieser Kuppen kann nicht aus einem einheitlichen, von der Pliocänzeit bis zur Gegenwart wirkenden Korrosionszyklus abgeleitet werden. Denn die Kegelberge erscheinen einem Niveau von breiten, flachen Mulden, die sich der Höhenlage nach den angrenzenden Flußebenen einfügen, aufgesetzt. Es erscheint unmöglich, daß die Korrosion, die im Bereiche der altpliocänen Flußterrassen höchstens eine „reife“ Landschaft erzeugt hat, im Gebiete der angrenzenden Kalkhochflächen in gleichen oder ähnlichen Gesteinen ein Karstrelief von spätreifem Alter hätte schaffen können, wie es in der Cockpittlandschaft zum Ausdruck kommt.

Die in den zwischen den Cockpitts gelegenen Mulden auftretenden Dolinen und Uvalaen sind dagegen zweifelsohne jüngerer Entstehung und stellen eine nachträgliche Modifikation der spätreifen Karstlandschaft durch die Einwirkung der im wiederbelebten, bis zur Gegenwart andauernden Korrosionszyklus ununterbrochen tätigen, chemischen Lösungskräfte dar.

Die Ternowaner Hochfläche entspricht demnach einem altpliocänen, spätreifen Karst, der im höheren Pliocän und Quartär eine durchgreifende Verjüngung erfahren hat, die in der Einenkung eines frühreifen bis reifen Karstes in seine alten Züge besteht.

Aus diesen Darlegungen ergibt sich, daß auch schon im Pliocän, abseits von den größeren Flußläufen, je nach der Beschaffenheit des Untergrundes oberirdische Entwässerung oder Karsthydrographie entwickelt war. Allerdings war letztere, wie manche Anzeichen erkennen lassen (Trockental von Čepovan, Trockentälchen im Veitsberger Plateau etc.), noch nicht in dem Maße, wie in der Gegenwart zur Geltung gelangt.

Die Aufschotterung des pliocänen Isonzo-Idricafusses betrachte ich als normale Folgeerscheinung im Entwicklungsgang des geographischen Zyklus. Im Sinne Lehmanns²⁾ interessanten Ausführungen erscheint die Aufschotterung in der ausgeweiteten Talsohle bei Herannahen des spätreifen Stadiums eines Flußtals als normaler Vorgang. Der Fluß ist bei dem geringen Gefälle und gelegentlicher, seitlicher Behinderung (durch Gehängeschutt etc.) nicht mehr befähigt, seine Schuttmenge weiterzutransportieren. Er ist vielmehr genötigt, aufschüttend seine Talsohle zu erhöhen und schließlich durch Lateralerosion (bei abnehmender Akkumulation) sich zu einem breiteren Sohlental umzugestalten.

Während hierdurch die Talsohle ständig wächst, wird naturgemäß in der angrenzenden Landschaft die Oberfläche durch weitere Abtragung fortdauernd erniedrigt. Am Ende des Zyklus, woselbst die Aufschüttung ihr höchstes Ausmaß erreicht hat, muß auch die Denudation der benachbarten Plateauteile am weitesten vorgeschritten sein.

¹⁾ Loc. cit.

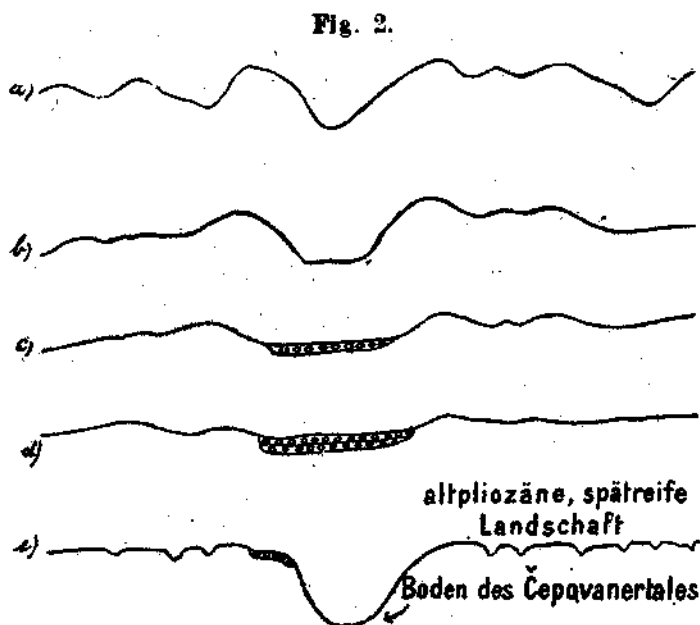
²⁾ Dr. O. Lehmann, Tal- und Flußwindungen und die Lehre vom geographischen Zyklus. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1915.

Die Ebenleiten, Tälchen und Karstmulden in der angrenzenden, spätreifen Landschaft werden am meisten der Sohle des Haupttales sich angepaßt haben.

Bedenkt man, daß die auf der Terrasse sichtbaren, oft bis mehrere Meter mächtigen Schotterbänke schon nach ihrer Geröllzusammensetzung (Fehlen der Karbonatgesteine!) nur einen geringen Teil der einstigen Schotterbedeckung darstellen können, so ist die Annahme einer ursprünglichen 30–50 m betragenden Mächtigkeit der Schottermasse nicht von der Hand zu weisen.

Tragen wir eine Schotterschicht von solcher Stärke auf der früher erwähnten, 50 m in die Landfläche eingekerbte Felsterrasse auf, dann paßt sich der obere Rand der Aufschüttung vollkommen dem allgemeinen Niveau der spätreifen Landschaft ein.

Die schematische Fig. 2 zeigt, wie sich meiner Auffassung nach die Beziehung zwischen Schotterdecke und spätreifer Landschaft darstellt. (Schema ohne Rücksicht auf den Karstzyklus.)



a–d Lateralerosion, Abtragung und Akkumulation des altpliozänen Zyklus.

e Tieferosion des höherpliozänen (Čepovaner) Zyklus.

Die das Čepovaner Tal 300 m über seiner Sohle begleitenden Terrassengesimse sind demnach als der bloßgelegte Felskern einer einst mächtigen Schotterterrasse, die ihrer Entstehungszeit und ihrem Wesen nach eng mit der Ausbildung der spätreifen pliocänen Landschaft in Verbindung steht, anzusehen. Letztere ist teilweise durch normale Erosion, teilweise auf dem Wege der Karsthydrographie entstanden.

3. Störungen und Verbiegungen der altpliocänen spätreifen Landschaft.

Die alte Landoberfläche zeigt in dem betrachteten Gebiet sehr große Niveauunterschiede. Ihre größte Höhenlage erreicht sie mit über 1000 m im Woiskaplateau, die tiefste mit etwa 500—600 m in der Umgebung von Britof.

Durch das unvermittelte Aneinandertreten der gleichartig ausgebildeten, spätreifen Landformen in so verschiedener Höhenlage und durch die Tatsache, daß gerade an diesen Linien im geologischen Bau des Gebirges Bruchstörungen nachweisbar sind, ergibt sich eine jüngere, schollenförmige Zerstücklung der Oberfläche. Da ferner die Talbildungen des nächstjüngeren, vermutlich oberpliocänen Niveaus (= Cepovaner Niveau) von der Schollenzerteilung nur in geringerem Maße betroffen wurden, fällt ein beträchtlicher Teil dieser Gebirgsbewegungen in die Zeit vor dessen Entstehung.

Die markanteste Störungslinie, welche die Plateauflächen durchstreicht, ist der Idrianer Bruch. Wie Kossmat erwiesen hat, ist das nordöstlich gelegene Veitsberger Plateau gegenüber dem Ternowaner Hochkarst um zirka 250—300 m abgesunken oder besser ausgedrückt, letzterer um diesen Betrag stärker als ersteres emporgewölbt. Hierdurch ist der Nachweis für Gebirgsbewegungen am Idrianer Bruch, die nach Ausbildung der unterpliocänen Landschaft eingetreten sind, gegeben.

Dies Verhältnis der jüngeren, oberpliocänen Talböden zur spätreifen Landschaft in beiden Plateauflächen zeigt, daß die Bewegungen am Idrianer Bruch ganz (oder wenigstens fast ganz) vor Bildung ersterer erloschen waren.

Gegen Osten hin nimmt nach Kossmat die Sprunghöhe des Idrianer Bruches ab. Hier hebt sich am Plateau von Srebelje die alte Landschaft, wie man von Veitsberg aus deutlich erkennen kann, in steilem Anstieg bei flexurartiger Aufbiegung zu der jenseits des Idrianer Bruches gelegenen Hochfläche von Woiska empor.

An der Bruchstörung Globna-Gargaro, welche die Südwestbegrenzung des Ternowaner Hochkarstes bildet, ist die Plateaufläche flexurartig hinabgebeugt.

Die Bewegungen an dieser Störungslinie sind jedoch noch jünger als das „Cepovaner Niveau“¹⁾.

Der zwischen dem Idrianer Bruch und der Störung Globna-Gargaro gelegene Plateauteil wird von mehreren, von Kossmat²⁾ nachgewiesenen Brüchen durchschnitten, die teils NW- (WNW-) Richtung, teils einen nord-südlichen Verlauf aufweisen. (Siehe Fig. 1.) Kossmat nahm an, daß die Bewegungen an diesen Störungen zur Gänze bereits vor Ausbildung der altpliocänen Landschaft erloschen gewesen seien, da durch die Brüche keinerlei Niveauverschiebung der Plateauteile erzeugt werde.

¹⁾ F. Kossmat, loc. cit. pag. 37.

²⁾ Der küstenländische Hochkarst etc. Verh. d. k. k. geolog. R.-A. 1909, pag. 108—110.

Eine genauere Betrachtung des Landschaftsbildes konnte mich jedoch von der Richtigkeit dieser Annahme nicht bei allen Störungen überzeugen.

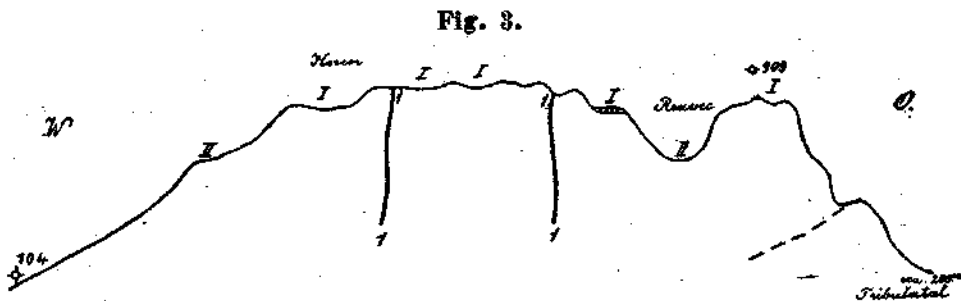
Vielmehr beobachtete ich an einigen Brüchen ein Absetzen der Plateaulandschaft, die an einem allerdings nicht sehr namhaften Höhenunterschiede der angrenzenden Flächenteile wahrzunehmen ist.

a) Westlich Čepovan quert ein deutlicher westnordwestlicher Sprung die Landplatte, welche auf der Spezialkarte als Lokovecplateau bezeichnet ist. Während die Plateaufläche im Süden der Störung etwa 850 m Seehöhe aufweist, tritt sie nordwärts des Bruches in einem Niveau von 950—1000 m zutage, eine Sprunghöhe von etwa 100 bis 150 m anzeigend.

Die Senkung des Südflügels (nach dem morphologischen Bild) stimmt mit den von Kossmat geschilderten geologischen Verhältnissen (Aneinandergrenzen von Hauptdolomit [Obertrias] im Norden an Megalodontenkalk [oberste Trias] im Süden) gut überein.

b) Ein dem Verlaufe der Čepovaner Rinne paralleler Sprung durchsetzt, N—S verlaufend die Plateaufläche. (F. Kossmat, loc. cit., pag. 109.) Ich habe den Eindruck, daß die östlich gelegene Landfläche, die allerdings nur mehr in spärlichen Resten erhalten ist, um zirka 50 m tiefer gelegen ist, als der westliche Plattenteil. Hierdurch wäre eine Senkung des östlichen Flügels an der Störung angezeigt, was mit dem von Kossmat erwiesenen geologischen Bild (Abstoßen der Hauptdolomitschichten im Westen, an obertriadische Megalodontenkalke im Osten) harmonisiert. Westlich Grudenca scheidet dieser Bruch die östliche, tiefergelegene, schotterführende Terrasse von Grudenca (Seehöhe um 856 m) von dem etwa 40 m höher gelegenen, schon früher erwähnten Terrassenrest am Nordabfall des Veli vrh. Auch hierdurch ist eine jüngere Verschiebung nahegelegt¹⁾.

c) Eine dritte Störung, die durch Kossmats Studien festgelegt wurde, zieht zur vorigen parallel und dann 2 km westwärts von ihr durch die Plateaufläche.



Anmerkung bei K. 104: Isonzotal: Bei Reavec: Čepovaner Talboden
— — — harte Kalkstufe.

¹⁾ Im nördlichen Teil des Bruches ist nach dem geologischen Bild allerdings die westliche Scholle die gesenkte. Es ist aber zu berücksichtigen, daß die Hauptbewegung an der Störung älter als die pliocäne Landschaft ist und daß bei dem jungen Aufleben der Bewegung, wie es häufig der Fall ist, ein verschiedenes relatives Verhalten der beiden aneinander bewegten Schollen eingetreten sein kann.

Auch hier gewann ich den Eindruck einer jungen (nach Ausbildung der spätreifen Landschaft eingetretenen) Verschiebung an der Störung, und zwar einer Senkung des westlichen Flügels um 100—150 m. Die Bruchlinie, welche in ihrem Verlaufe durch eine Reihe von Uvalen markiert wird, scheidet die östliche, etwa 1000 m hoch gelegene Landfläche von der westlichen, etwa 850 m hohen Landschaft im Raume von Kal. In letzterem Gebiete ist die Niveaufläche infolge des Auftretens des für ihre Erhaltung ungünstigen Eocänflysches nur mehr in einzelnen Resten wahrzunehmen. (Fig. 1.)

Ich gelange so zum Resultat, daß an den erwähnten Brüchen noch in höherpliocäner Zeit Schollenbewegungen in allerdings nicht sehr bedeutendem Ausmaße sich vollzogen haben, die aber, wie wenigstens an den NW streichenden Brüchen mit Sicherheit zu erkennen ist, bei Ausreifen des Čepovaner Tales zur völligen Ruhe gekommen waren. Denn sein prächtiger Talboden erfährt durch diese Störungen keinerlei Niveaushiftung¹⁾. (Fig. 3.)

An den genannten Verwerfungen ist aber, ähnlich wie am Idrianer Bruch, ein wesentlicherer Teil der durch das geologische Bild erkennbaren Sprunghöhe schon auf Bewegungen, die in die Zeit vor Bildung der Hochfläche fallen, zurückzuführen.

Die Hebung der Ternowaner Platte war auch innerhalb der von den Brüchen umgrenzten Schollen keine gleichförmige. In dem Plateauteil zwischen Britof und Čepovan ist ein Ansteigen der Landfläche von 600 m im Südwesten bis zu 850 m im Nordosten wahrzunehmen.

Aus der Tatsache, daß das Čepovaner Tal an seinem Nordende um zirka 100 m tiefer in die Plateaufläche eingesenkt ist, als im mittleren Teil bei Čepovan, folgt eine stärkere Aufbiegung der Ternowaner Platte an ihrem Nordrande, zu der Zeit, als das Čepovaner Tal in Ausarbeitung begriffen war. Die Erscheinung ist wohl als eine flexurartige Schleppung der Scholle an der dort durchziehenden sich weiterbildenden Idrianer Bruchlinie aufzufassen.

Die Bewegungen an den Störungen, die die Schrägstellung der alten Landschaft erzeugt haben, gehen auf Gebirgshebungen, nicht aber auf ungleichförmige Schollensenkungen zurück. Kossmat hat die Argumente, die für diese Auffassung sprechen, bereits in unzweideutiger Weise hervorgehoben²⁾.

4. Das Niveau des Trockentals von Čepovan.

a) Allgemeines über das Čepovaner Tal.

In wunderbarer Klarheit ist das Trockental von Čepovan in die verkarstete, spätreife Landschaft eingesenkt. Es ist der deutlichste der höherpliocänen Talböden, welche in zahlreichen breitsohligen Resten im Görzer und Krainer Karst wahrzunehmen sind.

¹⁾ Die Störung Globna-Gargašo ausgenommen.

²⁾ F. Kossmat, Der küstenländische Hochkarst, pag. 124.

Ich will noch einige Ergänzungen zu Taramelli's, Brückner's und Kossmat's Darstellung hinzufügen:

Der Charakter der Čepovaner Furche ist der einer reifen Talform. 300—400 m tief eingesenkt in die Landfläche zieht das wasserlose Tal quer durch die Platte des Ternowaner Karstes, als wäre es mit einem scharfen Werkzeug in die harte Tafel eingekerbt worden. Es beschreibt einen gegen Südosten konvexen Bogen und ist in seinem nördlichen Teil gegenüber der Flußschotterterrasse der altpliocänen Landschaft etwas mehr gegen Osten geschoben.

Seine bogenförmige Anlage geht schon auf jene Zeit zurück, in welcher der Fluß noch auf der spätreifen Landschaft dahinflöß. Denn hätte der Fluß nicht senkrecht in seine Unterlage eingeschnitten, so müßten sich unbedingt Terrassenreste an seinem Rande nachweisen lassen. Nachdem aber die Kalkplatte überall bis an den messerscharfen Rand des Čepovaner Tales herantritt, ist eine nennenswerte Verschiebung der Talsohle seit Ausreifen der altpliocänen Einebnung ausgeschlossen.

Man hat daher in diesem Falle, wenn man den Gesamtverlauf des Čepovaner Tales in Betracht zieht, das Recht, von einer eingesenkten Flußkrümmung zu sprechen.

Das Čepovaner Tal hat sich, wie bereits angedeutet wurde, in die ansteigende Scholle des Ternowaner Hochkarstes während dessen Hebung eingeschnitten, ist daher als antezedentes Durchbruchstal zu bezeichnen. Die Bewegung der Platte muß so langsam vor sich gegangen sein, daß die Erosion des Flusses damit gleichen Schritt halten konnte.

Da, wie erwähnt, das Tal an seinem Nordrande um zirka 100 m tiefer eingesenkt ist als in der übrigen Strecke, so war die Hebung an ersterer Stelle bedeutender. In Zusammenhang damit ist die Tatsache von Interesse, daß gerade dieser nördlichste Teil der Čepovaner Furche fast jeglicher Talsohle entbehrt und somit bei steilen, seitlichen Hängen einen V-förmigen Querschnitt aufweist. Im Gegensatze hierzu ist es in seinem übrigen Teil meist durch eine breitere, stellenweise sogar bis über 1 km breite Talsohle ausgezeichnet. Nördlich des Ortes Čepovan ist sogar ein Umlaufberg in Gestalt einer niederen Kuppe erhalten.

Im Sinne der von Lehmann jüngst aufgestellten Terminologie ist das Čepovaner Tal in seinem nördlichen Teil daher als enges V-förmiges Sohlental, in seinem mittleren (und südlichen Teil) als offenes V-förmiges Sohlental und als breiteres Sohlental zu bezeichnen.

Der Unterschied findet wohl in Nachstehendem seine Erklärung: Während der Fluß in seiner nördlichen Strecke in der dort stärker ansteigenden Platte seine ganze Kraft zur Bewältigung der Tiefenerosion entfalten mußte und daher eine scharfe Kerbe erzeugte, fand er in dem südlich anschließenden, etwas langsamer ansteigenden Teil Gelegenheit zur Lateralerosion, zur Entwicklung einer breiten Talsohle und sogar zur Mäanderbildung (Umlaufberg!) ¹⁾

¹⁾ Nennenswerte Festigkeitsunterschiede im Gestein sind nicht vorhanden.

b) Karsthydrographie und Gehängelehmbildung.

Daß das Čepovaner Tal auf dem Wege normaler Erosion durch fließendes Wasser geformt wurde, ist selbstverständlich. Daß es, ähnlich wie wir es bei dem älteren, altpliocänen Talboden angenommen haben, sehr wahrscheinlich von den vereinigten Wässern des Isonzos und der Idria erodiert wurde, ist einleuchtend. Die verkarstete Platte des Ternowaner Waldes wurde also im höheren Pliocän (Mittel-, Oberpliocän?) noch von einem großen Fluß durchquert. Dagegen hatten, wie ich mit Bestimmtheit angeben kann, die angrenzenden Plateauteile damals bereits vollständigen Karstcharakter.

Denn es wäre sonst unerklärlich, daß auf dem zirka 20 km langen Laufe des Čepovaner Tales zwischen Reavec im Norden und Fobca im Süden keine einzige, auch nur unbedeutende Seitenfurche in dessen Talboden einmündet. Die Niederschlagwässer der Plateauflächen müssen daher unbedingt auf unterirdischem Wege dem Čepovaner Flusse zugeführt worden sein.

Ich erachte hierdurch das Vorhandensein der Karsthydrographie, in den Kalkplateaus, die ich für das ältere Pliocän vermutet hatte, im höheren Pliocän als unbedingt erwiesen¹⁾. Die Gehänge des Čepovaner Tales und teilweise auch dessen Talboden sind stellenweise von einem gelblichen, sandigen Lehm erfüllt, welcher oft eine mehrere Meter starke Verkleidung der Böschungen bildet.

Die Hauptverbreitung dieser Gehängelehme liegt im Nordteil des Čepovaner Tales, und zwar an dessen Westgehänge. Der Lehm ist von den andersfarbigen, rezenten Erden deutlich zu unterscheiden. Fast allerorts enthält er zahllose kleine und größere Augensteingerölle. Stellenweise ist durch Feinerwerden des Korns ein Uebergang den sandig-schottrigen Lagen zu feinsandigem Lehm zu erkennen.

Aus diesen an den schönen, neuen Straßenaufschlüssen gewonnenen Erfahrungen schließe ich, daß der Gehängelehm im wesentlichen aus der Verwitterung, Zersetzung und Umlagerung der die Terrasse bedeckenden, altpliocänen Schotterdecke hervorgegangen ist. Es ist der kriechende Gehängeschutt und der Schwemmschutt, der, von der Terrasse abstammend, im Laufe langer Zeiträume während und hauptsächlich wohl auch nach Erosion der Čepovaner Furche talwärts gewandert ist.

Durch die Regenbäche gelangten seine feineren Partikelchen stellenweise bis in den trockengelegten Čepovaner Talboden und bildeten eine diesen lokal überziehende Decke von sandigem Lehm. Auf diese Weise erklärt sich die Tatsache, daß die gröberen Geröllager — abgesehen von ihrer primären Lagerstätte an der Terrassenkante — in den oberen Teilen des Gehänges anzutreffen sind, während die

¹⁾ Ein Hinweis auf das alte, unterirdische Entwässerungsnetz kann vielleicht in der Quelle östlich von Čepovan gesehen werden, wo nahe der Talsohle aus einem Schlund eine Wasserader zutage tritt, um unweit davon wieder im Boden zu versinken. Anzeichen rückschreitender Quellerosion sind an der Austrittsstelle zu erkennen. Hier und an einer ähnlichen Stelle oberhalb Reavec sind vielleicht Reste jenes alten, subterranean Rinnensystems erhalten, welches dem Niveaues Čepovaner Tales angepaßt war.

feinkörnigeren Lagen vorwiegend am tieferen Abhang und an der Talsohle wahrzunehmen sind. An mehreren Stellen konnte mit Sicherheit erkannt werden, daß die Augensteinschotter und Lehme nicht etwa eine primäre Anlagerung an die Talwand darstellen, sondern nach Art ihrer unteren Begrenzung am Gehänge abwärtsgeglitten sind.

c) Die Entstehung der Augensteine.

Auf Grund dieser Darlegungen glaube ich auch der Frage der Augensteinbildung näherzutreten zu können.

Die Augensteine führender Schotter erscheinen mir gewissermaßen als der Lösungsrückstand der altpliocänen Schotterdecke, welche durch Auflösung und Wegführung aller karbonatischen Bestandteile, durch Zersetzung und Verlehmung ihrer sonstigen verwitterbaren Komponenten beraubt wurde, während die aus Quarz, Hornstein und Quarzsandstein bestehenden Gerölle allen Angriffen zum Trotz erhalten geblieben sind. Im gleitenden Gehängelehm durch lange Zeiträume abwärts rutschend, in dessen sandiger Masse wie durch ein Schleifmittel geglättet und poliert, erlangten sie jenes eigentümliche Aussehen, welches in der Literatur unter der Bezeichnung „Augenstein“ bekannt ist.

Daß die Gerölle mit Annäherung an die Talsohle (des Čepovaner Tales) im zunehmenden Maße als Augensteine ausgebildet sind und daß eben dort kleinere Gerölle vorherrschen, kann nach dem Vorwähnten kaum wundernehmen.

Die hier über die Entstehung der Augensteinschotter gewonnenen Erfahrungen stehen in schöner Uebereinstimmung mit den grundlegenden Resultaten Götzingers¹⁾ über die Bildung der Augensteine auf den Kalkhochflächen der Nordalpen. Auch Götzinger führt das Fehlen der karbonatischen Bestandteile auf sekundäre Auflösung der Kalkgerölle zurück.

Für das Problem der Augensteinbildung scheint sich aus meinen Studien noch das Resultat zu ergeben, daß der tatsächliche Fundort der Gerölle nicht der Stelle entspricht, an welcher sie abgelagert wurden, sondern schon ihre Existenz auf einen längeren oder kürzeren Transport im sandigen Gehängelehm hinweist, sei es, daß die Gerölle im Trichter einer Doline oder Karstmulde, sei es, daß sie an einem Berggehänge auftreten. Sicherlich befinden sie sich vielfach schon einige 100 m unterhalb ihrer ursprünglichen Ablagerungsstelle (auch in Karstmulden).

Ich habe für das Gebiet des Ternowaner Karstes die Ueberzeugung gewonnen, daß hier nicht eine Vielheit von Augensteinniveaus vorhanden ist, sondern nur eine einzige, altpliocäne, mächtige Schotteraufschüttung, von welcher aus in jüngerer Zeit durch kriechenden Gehängeschutt und durch Schwemmschutt Hänge und Karstmulden mit sandig-lehmigen Schotterresten überzogen wurden.

¹⁾ G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien 1913, pag. 52.

d) Die Bildung der Uvalen und Dolinen im Ternowaner Hochkarst.

Welche Karstformen in der Landschaft, die die Ternowaner Hochfläche gegenwärtig aufweist, reichen in die Bildungszeit des Čepovaner Tales zurück?

Für diese Frage ist es von Bedeutung, daß die breite Talsohle des Čepovaner Tales bedeutend geringere Verkarstungserscheinungen (Dolinenbildung etc.) aufweist, als die angrenzenden Hochflächen.

Wohl sind hie und da seichte Dolinen von meist geringem Umriß in die Sohle dieses Tals eingesenkt. Jene tiefen Karstmulden (Uvalen) und jene großen Dolinen, wie sie allerorts auf der Plateaufläche auftreten, sind hier nicht wahrzunehmen. Ich glaube daraus schließen zu dürfen, daß ein Teil der Verkarstung der Ternowaner Fläche bereits in die Zeit vor Entstehung des Čepovaner Tales zu setzen ist.

Der nördliche Teil des Ternowaner Plateaus wird von 2 tiefen Karstmulden durchzogen, welche eine ausgesprochene Nord-Südrichtung aufzeigen. Die östliche Mulde ist durch die Senke Draga-Spilencak-Cercek-Na Prevalu gegeben und besitzt bei einer Breite von nur wenigen 100 Metern eine Länge von zirka 5 km. Ihr tiefster Punkt liegt bei K. 788.

Die westliche Mulde beginnt bei K. 981 (östlich Koren), führt ostlich K. 931 vorbei und geht im Süden über Na Lovpah hinaus. Sie zeigt bei K. 888 ihre tiefste Lage. (Siehe Fig. 1, punktierte Fläche.) Diese abflußlosen Mulden sind bis 200 m in die Oberfläche eingesenkt. In sehr auffälliger Weise stimmt der Verlauf dieser Depressionen mit den bereits früher erwähnten Störungen überein, deren Aufleben auch in der der Bildung der alten Landschaft nachfolgenden Zeit angenommen wurde.

Es liegt daher die Annahme nahe, daß an Stellen stärkerer Lockerung des Gesteinsgefüges eine besonders intensive Karsterosion wirksam war und die Bildung dieser langgestreckten, in ihrer Richtung von den Störungen abhängigen Uvalen hervorgerufen hat. Die östliche Karstmulde birgt an mehreren Stellen im Schoß ihrer Dolinen Reste einer Augensteinschotterdecke, die nach den höher gelegenen Terrassenresten zu urteilen bis über 100 m tief nachträglich eingesunken sind. Es liegt hier das Gegenstück zu den am Gehänge des Čepovaner Tales abwärts gleitenden, Augenstein führenden Gehängeschuttbildungen vor.

Ich vermute, daß der Beginn in der Ausbildung dieser großen Karstmulden wie überhaupt der tieferen und ausgedehnteren Dolinen in jene Zeiten zurückreicht, in welchen die reife Talform von „Čepovan“ in Entstehung begriffen war.

In den breitsohligen Karstmulden mit ihren weitausladenden Gehängekurven erblicke ich die karsthydrographischen Äquivalente der „fluviatilen“ Erosion, die das Čepovaner Tal und die tiefer eingeschnittenen, rezenten Täler geschaffen hat.

Ich vermute, daß solch ausgedehnte Wannen nur in sehr langen Zeiträumen entstehen konnten, wobei eine seitliche Ausweitung der auf dem Wege der Karsterosion entstandenen Oberflächenformen und ein Zusammenwachsen der sich bildenden Dolinen zu kleinen oder

größeren Mulden Platz gegriffen hat. Die an den jüngeren Flächen (zum Beispiel Talsohle des Čepovaner Tales) später einsetzende Karst-erosion schafft nicht mehr so tiefe und große Karstformen (Uvalen und Trichter), wie sie uns im Bereiche der altpliocänen Hochfläche entgegentreten.

Die beiden erwähnten großen Uvalen sind nicht bis zur selben Tiefe wie das „fluviatile“ Čepovaner Tal eingetieft worden, und zwar das diesem jungpliocänen Talboden nähergelegene tiefer, als das entferntere (Senke Na Levpah).

Aus meinen Angaben erhellt, daß sich im Ternowaner Karst neben dem reifen, fluviatilen Čepovaner Tal auch die Anzeichen eines frühreifen Karstes bemerkbar machen, welcher der spätreifen Landschaft (zum Teil Karstlandschaft im Cockpittstadium) der vorangehenden Epoche seine jüngeren Züge aufgeprägt hat. Diese treten in besonders markanter Weise entlang von Bruchstörungen zutage.

e) Ein höherpliocäner Talbodenrest am Westrande des Ternowaner Hochkarstes (Bate-Tal).

Im westlichen Teil des Ternowanerplateaus gelang es mir, den Verlauf eines zirka 6—7 km langen Trockentals nachzuweisen, welches von der Ortschaft Vrh über Bate und Ravne bis gegen Zabrdó zu verfolgen ist, wo es in den hier flexurartig abgobogenen Rand des Čepovaner Tales einmündet.

Es ist durch einen Seitenbach des Čepovaner Flusses erzeugt worden, welcher wohl den westlichen Teil des Bainsizzaplateaus und den Kuk-Jelenikrücken entwässert hat. Da sein Einzugsgebiet zum beträchtlichen Teil in Flysch gelegen war, welcher namhafte Wassermassen lieferte, war der Bach imstande, seinen längeren oberflächlichen Lauf zu behaupten. Auch dieses Tal zeigt, speziell bei Bate und Ravne durch seine breite Sohle den „reifen“ Charakter an. Die Plateaufäche fällt mit steilem Rande gegen dasselbe ab. Seine Höhenlage ist bei Vrh und östlich Jelenik über 600 m (K. 601, 629 m), bei Bate 589 m, bei Ravne (infolge Verbiegung) 520 m; Höhen, welche mit jenen des Čepovaner Tales übereinstimmen.

Wie aus der Karte zu ersehen ist, betrachte ich auch die Talböden, beziehungsweise Terrassenreste südwestlich Kal demselben Niveau zugehörig.

f) Terrassenreste des Čepovaner Niveaus im Isonzotal.

Am Isonzoknie bei St. Luzia sind prächtige, zweifelsohne dem Čepovaner Niveau angehörige Talbodenreste auf der Kuppe K. 509 (Tolmein Süd) und am Nordabhang von K. 588 wahrzunehmen. Erstere zeigt einen prächtigen Terrassenboden, letzterer bildet ein deutliches Eck¹⁾. Es sind zweifelsohne alte Isonzotalböden, welche noch jenem Laufstück dieses Flusses angehören, welches oberhalb des damals vom Isonzo durchströmten Čepovaner Talboden gelegen war.

¹⁾ Bezeichnung nach J. Šolch in „Eine Frage der Talbildung“. Bibliothek geogr. Handbücher. Festband. Albrecht Penck. Stuttgart 1918.

Aus dem im leichter erodierbaren Flyschgebiet gelegenen Isonzotal unterhalb St. Luzia sind mir keine deutlichen Terrassenreste, die diesem Niveau zuzuzählen wären, bekannt geworden. Uebrigens floß der Isonzo damals sehr wahrscheinlich nicht auf dieser Strecke, sondern durch die östlich gelegene Čepovaner Rinne.

Am Kamm des Kolowrat sah ich bei Kostanjevica (Δ 646) einen Rücken quereude Trockenrinne, die nach ihrer Höhenlage dem Čepovaner Niveau zuzuzählen ist.

g) Terrassen vom Alter des Čepovaner Tales im Veitsberger Plateau und im Idricatal.

Am Veitsberger Plateau fand ich zwischen Pečine und Veitsberg eine Anzahl von Trockentälchen auf, welche in die altpliocäne Oberfläche eingesenkt erscheinen und eine noch teilweise oberirdische Entwässerung des Gebietes zu ihrer Bildungszeit anzeigen.

Ihr Niveau (von 600 m auf zirka 580 m sich absenkend) stimmt mit jenem des gegenüberliegenden Čepovaner Tales überein. Die Tälchen sind durch diesem zustrebende Seitenbäche gebildet worden. Auch die karsthydrographischen Äquivalente dieser und der jüngeren Talböden konnten hier aufgefunden werden. Sie sind besonders in dem Uvala von Ponikve und jenem von „Polje“ (bei Veitsberg) erkennbar. Diese Karstmulden sind 30—50 m in die altpliocäne Landschaft wannenförmig eingesenkt.

An ihren Rändern konnten abgerutschte Reste der alten Schotterdecke nachgewiesen werden. (Siehe pag. 30.)

Das Veitsberger Plateau zeigt daher in etwas verkleinertem Maßstab dasselbe Bild wie die Ternowaner Platte.

Ein Unterschied macht sich jedoch in folgendem geltend:

Zur Ausbildungszeit des Čepovaner Tales wurde die Ternowaner Fläche auf dem Wege normaler Erosion und insbesondere auf jenem der Karsthydrographie vermöge einer starken Hebung abgetragen; das Veitsberger Plateau hingegen änderte während dieser Zeit nur wenig seine Niveaulage. Deshalb sind in ersterem ältere und jüngere Erosionsformen schärfer voneinander geschieden und durch große Niveauunterschiede getrennt, in letzterem hingegen nahe einander gerückt, stellenweise sogar ineinander verfließend.

Der Formenschatz des Veitsberger Plateaus bestätigt somit die Auffassung, daß diese Scholle an der Hebung des Ternowaner Plateaus damals nur in geringem Maße teilgenommen hat und daß daher der beide Plateauflächen trennende Idrianer Bruch noch in pliocäner Zeit in Wirksamkeit gewesen ist.

Eine sehr auffällige Terrasse, schon von Kossmat erwähnt, ist am Ostrande des Veitsberger Plateaus bei Poljice wahrzunehmen. Ihre Seehöhe ist 533 m. Sie ist zweifelsohne von der Idria gebildet worden. Seither hat eine Abdrängung des Flusses gegen Süden stattgefunden, was wohl auf den Einfluß der von Norden her einmündenden Seitenbäche zurückzuführen ist.

Interessant ist die Frage nach dem Alter der eigentümlichen, bogenförmigen Schleifen des Idricaflusses zwischen Tribuša und Straža (Reka). Mag auch seither an diesen eine seitliche Verschiebung der Krümmung stattgefunden haben¹⁾, so reicht doch ihre Anlage im wesentlichen bereits in das Unterpliocän zurück. Denn die den Idricafluß einsäumenden Plateauflächen von Veitsberg und Šrebelje, welche meist mit scharfem Rand an den Fluß herantreten, lassen nur wenig Raum für die Verschiebung der Flußwindungen seit dem Beginne ihrer Eintiefung zwischen sich.

Ihre erste Anlage ist daher ebenso wie die Krümmung des Čepovaner Tales mindestens in die Zeit der altpliocänen Landschaft zu setzen. Es liegen demnach eingesenkte Flußkrümmungen vor.

5. Störungsphase nach Ausbildung des Čepovaner Talniveaus.

Die sicher nachweisbaren Störungen, welche nach der Bildung des Čepovaner Tales eingetreten sind, finden, wie schon Kossmat gezeigt hat²⁾, ihren Ausdruck in einer sattelförmigen Aufwölbung der Ternowaner Platte und in einem flexurähnlichen Abbruch derselben gegen SW am Bruch von Globna-Gargaro³⁾. Die Flexur beginnt bei Fobca und senkt den Čepovaner Talboden rasch ab. Meiner Auffassung nach ist der in der streichenden nordwestlichen Verlängerung der Flexur von Fobca gelegene rasche Abfall des Batetales eine Fortsetzung dieser jugendlichen Abbiegung. Bei diesen jungen Bewegungen wurde der Ternowaner Hochkarst und das Veitsberger Plateau in gleicher Weise emporgewölbt und hierdurch die Erosionstätigkeit der Flüsse neu belebt.

Mit mancherlei Unterbrechungen (in präglazialer Zeit, im älteren und jüngeren Diluvium) dauert die Tiefenerosion des Isonzos bis auf den heutigen Tag fort.

Das wichtigste Ergebnis der letzten Erosionsphase ist die Verlegung des Isonzolaufes aus dem Čepovaner Tal in seine heutige Rinne. Wie schon Kossmat wahrscheinlich gemacht hat, ist diese Erscheinung durch Anzapfung des Isonzolaufes oberhalb Tolmein von seiten einer im leicht erodierbaren Flysch arbeitenden Wasserader erfolgt. Hierbei spielt wohl noch der Umstand mit, daß der Isonzo durch die stärkere Hebung der Ternowaner Platte im Osten gegen Westen hin abgedrängt wurde, da in seinem alten Bette die Tiefenerosion mit der aufsteigenden Schollenbewegung nicht mehr gleichen Schritt halten konnte.

Im Flyschgebiete erzeugte die postpliocäne (und spätpliocäne) Erosion eine tiefgreifende Gliederung der Berghänge und eine meist sehr weitgehende Zerstörung der älteren Landformen.

Im Kalkgebiet dagegen beschränkt sie sich auf die Weiterausbildung der Karsthydrographie und auf ein Verschwinden auch der

¹⁾ Die ebenerwähnte Terrasse von Poljice deutet auf eine solche.

²⁾ Die morphologische Entwicklung etc. pag. 37.

³⁾ Ein beträchtlicher Teil dieser Bewegungen ist noch jünger als das präglaziale Niveau.

letzten Spuren oberflächlicher Entwässerung (mit Ausnahme des Isonzolaufs zwischen Plava und Görz, der auch heute noch im Kalkgestein oberflächlich fließt).

Wie sonst im Karste, bildete sich auch hier in der Landoberfläche, speziell an den Ebenheiten und den weniger steil geneigten Hängen, das stark verzweigte Dolinensystem weiter aus, ergriff Gebiets-teile, die davon bisher noch verschont geblieben waren, vergrößerte die vorhandenen Karsttrichter und erzeugte sekundäre, parasitäre Dolinen in letzteren.

Die allmähliche Ausgestaltung dieser Karstformen führte durch Erniedrigung der die einzelnen Dolinen trennenden Kämme auch zu einer geringen Abtragung des allgemeinen Landniveaus. Ueberall, wo Flyschgesteine in das Kalkgebiet eindringen, greift auch die normale Erosion zerstörend in das Plateauland ein. Der tiefe Avšekgraben (der bei Auzza in das Isonzotal mündet) und das Kostanjevicatälchen (nördlich Slap) sind hierfür die besten Beispiele.

Am großartigsten ist aber die zerstörende Wirkung der jungen Erosion am Westhange des Tribušatals wahrzunehmen (Seitental der Idrica). Gewaltige Anrisse am Gehänge haben hier bedeutende Gesteinsmassen noch in jüngster Zeit zum Absturz gebracht. Man kann in klarer Weise erkennen, wie die von dem tiefgelegenen Tribušatal ausgehende, rückschreitende Erosion den kleinen Rest der alten Hochfläche, der diese Furche noch vom Čepovaner Tal trennt, auflöst und abträgt. An der Westseite des Tribušatals entstand dadurch ein Schichtstufenbau. Die gegen Westen absinkende Schichtplatte besteht aus triadischen Kalken mit Zwischenlagen weicherer Schiefer und Sandsteine des „Raibler Niveaus“. Die härteren Kalkbänke treten hier als Absätze im Terrain deutlich hervor und werden von obsequenten Seitenbächen zergliedert, während die sanfter geneigten Ostgehänge von resequenten Wasseradern durchschnitten sind. (Fig. 3.)

Als eine dieser jüngeren Erosionsphase angehörige, den früher erwähnten Uvalen vergleichbare Karstform betrachte ich das Becken von Britof-Gargaro, welches an der noch nach Ausbildung des Čepovaner Tales auflebenden Bruchstörung Globna-Gargaro entstanden ist. Es hat unter der Mitwirkung der aus dem angrenzenden Flyschgebiet eindringenden Wasser seine tiefe Auswaschung und unterirdische Ausräumung erfahren. In den randlichen Ponoren sinken auch gegenwärtig noch bedeutende Wassermassen hinab. Vgl. Taramelli loc. cit.

6. Der präglaziale Talboden.

Penck und Brückner haben in weiter Verbreitung in den Südalpen die Existenz eines „präglazialen“ Talbodens erwiesen. Im Isonzotal zwischen Karfreit und Görz unterschied Brückner¹⁾ die Reste eines höheren und eines tieferen Terrassenniveaus, von welchem er ersterem mutmaßlich pliocänes Alter zuschreiben möchte, während er letzteres als mögliches Äquivalent des präglazialen Niveaus ansieht.

¹⁾ Alpen im Eiszeitalter.

Die tiefere Terrasse zeigt nach Brückner ein Absinken von 500 m bei Karfreit auf 300 m bei Tolmein. Talabwärts ist dieses untere Niveau nicht mehr entwickelt¹⁾. Die höhere Terrasse besitzt nach demselben Forscher im Isonzotal zwischen Karfreit und Tolmein eine Seehöhe von 700 m, beziehungsweise 500 m. Zwischen Tolmein und Görz sind nach Brückner die zugehörigen Terrassen in Seehöhen von 450 m (bei Auzza) bis 400 m (bei Britof-Descla) anzutreffen.

Gründe bestimmen mich jedoch zu einer etwas abgeänderten Parallelisierung der Terrassenniveaus.

Im Isonzotal zwischen St. Luzia und Görz (Descla) unterscheide ich folgende, vorquartäre Niveauflächen:

- I. Die altplocäne, spätreife Landschaft (700—900 m Seehöhe).
- II. Den jüngeren (höherplocänen) Talboden (= Čepovaner Talniveau) 450—650 m hoch.
- III. Eine oberplocäne oder präglaziale Talterrasse (= Brückners höheres Terrassenniveau) 300—450 m hoch.

Im Isonzotal zwischen Tolmein und Karfreit fand ich folgende, gegen Westen ansteigende Niveaus auf:

- I. Die altplocäne, spätreife Landschaft (700—1000 m).
- II. Das jüngere, höherplocäne Niveau in 520—700 m Seehöhe (= Brückners obere Terrasse).
- III. Eine oberplocäne-präglaziale Talterrasse in 430 m bis über 500 m Seehöhe (= Brückners untere, vermutlich präglaziale Terrasse).

Angesichts der gleichartigen Uebereinanderschaltung von drei Niveaus in beiden Strecken des Isonzotals möchte ich die mit gleichen Ziffern (I—III) bezeichneten Terrassen auch zeitlich aneinander gleichstellen. Niveau II würde dem Čepovaner Talboden, Niveau III den präglazialen Talresten entsprechen. Allerdings zeigt Niveau III bei Tolmein nur eine Höhenlage von etwa 430 m, talabwärts hiervon bei Auzza eine solche von 450 m.

Ich glaube aber, daß die größere Höhenlage der Terrassen in letzterer Gegend auf jüngere Krustenbewegungen zurückzuführen ist. In dieser Ansicht werde ich dadurch bestärkt, daß die parallel zur Isonzotalstrecke Auzza—Descla verlaufende Čepovaner Rinne eine ähnliche Verbiegung erkennen läßt. Die 450 m hoch gelegenen Talbodenreste bei Auzza liegen in der streichenden, westnordwestlichen Fortsetzung der stärksten Aufwölbung des Čepovaner Tales. Die Verbiegung der „Čepovaner“ Talsohle ist aller Wahrscheinlichkeit nach während jener Zeit entstanden, als im Gefolge dieser Aufwölbung der Terno- waner Platte der Isonzo bis beiläufig zur gegenwärtigen Talsohle²⁾ in spätplocäner und altquartärer Zeit in die Tiefe erodiert hat. Der größere Teil dieser Erosionsleistung, etwa fast zwei Drittel des Gesamteffektes, fällt in die Zeit nach Ausbildung des mit II bezeichneten,

¹⁾ Angenommen Riedel bei Auzza in 220 m Höhe, die aber jünger sein dürften.

²⁾ Diese liegt nur wenig tiefer als die Sohle des Isonzo unmittelbar vor Entstehung der „interglazialen“ Konglomerataufschüttung.

„präglazialen“ Terrassenniveaus. Es ist daher nur sehr wahrscheinlich, daß auch ein entsprechender größerer Anteil der korrelaten tektonischen Verbiegungen erst in der Zeit nach Entstehung des präglazialen Terrassenniveaus II stattgefunden hat.

Im Bereiche des studierten Raumes rechne ich folgende Terrassenreste zum „präglazialen“ Niveau:

Nördlich Tolmein erhebt sich, aus härterem Dolomit erbaut, der Tolmeiner Schloßberg, als ein durch glaziale Erosion isolierter Rest eines alten Niveaus. Seine Seehöhe ist 428 m.

Dagegen halte ich den Felskern der Terrasse von St. Mareo, nördlich Tolmein (K. 298) für eine jüngere, quartäre Terrasse, zumal er im Niveau der älteren, quartären Konglomerataufschüttung gelegen ist.

Als ein aus präglazialer Zeit stammendes Seitentalchen des Isonzos betrachte ich jene Trockenfurche, welche durch den Ort Lubino (K. 384—424) gekennzeichnet ist. Das ehemalige (präglaziale) zugehörige obere Talstück wurde vermutlich von der Bachfurche gebildet, die von der Kobilina glava (K. 1474—1481) sich herabzieht. Gegenwärtig setzt sich letztere unmittelbar zur Bača fort. Das Landschaftsbild läßt es aber äußerst wahrscheinlich erscheinen, daß der Bach in präglazialer Zeit noch über die Senke von Lubino direkt dem Isonzo zugeflossen ist und erst später durch Zerschneidung des trennenden Rückens zur Bača abgelenkt wurde.

Im Tale des Knežabaches (Seitenbach der Bača) sind deutliche Terrassen als Gehängeleisten in einer Seehöhe von 445—430 m entwickelt¹⁾.

Im Isonzotal zwischen St. Luzia und Plava steigen die schon von Brückner beschriebenen deutlichen Riedel von 383 m (bei Plava) bis 450 m bei Ajba (westlich Auzza) an, von wo an das als präglaziale angesehene Niveau als scheinbar rückläufige Terrasse in stark zerschnittenen Resten bis ins Tolmeiner Becken zu verfolgen ist. (Seehöhe 400—430 m.)

Sehr deutliche Terrassenreste sind im Avsočgraben, der bei Auzza ins Isonzotal mündet, als breite Gehängeleisten (K. 483, K. 469 Levpa) entwickelt.

Die breiten Gesimse, welche dem präglazialen Talniveau zugehören, zeigen an, daß damals ausgereifte Talformen vorherrschend waren.

Diesem Entwicklungsstadium entsprechend muß das ursprüngliche Gefälle ein geringeres gewesen sein, als es gegenwärtig die präglazialen Talböden streckenweise erkennen lassen (Auzza-Plava, Tolmein-Karfreit). Es ist durch jüngere Verbiegung verstärkt worden.

Störungsphase nach Entstehung des präglazialen Niveaus.

Schon in den vorigen Kapiteln wurde auf die Anzeichen beträchtlicher Vertikalbewegungen und Verbiegungen, welche die Scholle am Isonzo und an der Idrica in jugendlicher Zeit betroffen haben,

¹⁾ Außerhalb des auf Fig. 1 dargestellten Bereichs.

hingewiesen. Die gewölbeartige Aufbiegung der Ternowaner Platte mit der Linie Auzza—Čepovan als Achse, ist, wie erwähnt, vermutlich zum größeren Teil erst in die Zeit nach Ausbildung des präglazialen Niveaus zu setzen. Der Isonzo und die Idrica schneiden sich in die ungleichmäßig gehobene Platte 200—300 m tief ein.

Ältere, interglaziale, älterquartäre Anschüttung:

Die Quartärgeschichte des Isonzogebiets soll in dieser Arbeit nicht weiter besprochen werden, da ihre Darstellung einer separaten Publikation vorbehalten bleibt. Nur ganz kurz sei darauf hingewiesen, daß im Becken von Tolmein und St. Luzia bis gegen Auzza Reste einer älteren interglazialen (älterquartären) Talverschüttung nachzuweisen sind. Bestimmte Gründe beweisen klar, daß diese Ablagerungen nicht glaziale Bildungen darstellen, sondern zu einer Zeit entstanden sein müssen, als das Isonzogebirge unvergletschert war. Die Annahme eines interglazialen Alters dieser Bildungen hält auch Brückner¹⁾ für begründet.

Jüngere, eiszeitliche Geschichte.

Die ältere, quartäre Verschüttung im Isonzotal (Idricatal) wird noch vor Eintritt der jüngeren Eiszeiten durch neuerliches Einschneiden der Flüsse der Hauptsache nach wieder ausgeräumt.

Der Zeit der älterquartären (interglazialen) Anschüttung folgt also eine neuerliche Erosionsphase nach.

Die jüngeren, glazialen, fluvioglazialen und limnischen Sedimente schließen sich eng an die Geschehnisse der Würmzeit an, deren Darstellung außerhalb des Rahmens vorliegender Studie steht.

Zusammenfassung.

Als spezielle Resultate dieser Studie betrachte ich:

1. Den Nachweis einer im nördlichen Ternowaner Wald verbreiteten Flußschotterdecke und ihre Einfügung in das Bild der Landschaftsentwicklung. (Flußterrasse!)

2. Die Erklärung der Bildungsweise der Augensteinschotter. Sie werden als Lösungs- und Verwitterungsrückstand einer fluviatilen Ablagerung angesehen und ihre Entstehung wird durch Abgleiten an den Talhängen und durch Einsacken (bis einige 100 m) in die unter der Schottermasse zur Ausbildung gelangenden Dolinen gedeutet.

3. Den Nachweis einer vermutlich schon im Altpliocän, zweifelsohne aber im höheren Pliocän (Čepovaner Niveau!) vorhandenen Verkarstung der Kalkhochfläche. (Uvalen als karsthydrographische Äquivalente der jüngeren fluviatilen Erosionsformen.)

4. Den Beweis für das hohe Alter der Talkrümmungen des Čepovaner Tales und des Idricatales (eingesenkte Talwindungen).

¹⁾ Loc. cit.

5. Den Nachweis für die sehr wahrscheinlich noch im älteren Quartär andauernde Aufwölbung des Ternowaner Karstes, welche ich auch als Ursache für die Verbiegung der präglazialen Isonzotal im Niveaus betrachte.

Man kann die Entwicklung der Plateaugebiete beiderseits der unteren Idrica in ihrem Entwicklungsgange nachstehend charakterisieren:

Aus einer nicht näher zu definierenden Ausgangsform hat sich im Altpliocän eine spätreife Landschaft herausgebildet, die teils auf dem Wege normaler Erosion, teils unter der Herrschaft der Karsthydrographie geschaffen wurde. Ein mächtiger Fluß, der die Wasser der Idrica und sehr wahrscheinlich auch jene des Isonzos mit sich geführt hat, querte damals in breitsohligem Tal die Ternowaner Platte, bei deren spätem Ausreifen eine ausgedehnte Schotterbasis anlegend.

Eine intensive Hebung leitet einen zweiten geographischen Zyklus ein, wobei alte Bruchstörungen zu neuer Tätigkeit erwachen. Der reife Talboden der Čepovaner Furche, das Batetal und verschiedene kleine Rinnen im Veitsberger Plateau deuten auf eine erste, das präglaziale Niveau auf eine zweite, länger andauernde Unterbrechung der Tiefenerosion hin. Die Uvalen und größeren Dolinenzüge betrachte ich als karsthydrographische Korrosionsäquivalente der jungen Erosionsformen. Das Quartär bedeutet einen vielfachen Wechsel von Lateralerosion, Aufschüttung und Einschneiden in die Tiefe. Für die Andauer stärkerer Verbiegungen auch noch im älteren Quartär konnten Beweise beigebracht werden¹⁾.

In dem Aufsteigen des Plateaugebirges und in der Anpassung des Flußsystems daran, offenbart sich jenes wunderbare Wechselspiel zwischen den zerstörenden und neuschaffenden Kräften der Natur, welche letztere trotz der gewaltigen Abtragung siegreich aus dem Streite hervorgegangen sind. Sie haben jenes Gebirgsland erzeugt, an dessen Kämmen und Hängen durch drei Jahre hindurch der Boden mit dem Blute tausender Kämpfer getränkt wurde.

Abgeschlossen zu Kapfenstein im Jänner 1920.

¹⁾ Auf geringfügige, mutmaßliche Verbiegungen in jungquartärer Zeit wird an anderer Stelle hingewiesen werden.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1922

Band/Volume: [72](#)

Autor(en)/Author(s): Winkler-Hermaden Artur

Artikel/Article: [Geomorphologische Studien im mittleren Isonzo- und im unteren Idricatale 19-48](#)