download unter www.biologiezentrum.at

46. L. Waldmann: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. 21. Bd. 1928.
47. J. Wilschowitz: Kurzgefaßte Geologie des Altvatergebirges mit geologischer Karte. Troppau 1939. (Selbstverlag.)
48. J. L. Wilser: Kulmische Schlotbreccien und Crinoidenkalke im südschwarzwälder Paläozoicumstreifen (Geologie der Umgebung von Schönau im Wiesetal). Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B. 1933.
49. K. Zapletal: Geologie středu svratské klenby. — Géologie de la partie centrale du dôme de la Svratka. Sborník státního geologického ústavu Českoslov. Rep. V. Bd. 1925.
50. K. Zapletal: Zur Altersdeutung der alten sedimentären Serien der Sudeten. Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie. Abt. B. 1928.
51. K. Zapletal: Zur Geologie der böhmischen Masse. Geologische Rundschau. 19. Bd. 1928.

Zur Sedimentationsgeschichte und Entwicklung des westgalizischen Flysches.

Von Ortwin Ganss, dzt. Sanok (Generalgouvernement).

Mit einer tektonischen Karte und 1 Tafel mit 2 Abbildungen.

Sedimentation und Tektonik stehen im Flysch in ursächlichem Zusammenhang. Wo während der Sedimentation Schwellen bestanden, finden wir heute Sättel; wo besondere Teilmulden in der Flyschgeosynklinale vorhanden waren, ist das Sediment durch die Bewegung zu steilstehenden Synklinalen gepreßt worden. — Zuerst hat Nowak (1927)[1]) diese Zusammenhänge im galizischen Flysch hervorgehoben. Leider sind von anderer Seite in dieser Richtung kaum ergänzende Beobachtungen geliefert worden.

Aus der Erkenntnis heraus, daß Sedimentation und Tektonik im Flysch untrennbar miteinander verknüpft sind und daß die letztere nur mehr oder weniger als natürliche Folgeerscheinung der ersteren zu deuten ist, soll die Entwicklung der westgalizischen Karpaten verfolgt werden.

Die westgalizischen Karpaten gehören zu den am längsten bekannten Gebieten des Karpatenbogens. Während die geologische Erforschung dieses Gebietes in großzügiger Weise erst unter Uhlig, Tietze und Zuber einsetzte, hatte Westgalizien schon lange vorher sich einen Namen durch seine Oellager gesetzt. — Aber gerade in dem Augenblick, in dem die Oelindustrie Westgaliziens ihren Höhepunkt erreicht hatte, kam Byroslaw zur Blüte und drängte Westgalizien in den Hintergrund.

---

[1]) Die im Literaturverzeichnis zusammengestellten polnischen Arbeiten waren nur zum Teil erreichbar. Doch ist auf die meisten dieser Arbeiten von Nowak (Zarys tektoniki Polski = Grundzüge der Tektonik Polens, 1927) Bezug genommen worden. Leider ist dieses zusammenfassende Werk nur in polnischer Sprache erschienen und bei der Durcharbeitung des umfangreichen Textes können mir Einzelheiten wohl entgangen sein.

Trotzdem kam die Oelgewinnung nicht ganz zum Erliegen und hat sich bis heute erhalten. Einem Vergleich mit der Weltproduktion hält das nunmehr im deutschen Besitz befindliche Oelgebiet freilich nicht stand. Ein Vergleich soll aber auch gar nicht verlangt werden, denn selbst die für europäische Verhältnisse so überaus günstigen rumänischen Lagerstätten liefern nur 2.5% der Weltproduktion.[2])

Das an das Reich gefallene westgalizische Oelgebiet erstreckt sich vom San im Osten bis über Gorlice im Westen. Das westlichste, recht unbedeutende Oelfeld liegt in Klenczany, westlich von Gorlice. Weiter westwärts sind aus dem Flysch nur Oelspuren bekannt geworden und die nächstgelegenen Oellager finden wir erst im Wiener Becken.

Ostwärts vom San setzen sich die westgalizischen Oelfelder nach Ostgalizien fort. Die ergiebigsten ostgalizischen Felder liegen jedoch nicht in der Fortsetzung der westgalizischen Felder, sondern sie liegen am Außenrand des Karpatenbogens.

Auffallend ist, daß der nördlich der Maguradecke gelegene Karpatenraum (= Mittlere Gruppe[3]) nach Nowak 1927, Krosnozone nach Andrusov 1937) trotz seiner regional gleichförmigen stratigraphischen und petrographischen Entwicklung nur an wenigen Stellen (Zonen) ölführend ist. Die ölführenden Zonen sind als mehr oder weniger regelmäßig gebaute, jedoch immer steile Sättel gekennzeichnet, zwischen denen ebenso steile Mulden eingefaltet sind. Eine weniger intensive Faltung oder gar flachgelagerter Deckenbau (Westbeskiden), sowie Bruchsysteme sind der Entwicklung von Oellagerstätten hinderlich.

In der „Geologie der polnischen Oelfelder" (1927) spricht Nowak die Vermutung aus, daß unter der Last der weit nach Norden reichenden Maguradecke besonders günstige Oelbildungsbedingungen in der überschobenen mittleren Gruppe geherrscht haben

---

[2]) G. Macovei: Die gegenwärtige und zukünftige Lage der rumänischen Erdölindustrie, Öl und Kohle, Berlin 1940, Heft 40.

[3]) Nach Nowak unterscheiden wir in den Karpaten von N nach S:

1. Die östliche Randgruppe.
2. Die Mittlere Gruppe.
3. Die Magura-Gruppe (als deren östlichstes Äquivalent ich die am S-Rand der zentralen Depression gelegenen Decken betrachte).

Im Kartenbereich der Abb. 1 sind die Kreidefalten der Mittleren Gruppe dem mehr oder weniger unbeeinflußten Vorland aufgefaltet oder aufgeschoben worden. Östlich von Przemysl ist zwischen diese Kreidefalten und dem miocänen Vorland eine schmale Zone des letzteren in den Karpatenbau mit einbezogen worden. Diese aus miocänen und oligocänen Schichten bestehende Falten- und Deckenzone wird von Nowak „östliche Randgruppe" genannt. — Bei Wieliczka könnte man dem gefalteten miocänen Tegel eine ähnliche tektonische Stellung einräumen. — Die Mittlere Gruppe nimmt den breitesten Raum ein. Zwischen Rzeszow—Przemysl und der Magura wurde die Mittlere Gruppe zu gewaltigen Falten zusammengepreßt. Die nördlichsten Falten enden diskrepant mit dem Vorland (s. Karte Abb. 1), während die südlichen Falten gegen W zum flachgelagerten Deckenbau der Beskiden überleiten.

downloaded at www.biologiezentrum.at

mögen. Nun dürfte aber aller Wahrscheinlichkeit nach, der heutige N-Rand der Maguradecke mit dem ursprünglichen Ueberschiebungsrand ziemlich identisch sein. Die Tatsache, daß die Maguradecke westlich und östlich von Gorlice lappenförmig vorspringt, wurde zu sehr verallgemeinert und daher auf eine überall bedeutende Schubweite der Maguradecke geschlossen. In Wirklichkeit biegt der Magurarand bei Harklowa scharf nach SO ein und die Schubweite nimmt gegen den Dukla-Paß rasch ab.

Beim Ort Dukla entwickelt sich eine normale Falte, die schließlich südlich der Ortschaft Szczawne und Baligrod in eine Ueberschiebung (Opolski 1930) ausläuft, die als östliches Aequivalent der Maguradecke anzusehen ist. Diese Schubmasse hängt weiter im Osten wahrscheinlich mit den Czarnohoradecken im Zusammenhang; doch fehlen aus diesen abgelegenen und kaum zugänglichen Waldgebieten gründliche Beobachtungen.

Sicher ist jedenfalls, daß die Maguradecke in der Nähe des Dukla-Passes ausklingt und daß sie mit Ausnahme der Gegend um Gorlice nirgends die Mittlere Gruppe allzu weit überfahren hat.

Damit kann man der Maguradecke auch im Oelbildungsprozeß keine Bedeutung beimessen und es ist viel wahrscheinlicher, daß die Lagerstätten unter der Wucht der vordringenden Decke zerstückelt und deformiert worden wären. In der Bucht von Gorlice zeigt der gegen S ausgebuchtete Verlauf der ölhaltigen Falten eine deutliche Ablenkung durch die beiden Maguralappen, an denen die Falten abschneiden. Auch diese lokale Abbiegung der Falten im unmittelbaren Bereich der Maguralappen spricht dafür, daß die Magura im Meridian von Gorlice mit 2 (vielleicht schon paläogeographisch angelegten) Lappen[4]) gegen N geschoben wurde.

An der heutigen relativ einfachen tektonischen Grenze zwischen Magura und der Mittleren Gruppe scheinen während der Sedimentation mehr Komplikationen aufgetreten zu sein, als während der nachfolgenden Tektogenese.

Der Ablagerungsraum der Maguradecke und jener der Mittleren Gruppe waren wohl während der jungmesozoischen-känozoischen Sedimentation durch eine Inselreihe von einander getrennt. Diese Inselkette bestand in der Hauptsache aus kristallinen Schiefern und granitischen Gesteinen, die den Hauptanteil des Sedimentes in beiden Gruppen geliefert haben. Wie diese Inselreihe ausgesehen hat, und vor allem Angaben über ihre Größendimensionen, entziehen sich unserer Kenntis, da die Sedimente des südlichen Meerestroges sich während der jungtertiären Faltung von ihrem alten Sockel abgelöst haben und als Maguradecke nordwärts geglitten sind. Dabei haben sie nicht nur die früheren Schwellen überfahren, sondern sind darüber hinaus mit verschiedener Intensität über die Mittlere Gruppe geglitten. Als Fortsetzung dieser

---

[4]) Sicher dürfte diese Lappenbildung kein ausschließliches Ergebnis der Erosion sein.

ehemaligen Inselreihe im weiteren Sinne kann das ostkarpatische Massiv aufgefaßt werden, das sich zwischen die ostkarpatische Flyschzone und die innere Klippenzone einschaltet.

Die Tatsache, daß ein Gebiet während der Sedimentation einer intensiven Abtragung ausgesetzt ist, um in der nachfolgenden Faltungsphase von dem selbstgelieferten Sedimentationsmaterial überfahren zu werden, gehört wohl zu einem wesentlichen Entwicklungsfaktor in der Geschichte der Flyschgeosynklinale.

Die markanteste Schwelle war jene, die sich zwischen der Magura und der Mittleren Gruppe ausbreitete, während kleinere Schwellen nur noch in der Mittleren Gruppe von Bedeutung wurden. Die „exotischen" Gerölle, die sich am N-Rand der einen und am S-Rand der anderen Zone finden, sind nur die Schotter eines einst dazwischen gelegenen Abtragungsgebietes.

Die Abtragungsgebiete wird man sich am besten als parallel gelagerte Inselschwärme vorstellen, deren Schuttkegel gegen N und S ausstrahlten.

Die gegen N abnehmende Mächtigkeit der Flyschsedimente der Mittleren Gruppe ist in allen meridional verlaufenden Profilen wiederzufinden. Diese Mächtigkeitsabnahme gegen N findet sich sowohl in den Menilitschiefern als auch in den eocänen bunten Tonen und den Krosnoschichten. Sie alle zeigen eine Schüttung aus dem Innenraum der Karpaten an und nicht etwa auf eine Sedimentzufuhr von N oder gar aus west-östlicher Richtung. Die Kreideablagerungen können zum Vergleich nicht herangezogen werden, da ihre Gesamtmächtigkeit infolge der unbekannten Auflagerungsfläche nicht ermittelbar ist.

Als wesentlich in der vortektonischen Entwicklung der Karpaten wurde auf eine zwischen Magura und Mittlerer Gruppe bestehende Schwelle hingewiesen. Bereits während der Kreide bahnt sich in den westgalizischen Karpaten eine räumliche Gliederung der Sedimente an, die später vom Eocän und Oligocän weiter eingehalten wurde und an deren Grenzen sich auch die wesentlichsten tektonischen Züge entwickelt haben. Es soll nun auf Grund dieser und ähnlicher Schwellen der Versuch unternommen werden, ein paläogeographisches Bild dieses Karpatenraumes zu entwerfen und aus dem heraus die allmählich sich vorbereitende tektonische Formung abzuleiten.

Die Stratigraphie des karpatischen Flysches kann man im allgemeinen als sehr einfach bezeichnen. Aus allen tektonischen Einheiten ist eine meist lückenlose Folge von der Unterkreide bis zum Ende des Oligocäns bekannt.

Zu welchem Zeitpunkt und auf welchem Untergrund die unterkretazische Transgression erfolgt ist, kann heute noch nicht beantwortet werden. Sicher dürfte sein, daß der Flysch nur zum geringsten Teil einem jungpaläozoisch-mesozoischen Untergrund aufliegt. Zum überwiegenden Teil werden den Untergrund Massengesteine und kristalline Schiefer aufbauen. Während der Trias war unser

download unter www.biologiezentrum.at

Gebiet wohl Festland? Und während des Jura wird es stellenweise zu Riffbildungen gekomen sein, deren Reste an manchen Stellen von den sich abscherenden Sedimenten vom Untergrund hinweggefegt wurden, um als „exotische" Klippen[5]) verschleppt zu werden.

Zum stratigraphisch schwierigsten Problem gehört die Gliederung des Kreideflysches, in dessen oft sehr gleichförmigen Sedimenten von Schiefern und Sandsteinen schon jede petrographische Gliederung auf Schwierigkeiten stößt. Einfacher gestalten sich die Verhältnisse im Eocän. Die tertiäre Sedimentation wird in der Regel durch graugrüne und rote Tone eingeleitet, die sich in großen Zügen von der unterlagernden Kreide leicht unterscheiden lassen. Im Detail ist die Grenze zwischen der Kreide und dem Tertiär mehr oder weniger willkürlich. Nachdem die Kreide-Tertiär-Grenze aber selbst in klassischen Profilen zu den Problemen der Geologie gehört, wäre es verwunderlich, wenn sie im karpatischen Flysch kein Problem wäre. Trotz der Fossilarmut der beiden Gesteinsserien vereinfacht sich aber das Problem mangels einer markanten Sedimentationslücke insofern, als alle Uebergangsstufen von der Kreide in das Eocän in den Profilen doch vorhanden sein müssen. Wo man die Grenzen im Detail setzt, ist müßig zu entscheiden und regional wohl auch nie durchführbar. Selbst die letzten Hoffnungen auf die Mikropaläontologie müssen aufgegeben werden, da man mit ihrer Hilfe wohl Faziesunterschiede, aber kaum Altersunterschiede eindeutig festlegen kann. (Hiltermann 1940.)

Einen beliebigen „Pufferhorizont" zwischen Kreide und Eocän bildeten die Czarnorzeki-Schiefer- und -Sandsteine, die mehr aus Verlegenheit als aus anderen Gründen entweder in das Paläocän oder die Kreide eingereiht wurden.

Dieser „Zwischenhorizont" von dunklen Schiefern mit Sandsteinen wurde in Czarnorzeki bei Węglówka (nördlich Krosno) aufgestellt. In der von Węglówka nach Grabownica abzweigenden Falte konnten die Czarnorzeki-Schiefer und -Sandsteine nicht mehr festgestellt werden und im allgemeinen folgen hier über grauen Schiefern und Sandsteinen der üblichen Kreideentwicklung bunte (im Liegenden meist rote) Tone.

Für die Beurteilung der Kreidestratigraphie sind die Aufnahmen[6]) einer Reihe polnischer Geologen auf Blatt Sanok von Wichtigkeit. (1 75.000.)

Aus dem Kreideaufbruch von Węglówka entwickelt sich gegen SO die Falte von Turzepole-Strachocina-Sanok und jene von Brzozow-Grabownica. Die Kreide von Turzepole steht mit der Kreide von Węglówka in unmittelbarem Zusammenhang. Die Kreide der Brzozow-Grabownica-Antiklinale tritt dagegen nur stellenweise aus

---

[5]) Niedzwiecki (1908) und Rabowski (1928).

[6]) Als Manuskriptkarte von der Dienststelle f. Bodenforschung in Krakau ausgearbeitet.

der jüngeren Hülle hervor. Die größte Ausdehnung erreicht sie nördlich von Sanok. Beide Antiklinalen sind maximal 7 km von einander getrennt. — Im folgenden soll die stratigraphische Folge der beiden im Gebiet von Węglówka sich vereinigenden Antiklinalen gegeben werden:

Antiklinale Węglówka-Turzepole-Sanok[7]):	Antiklinale Brzozow-Grabownica[7]):
Eocäner bunter Ton	Eocäner bunter Ton
Czarnorzeki-Schiefer[8])	fehlt
Czarnorzeki-Sandstein[8])	fehlt
Fukoidenmergel	fehlt
Suchagorasandstein	fehlt
rote Godula-Schiefer	fehlt
fehlt . . .	kieselige Mergel
Grabownica (Ellgother) Sandstein und Domarader Schichten (Apt)	Grabownica (Ellgother) Sandstein und Domarader Schichten (Apt)
Liwocz (Wernsdorfer) Schichten (Barrém).	Liwocz (Wernsdorfer) Schichten (Barrém).

unbekanntes Liegendes.

Schon die tabellarische Gegenüberstellung zeigt einen gewaltigen Unterschied in der Kreideentwicklung der beiden Antiklinalen. Besonders fällt das Fehlen der Oberkreide in der Grabownica-Antiklinale auf. Bei meinen Begehungen nördlich von Sanok und in der Umgebung von Grabownica war es mir aber nirgends möglich, eine entsprechende Sedimentationslücke zwischen der „Unterkreide“ und dem Eocän festzustellen.

Zweifellos fehlen in Grabownica jene Horizonte, die in Węglówka-Turzepole zur Oberkreide gerechnet werden. Wo aber liegen hier die Grenzen zwischen faziellen und stratigraphischen Verschiedenheiten? Ich habe bereits den Mangel einer regional zu verfolgenden Erosionsdiskordanz zwischen Kreide und Tertiär hervorgehoben und selbst die Konglomerat-Einschaltungen im Czarnorzeki-Horizont von Turzepole haben einen recht lokalen Charakter und lassen sich nicht weit verfolgen.

Ich glaube, daß auf der Grabownica-Antiklinale die Annahme der Oberkreide[9]) sicherer ist als die kartographische Ausscheidung der kieseligen Mengel oder anderer unterkretazischer Horizonte.

---

[7]) Beide Antiklinalen gehören zum Chelm-Czarnorceki-Zug (Uhlig 1888, Nowak 1927), der bei Tarnow gegen das vorkarpatische Vorland ausstreicht und ostwärts weit nach Ostgalizien hineinreicht. (S. Strukturkarte, Abb. 1.)

[8]) Beide werden auf der Manuskriptkarte der Oberkreide zugerechnet!

[9]) Demnach würde der „Grabownica“-Sandstein auch die Oberkreide enthalten.

download unter www.biologiezentrum.at

Die stratigraphische Stellung der Kreide kann man erst nach Berücksichtigung der ungemein wechselnden faziellen Verhältnisse klären.[10])

Geht man nämlich von der Grabownica-Antiklinale gegen N, so gerät man in eine vollkommen anders geartete Kreideentwicklung, die in manchen Schichtpaketen einer außergeosynklinalen Bildung täuschend ähnlich wird. Stellenweise wurde ich auch an Molassesandstein erinnert.

Diese nächst-nördliche Falte mit ausstreichendem Kreidekern ist jene von Wara. Als ich diese körnigen, gelben, stark zur Kluftbildung neigenden Kreide-Sandsteine zum ersten Male sah, wurde ich unwillkürlich an die Weißenberger Schichten der böhmischen Kreide erinnert. Neben diesen Sandsteinen ist auch das Auftreten von grauen, tonigen Fukoidenmergeln charakteristisch. Die Fukoidenmergel kommen in vergleichbarer Form auch in Węglówka vor und zeigen so die Verzahnung der nördlichen „Vorlands-Fazies"[11]) (Inoceramenfacies der Autoren, s. Nowak 1927) mit der schlesischen Fazies an.

Aus Schichten der Węglówka-Kreide, die schon der nördlichen Fazies ähneln, nennt Nowak Scaphites constrictus.

Die Bedeutung der Chelm-Czarnorzeki-Antiklinale (s. Karte) war bereits Uhlig (1888) aufgefallen und nach ihm hat Nowak dieser Zone große Bedeutung beigelegt (Nowak 1927). Im Profil von Grabownica-Wara habe ich auf den großen faziellen Gegensatz zwischen der schlesischen Fazies und der Inoceramenkreide Nowaks hingewiesen. Nach meinem Dafürhalten sollte man sich nicht zu sehr an die Bezeichnung Inoceramenkreide klammern, da diese sonst in der Magura auftretende Fazies sich doch von der genannten nördlichen Fazies unterscheidet. Die letztere kann man im weiteren Sinne als Uebergangsfazies zur podolischen Kreide ansehen.

Die Kreide von Węglówka sehe ich als ein Uebergangsglied in die schlesische Fazies[12]) an. Eine ähnliche Stellung nimmt die Kreide der Grabownica-Antiklinale ein. Hier habe ich Sandsteinbänke gesehen, die sowohl Anklänge an die Kreide von Wara als auch an die schlesische Fazies zeigen. Im allgemeinen läßt gerade die Kreide von Grabownica eine Reihe von Merkmalen erkennen,

---

[10]) Aus allen Arbeiten der polnischen Geologen geht hervor, daß sie immer bemüht waren, alle Stufen der W-beskidischen Kreide bis nach Ostgalizien hinein zu verfolgen. Ein petrographisch so schwer zu unterscheidender Komplex, wie die Kreide, ist aber nur auf Grund eindeutiger paläontologischer Untersuchungen gliederbar. Die bisherigen z. B. unterkretazischen Funde in Ostgalizien reichen zu dem Versuch einer regional-kartographischen Ausscheidung noch nicht aus!

[11]) Aus Węgierka (westlich Przemysl) beschreibt O. Kühn (Manuskript) ein Kreidevorkommen, dessen Fazies und Fauna bereits der podolischen Kreide gleichen. Der Fauna nach gehört dieses Vorkommen dem Obersenon an. Der Aufschluß liegt im Bereich der Außenzone der Mittleren Gruppe, doch ist infolge der diluvialen Bedeckung die tektonische Stellung ungewiß.

[12]) Die Benennung schlesische Fazies ergibt sich aus den Analogien mit der Kreide der westbeskidischen Decken.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

die für Seichtwasserbildungen charakteristisch sind. (Besonders die häufige Schrägschichtung!) Für Seichtwasserbildungen sprechen auch die Quarzkonglomerate bei Turzepole, deren bis faustgroße Komponenten zum überwiegenden Teil aus Quarzen bestehen. Aus Węglówka wurden aus diesen Konglomeraten (Czarnorzeki-Schichten) biotitische Granite, Granitgneis mit rotem Biotit, Serizitschiefer, Diabas, Grünstein (Diabastuff), Quarzite, dunkle Kalke (Karbon), Kohle und hellgraue Kalke beschrieben. Aus Wola Jasienicka (gleichfalls im Gebiet von Węglówka) wurde aus den gleichen Konglomeraten Granitporphyr bekannt. (Nowak 1927.) Alle diese Gesteine haben meines Erachtens keinen weiten Transport erfahren. Ich möchte annehmen, daß ähnlich wie zwischen dem Sedimentationstrog der Magura und der Mittleren Gruppe auch in der Zone des Chelm-Czarnorzeki-Zuges eine Schwelle bestanden hat, die als Abtragungsgebiet von Bedeutung wurde. Heute ist an diese Zone nicht nur der gewaltige Faziesgegensatz geknüpft, sondern die Sedimente sind in dieser Zone zur markantesten Antiklinale (Chlem-Czarnorzeki-Zug) der Mittleren Gruppe zusammengefaltet worden.

In welcher Weise sich die Kreide von Węglówka gegen S verändert, ist unbekannt. Tagesausstriche der Kreide fehlen bis an den Magurarand und erst wieder in dieser Decke ist Kreide aufgefaltet. Der Raum der Mittleren Gruppe, der im N von der Chelm-Czarnorzeki-Zone und im S von der Magura (weiter ostwärts von Decken, die als Aequivalent der Magura aufzufassen sind) begrenzt wird, hat als „zentrale Depression" in der Literatur Eingang gefunden. In der „zentralen Depression" finden sich fast ausschließlich nur Krosnoschichten, sowohl in den Mulden als auch in den Sätteln.

Die „zentrale Depression" hat bei einer Breite von etwa 25 km eine Länge von rund 400 km. Gegen Jaslo zu heben sich die Antiklinalachsen heraus und unter den Krosnoschichten treten die Menilitschiefer und das Eocän hervor. Weiter westlich streicht auch Kreide in schlesischer Fazies aus.

An ihrem S-Rand wird die „zentrale Depression" von der Maguradecke überschoben, die jedoch in der Nähe des Dukla-Passes gegen SO ausklingt. Als östliches Aequivalent entwickelt sich eine neue Ueberschiebung, die ich bereits erwähnt habe (Opolski 1930). Der Verlauf dieses Ueberschiebungsrandes ist aus der Karte ersichtlich. Nach den Aufnahmen von Opolski tritt in dieser noch in sich unterteilten tektonischen Einheit neben dem Eocän und Oligocän auch Kreide auf. Gemeinsame Exkursionen mit Dr. O. Kühn brachten mich zu der Ueberzeugung, daß es innerhalb dieser Deckeneinheit ungemein schwierig ist, die Krosnoschichten von der Kreide zu unterscheiden. Nowak (1927) kam auch zu dem gleichen Ergebnis und er sondert diese Fazies als „Cisna-Fazies" von jener der Mittleren Gruppe ab. Auffallend ist, daß die südlich von Baligrod ausstreichenden Krosnoschichten und Menilitschiefer, die unmittelbar vor dem Ueberschiebungsrand liegen, auch eine vom Typus ab-

download unter www.biologiezentrum.at

weichende Fazies besitzen, die gegen W in die normale Oligocänentwicklung übergeht. Diese nur lokale Faziesänderung der Menilitschiefer und Krosnoschichten weist ebenfalls auf eine Meeresuntiefe (die zwei Faziesräume getrennt hat), ähnlich wie ich sie zwischen der Magura und der Mittleren Gruppe angenommen habe.

Im Czarne-Tal (2,5 km SW von Baligrod) konnte ich ein genaues Profil der Krosnoschichten und Menilitschiefer vor dem Ueberschiebungsrand aufnehmen. Die sonst so einförmigen glimmerigen, feinkörnigen, mergelig-schiefrigen Sandsteine sind hier plötzlich ungemein mannigfaltig entwickelt. Häufig schalten sich grobbankige Sandsteinbänke ein und sogar Konglomerate mit haselnußgroßen Quarzgeröllen sind nicht selten. Kleine Glimmerschiefergerölle geben vielleicht noch einen Hinweis auf den petrographischen Charakter des südlich gelegenen Hochgebietes. Nach den Erfahrungen an den heutigen Meeresküsten wissen wir, daß Glimmerschiefer oder Phyllite äußerst leicht verwittern und keinen längeren Transportweg durchhalten, ohne in ihren Mineralbestand aufgelöst zu werden.[13])

Diese abweichende Krosnofazies unterlagern Menilitschiefer, die sich durch eine massig-schiefrig-sandige Entwicklung auszeichnen.

In der Decke, die diesem Komplex aufgeschoben ist, sind die Menilitschiefer wieder in normaler Fazies ausgebildet und auch das Eocän ist noch mit jenem der Mittleren Gruppe vergleichbar. Problematisch und daher noch eingehender zu untersuchen wäre die stratigraphische Stellung der Kreide und ihre täuschende Aehnlichkeit mit den Krosnoschichten.

Auf große Faziesunterschiede treffen wir zwischen der Maguradecke und der Mittleren Gruppe. Die Kreide ist als Inoceramenkreide beschrieben worden. Fossilarmut und petrographische Gleichförmigkeit lassen aber auch hier starke Mängel fühlen.

Im Meridian westlich von Gorlice erkennt man eine beachtliche Einengung der Mittleren Gruppe. Die Magura buchtet sich hier am nördlichsten vor und die östlich von Tarnow gelegenen Falten der Mittleren Gruppe enden diskrepant mit dem Vorland. Diesem Abschneiden liegen wohl auch bereits paläogeographische Ursachen zu Grunde und nach Nowak (1927) kommen hier auch Faziesänderungen vor, die schon auf die Nähe des vorgeosynklinalen Meeres deuten. Daraus ergibt sich, daß durch den Einfluß der Magura(-Fazies) gegen N und dem Vorrücken der außergeosynklinalen Fazies gegen S der eigentliche schlesische Sedimentationsraum sehr eingeengt wird und daß komplizierte Verzahnungen eine Gliederung noch mehr erschweren dürften.

Ich habe bereits erwähnt, daß der Uebergang von der Kreide in das Tertiär sich in einem auffallenden Sedimentationswechsel

---

[13]) Auch dies würde die Annahme eines unfernen kristallinen Hochgebietes rechtfertigen, dessen Schuttmassen nur einen kurzen Transportweg zurücklegten.

ausprägt. Dieser Wechsel erfolgt nicht immer ganz plötzlich, reicht aber immerhin soweit aus, daß eine Grenzziehung möglich ist. Das charakteristischeste Sediment des Eocän sind bunte Tonschiefer. Ihre Farbe ist meist auffallend rot-graugrün. Die markantesten Einschaltungen im Eocän sind die Ciezkowicer Sandsteine, von denen in der Regel 3, auch 4 Horizonte (nicht selten 2 oder auch nur 1 Horizont) ausgeschieden wurden. Als stratigraphisch beständige Fazies darf man jedoch diese Sandsteine nicht ansehen. Vielmehr sind es meist unregelmäßige Schotterlinsen, die den bunten Tonen zwischengeschaltet sind. Die Korngröße der Ciezkowicer Sandsteine schwankt sehr. Gelbliche Quarzsande sind am häufigsten; seltener sind grobe Konglomerate. Schichtung fehlt meist im Ciezkowicer Sandstein und die unregelmäßige Lagerung weist auf ein nahes Ursprungsgebiet.

Interessant ist, daß die nördliche Verbreitungsgrenze des Ciezkowicer Sandsteines mit jener Antiklinale (= Chelm-Czarnorzeki-Zug) zusammenfällt, die auch die schlesische Kreidefazies gegen N begrenzt. Damit ergibt sich einwandfrei, daß die Sandmassen nicht von N her eingeschwemmt wurden. Die Faziesgrenze des Ciezkowicer Sandsteines gegen N ist so scharf, daß z. B. auf der Grabownica-Antiklinale (= mittlerer Abschnitt des Chelm-Czarnorzeki-Zuges) im S-Schenkel Linsen von Ciezkowicer Sandstein und Konglomerate noch vorhanden sind, während sie dem N-Schenkel völlig fehlen. Diesen Gegensatz möchte ich damit erklären, daß während des Eocans das Gebiet der Grabownica-Antiklinale bereits ein Hochgebiet war, von dem die Kreide abgetragen wurde. Der darunter liegende kristalline Sockel hat dann das Material der Ciezkowicer Sandsteine und Konglomerate geliefert. Während der tertiären Faltung wurde diese „Narbe" von den Kreide-Tertiär-Sedimenten überschoben, die sich von S und N gegen die „Narbe" bewegten und sich über ihr zu einer Spießfalte zusammenstauten. Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch auf den anderen Antiklinalen, in denen Ciezkowicer Sandsteine auftreten, eine ähnliche Entwicklung vor sich ging.

Im Bereich der südlich Baligrod gelegenen Ueberschiebungsdecke (s. Karte Taf. IV) ist das Eocän in bunten Tonen entwickelt. An der Ueberschiebung südlich von Sczawne kann man im Tal der Oslawica besonders schön die Ueberlagerung der bunten Tone durch einen mächtigen Sandsteinkomplex beobachten. Dieser wird wiederum con einer mächtigen Folge von Menilitschiefern überlagert.

In der Magura fehlen Menilitschiefer fast ausschließlich und die letztgenannten Sandsteine sind hier mit den überlagernden Magurasandsteinen (= Aequivalent der Krosnoschichten) zu einer untrennbaren Schichtserie verbunden.

Einen guten Leithorizont geben auch in der Magura die bunten eocänen Tone ab, die zwischen den Inoceramensandsteinen und den eocän-oligocänen Hangendsandsteinen eingeschaltet sind.

download unter www.biologiezentrum.at

Somit ergibt sich — wie aus der kurzen Zusammenstellung hervorgeht — in den westgalizischen Karpaten als größter fazieller Leitzug die eocäne Tonsedimentation.[14])

Es scheint, also ob es während des Eocäns keine Faziesdifferentiationen gegeben hätte. Erst wenn man die Verteilung der den Tonen eingeschalteten Sandsteinlagen prüft, ergibt sich die gleiche Faziesgliederung des westgalizischen Karpatenraumes wie zur Zeit der Kreide.

Die Bildung des Ciezkowicer Sandsteines erfolgte in Zonen, die im allgemeinen dem Verlauf der späteren Antiklinale entsprochen haben. Auf jede ruckartige Hebung des Untergrundes folgte eine Abtragungsphase, als deren Ergebnis die Schotterlinsen und Kegel des Ciezkowicer Sandsteines zu deuten sind. Nach der Anzahl der Ciezkowicer „Horizonte" dürfte es maximal vier solcher Rucke gegeben haben; doch wir finden nicht selten Eocänprofile (z. B. Grabownica-S-Schenkel) in denen nur ein Ciezkowicer „Horizont" vorkommt.

Petrographisch fällt das Eocän und besonders die regionale Bildung der bunten Tone sehr aus dem Rahmen der vorangehenden Flyschsedimentation.

Die petrographische Eigenart der eocänen Sedimentation bedingt auch ihre paläontologische Sonderstellung. Bereits seit langem ist die verhältnismäßig reiche Mikrofauna bekannt, die in den Tonen zu finden ist. Hiltermann hat den Versuch unternommen das Eocän paläontologisch zu gliedern und man kann mit Spannung seinen weiteren Untersuchungen entgegensehen.

Das Oligocän nimmt am Aufbau der westgalizischen Karpaten den bedeutendsten Raum ein. Die Grenze zum Eocän ist auch hier keine rein paläontologische, sondern eine petrographische. Wäre es auch nicht geradezu ein höchst unwahrscheinlicher Zufall, wenn beide Grenzen zusammenfallen würden? Der Uebergang von den eocänen bunten Tonen in die oligocänen Menilitschiefer erfolgt in allen Profilen des westgalizischen Flysches ziemlich unvermittelt.

Die im Mittel 250 m mächtigen Menilitschiefer zeichnen sich durch Dünnblättrigkeit (besonders im verwitterten Zustand) aus. Bezeichnend sind in der unteren Abteilung dieses Schichtstoßes Hornsteine, die immer fein geschichtet sind. Der paläontologische Inhalt dieser Hornsteine wurde im westgalizischen Flysch meines Wissens noch nicht näher untersucht. Andrusov (1936—1937) erwähnt aus den Beskiden Menilitschiefer mit Diatomiten. Bekannt und oft beschrieben ist die Fischfauna der Menilitschiefer. Wirklich gute Fundpunkte gehören aber zu den Seltenheiten. Für das völlige Zurücktreten der Fischreste spricht der Umstand, daß schwarze Schiefer in der am S-Rand der „zentralen Depression"

---

[14]) Die in der Literatur oft genannten „Hieroglyphensandsteine" sind nur eine sandige Tonentwicklung.

aufgeschobenen Decke einerseits als Menilitschiefer und andererseits als Unterkreide aufgefaßt werden.

Eine paläontologisch-stratigraphische Durcharbeitung der in den Menilitschiefern vorhandenen Fischreste wurde von B. Böhm (1930) durchgeführt. Nach den Folgerungen Böhms erfolgte die Bildung des Menilitschiefers zwischen dem Barton und dem Lattorf. Andrusov (1936—1937) stellt die bisher für Oligocän gehaltenen Menilitschiefer der Beskiden entgegen den bisherigen Ansichten ausschließlich in das Eocän.

In der Mittleren Gruppe sind die Menilitschiefer überall zur Ausbildung gekommen. Dagegen fehlen sie in der Magura — bis auf lokale Ausnahmen — fast völlig und die sehr mächtigen, fossilleren Magurasandsteine vertreten das gesamte Oligocän. Dieser Faziesgegensatz zwischen Magura und Mittlerer Gruppe macht die Annahme eines Hochgebietes — das beide Meeresräume trennte — besonders wahrscheinlich. Dieses Hochgebiet lieferte gegen N das Material für die Menilitschiefer und Krosnoschichten sowie gegen S das meist grobkörnige Material des Magurasandsteines. Da die Mächtigkeit der Menilitschiefer und Krosnoschichten gegen N abnimmt, ist ihr Herkunftsgebiet nur im S zu suchen.

Während in der Magurafazies die Schieferdimentation fehlt, ist sie in den Ueberschiebungen am S-Rand der „zentralen Depression" vorhanden gewesen und die Menilitschiefer erreichen die stattliche Mächtigkeit von etwa ½ km. Ich habe bereits früher die etwas anders geartete Fazies der Menilitschiefer im Profil südlich von Baligrod genannt sowie ihre Ueberlagerung durch Krosnoschichten an deren Basis Konglomerat-Bänke vom Maguratypus keine Seltenheit sind.

Die Gleichförmigkeit der Menilitschiefer in der Mittleren Gruppe scheint der Ausdruck einer andauernden tektonischen Ruhe zu sein. Das dem Schwarzschlick ähnliche Sediment kam wohl in einem relativ tiefen Meeresraum zur Ablagerung. (Fehlen von Fließwülsten, anorganischen Hieroglyphenbildungen, Wellenfurchen u. a. Erscheinungen.) Die Bildung der Hornsteine weist in dieselbe Richtung.

Die Sauerstoffarmut der tiefern Wasserschichten hinderte die Entwicklung einer Bodenfauna. In diesem Zusammenhang verdient eine muschelführende Menilitschieferbank in Turzepole erwähnt zu werden. In dieser Bank sind die Menilitschiefer von gelbbrauner Farbe und vereinzelt eingestreute Quarzkörner deuten auf untiefes und bewegtes Wasser. Diese lokale Durchlüftung hat sofort das Aufkommen einer Bodenfauna ermöglicht, deren Reste in leider unbestimmbaren Muschelfragmenten erhalten sind.

Mehr von lokaler Bedeutung sind quarzitische Sandsteine in den Menilitschiefern. Sie wurden als Klivasandsteine benannt. Vielleicht würde ihr genaueres Studium mehr Rückschlüsse auf die paläogeographischen Verhältnisse in jener Zeit ergeben als die so monotonen Menilitschiefer verraten.

download unter www.biologiezentrum.at

Die wahrscheinlich mittel-oberoligocänen Krosnoschichten beschließen als einförmiges, jedoch nicht uninteressantes Sediment die Entwicklung der Flyschgeosynklinale und leiten zu gleicher Zeit den orogenetischen Abschnitt ein. Es ist ein scheinbar sich gegenseitig ausschließendes Wirken. Doch zeigen gerade die sonst keinen Geologen anziehenden Krosnoschichten einen fast lückenlos einsetzenden Beginn der Orogenese.

Orogenese und Sedimentation verknüpfen sich unlösbar miteinander. Letztere gerät immer mehr in Abhängigkeit zur Ersteren.

Mit der Bildung der Krosnoschichten ist der Beginn der Karpatenfaltung untrennbar verbunden und die Krosnoschichten sind als der Typus eines synorogenen Sedimentes aufzufassen.

Die Krosnoschichten erreichen (vielleicht mit Ausnahme der Kreide) die größte Mächtigkeit aller bisher angeführten Schichten. In der „zentralen Depression" sind Mächtigkeiten von 2 km und darüber keine Seltenheit und auch der Magurasandstein ist mit 1000 m sicher zu niedrig eingeschätzt. Nördlich der „zentralen Depression" nimmt die Mächtigkeit der Krosnoschichten rasch auf nur einige hundert Meter ab.

Die Mächtigkeit und regionale Verbreitung im gesamten weiten Raum der Flyschkarpaten machen die Krosnoschichten zum wichtigsten Bestandteil des jungen Gebirges. Dabei wird man wieder vor die Frage gestellt: welches und wo waren die Abtragungsgebiete, die die gewaltigen Massen lieferten? Unter den Krosnoschichten liegt meist immer eine lückenlose Folge von der Kreide bis zu den Menilitschiefern und selbst lokale Abtragungsphasen können noch lange nicht ein so mächtiges Schichtpaket wie die Krosnoschichten gebildet haben! Wieder müssen wir, wie zur Zeit der Ciezkowicer Sandsteine Hebungen der sich embryonal vorbereitenden Haupt-Antiklinalen annehmen, deren Schuttmassen während des mittleren bis oberen Oligocäns die Mulden und späteren Synklinalen ausfüllten. Diese allmähliche Entwicklung der Synklinalen und Antiklinalen kam aber während der Krosnozeit nicht zum Stillstand, sondern leitete zur Gebirgsfaltung über. Die Synklinalen sind immer tiefer gesunken und wurden mit gewaltigen Sedimentmassen verschüttet, während auf den Antiklinalen — sofern sie nicht Abtragungsgebiet waren! — eine viel geringere Schichtenmächtigkeit abgelagert wurde.

Wenn wir also heute (wie z. B. in den Synklinalen der „zentralen Depression") Krosnoschichten von 2000 m Mächtigkeit finden, so darf man nicht den üblichen Luftsattel zeichnen und die fehlenden 1000 m als abgetragen betrachten. Viel wahrscheinlicher ist die oben gegebene Erklärungsmöglichkeit, nach der Sedimentation und Tektonik im gemeinsamen Zusammenspiel den Gebirgsbau formten.

Im einzelnen sind diese Vorgänge ungemein kompliziert vor sich gegangen und die Sandmassen der Krosnoschichten sind oft verschwemmt und umgelagert worden, ehe sie zum endgültigen Ab-

satz kamen. Die häufigen Fließwülste, Brandungs- und Strömungsspuren, Gischtmarken, Driftspuren und vielerlei Wellenfurchen sind bestimmt nicht die Anzeichen einer kontinuierlichen Sedimentation, sondern es prägen sich viel eher Sedimentationsstörungen aus, die oft von lokalen Erosionsdiskordanzen begleitet sind. Da alle diese Vorgänge aber im noch unverfestigten Meeresschlamm vor sich gingen, so sind sie nur in den günstigsten Fällen konserviert worden.

Obwohl vollkommen fossilleer (sogar Mikrofauna konnte bisher nur in ganz seltenen Fällen beobachtet werden) und stratigraphisch nicht stichhältig gliederbar, verraten die Krosnoschichten in jedem Aufschluß mehr über die örtlichen Bildungsbedingungen, als sämtliche ältere Sedimente des galizischen Flysches.

Die Krosnoschichten haben, ähnlich wie die bisherigen Flyschbildungen, ihr immer leicht kenntliches petrographisches Gepräge. — Die hellgrauen, mürben, gut gebankten Sandsteinbänke wechsellagern unregelmäßig mit dunklen Schieferlagen.[15]) Ueberaus charakteristisch sind immer kleine Muskovitblättchen, die oft in auffallender Menge die Schichtflächen bedecken.

Andere Mineralien sind kaum charakteristisch und die Schwermineraluntersuchungen von Jaskolski (1931) führten sowohl in den Krosnoschichten als auch in den anderen Flyschgesteinen trotz der sorgfältigen Bearbeitung zu keinen Ergebnissen.

Häufig, und fast in jedem Aufschluß zu finden, ist eine krummschalige Struktur in den Sandsteinbänken, die zu der Bezeichnung „krummschalige Sandsteine" geführt hat. Dieser Ausdruck wurde häufig gebraucht, ohne daß man sich über den genetischen Inhalt Rechenschaft gegeben hätte.

Zahlreiche Beobachtungen, die ich in den Krosnoschichten der „zentralen Depression" anstellen konnte, zeigten mir, daß diese krummschalige Schichtung ein auffallendes Merkmal der Krosnoschichten ist und daß ihr bei der Entwicklung dieses Sedimentes eine bedeutende Rolle zukommt.

Die scheinbar wirre Schichtung der krummschaligen Sandsteine erwies sich als innere vordiagenetische Gleitfaltung der Sandsteinbänke.

Diese Gleitfaltung ist naturgemäß sehr kompliziert und das wirre Bild enthüllt sich nur in den Sandsteinbänken, die senkrecht zur Gleitrichtung angeschnitten sind. So ein kleines Profil (Taf. V, Fig. 1) beobachtete ich im S-Schenkel der Mokre-Antiklinale im Oslawa-Tal im unmittelbaren Bereich der Erdölgrube „Stefan". — Die Schichten fallen mit etwa 45° gegen S ein und bestehen aus Sandsteinen, Schiefern und deren Uebergängen. Alle diese Gesteine kommen auch im Profil der Figur 1 vor. Die Zeichnung zeigt in der Mitte eine 2—4 dm mächtige Sandsteinbank, die in sich ge-

---

[15]) Das Vorherrschen oder Zurücktreten dieser Schieferfolgen wurde oft zu einer örtlichen Gliederung der Krosnoschichten verwendet.

download unter www.biologiezentrum.at

faltet und gefältelt wurde. Die Hangendschichten liegen vollkommen horizontal (diskordant) auf der gefalteten Sandsteinbank und nur die Liegenschichten sind noch zum Teil von der Gleitbewegung mit beeinflußt worden.

Mit tektonischen Ursachen kann dieses Faltenbild nicht erklärt werden, da die umliegenden Schichtpakete von der Faltung unbedingt mit erfaßt worden wären. Für mich bestehen an der subaquatischen Bildung dieser Falten keine Zweifel. Offenbar mußte es während oder knapp nach Ablagerung dieser Schichtpakete zu einer Aufwölbung des Untergrundes gekommen sein. Infolge dieser Aufwölbung kam es zu einer gravitativen Bewegung der Sedimente nach der Tiefe. — Einzelbeobachtungen zeigten oft, daß diese Bewegung dem Bauplan der späteren Falten und Mulden entspricht. Immer sind es nur die Sandsteinbänke, die eine innere Verfaltung — und damit auch Raumverkürzung — zeigen, während die Schiefer und schiefrigen Sandsteine meist davon unberührt sind. Die Ursache liegt wahrscheinlich darin, daß die festere Konsistenz der Schieferpakete gegenüber den lockeren Sandmassen diesen Unterschied bewirkte. Bei den submarinen Gleitungen werden außerdem nur selten geringmächtige Schichtpakete (wie in Fig. 1) in Bewegung geraten sein, sondern immer größere Schichtkomplexe. Der Druck, der in dieser Masse herrschte, genügte, um den Zusammenhalt der tonigen Lagen zu gewährleisten. Die gänzlich unverfestigten, durch Wassergehalt sehr beweglichen Sandmassen wurden jedoch in Bewegung versetzt, die heute überall als wichtigstes Dokument zur Bildungsgeschichte der Krosnoschichten erhalten ist.

Auf Fig. 2 habe ich ein stark in sich gefaltetes Sandsteinpaket von Krosnoschichten aufgenommen. Dieser Aufschluß befindet sich im Bahnanschnitt der nach Lupkow (slowakische Grenze) führenden Bahn. Die Stelle liegt im Oslawica-Tal, und zwar südlich von Szczawne, etwa 50 m vor der auf der Karte (Taf. IV) eingetragenen Ueberschiebung. Vor der Ueberschiebung fallen die Krosnoschichten (= S-Schenkel der durch Szczawne ziehenden Antiklinale) mit etwa 20—30° unter die Schubfläche ein. Aufgeschoben sind hier bunte Tone des Eocäns, die talaufwärts von Sandsteinen und Menilitschiefern überlagert werden.

Nach dem ersten Blick würde man beim Anblick der Abb. 3 an Kreuzschichtung denken. Näheres Zusehen läßt jedoch deutlich eine teigartige überaus mannigfaltige Verfaltung erkennen.

In die Literatur[16]) haben subaquatische Gleiterscheinungen schon oft Eingang gefunden, doch sind derartige Erscheinungen meines Wissens aus Galizien noch nicht beschrieben worden. Dabei handelt es sich hier aber nicht — wie in den meisten ähnlichen Fällen — um seltene Erscheinungen, sondern sie bilden ein wesentliches Moment in der Bildungsgeschichte der Krosnoschichten.

---

[16]) Die Verarbeitung von diesbezüglicher Literatur war mir leider nicht möglich.

Außer den Gleitercheinungen habe ich an den aus Krosnoschichten aufgebauten Antiklinalen südlich von Sanok häufig ein Auskeilen der Sandsteinbänke gegen den Scheitel der Antiklinale zu beobachtet. Sandsteinbänke von 1—2 m Mächtigkeit können sich nach 20—30 m vollkommen anspitzen und die Scheitelregion solcher Antiklinalpartien setzt sich zum überwiegenden Teil aus Schiefermaterial zusammen. Da auch diese Sandsteinbänke Gleiterscheinungen zeigen, scheint es sehr wahrscheinlich, daß die Sandmassen nicht nur auf den späteren Antiklinalflanken, sondern auch auf deren Scheitel zur Ablagerung gekommen sind. Erst die in einem späteren Stadium einsetzende Hebung (= Großfaltung) brachte die Sandmassen zum Gleiten und die ursprünglich zusammenhängende Sanddecke ist im Scheitel zerrissen und zwischen den Schieferlagen auf den Flanken zu größerer Mächtigkeit zusammengeflossen. Bezeichnend ist dabei, daß diese Erscheinung nur auf den kleineren Antiklinalen zu beobachten ist. Diese kleinen „Nebenantiklinalen" sind nicht, wie die tektonischen Hauptzonen, bereits in früherer Zeit in Erscheinung getreten, sondern ihre Bildung setzte erst gegen Ende der Krosnoschichten-Sedimentation ein. Zu jener Zeit waren die abgelagerten Sandbänke von der Diagenese noch nicht erfaßt worden und die „flüssigen" Sandmassen glitten aus der abschüssigen Scheitelregion gegen die Synklinalen zu, in denen auf diese Weise ein recht bedeutendes Sedimentmaterial angesammelt wurde.

Ich habe erwähnt, daß man an den Schichtflächen der Krosnoschichten unglaublich viele Beobachtungen über Ablagerungsbedingungen, Wasserverhältnisse, Fließwülste[17]), Rippelmarks (mit Schlußfolgerungen auf Brandungsrichtung und Meeresströmung)[18]) herauslesen kann. Das alles sind also Beobachtungen, die wir auch heute an fast allen Küsten machen können und es ist kaum zu verstehen, daß dieses Meer vollkommen lebensfeindlich gewesen sein soll, wie man aus der Fossilarmut schließen müßte. — Der Pflanzenhäcksel, den ich öfter beobachtet habe, scheint für eine Besiedlung der aus dem Meere aufgestiegenen Antiklinalrücken zu sprechen.

Die aus den Krosnoschichten häufig entspringenden Schwefelquellen und die den Krosnoschichten mehr oder weniger primär angehörenden Oelzonen weisen zweifellos auf ein Tierleben. Es ist nicht undenkbar, daß die sonderbare Entwicklung der Krosnoschichten ein ehemals reiches Tierleben aus dem Buche der Geologie vollkommen ausgelöscht hätte.

Durch das Gleiten der Sedimente in größere Tiefe und mithin unter größere Druckverhältnisse, konnte die im Sediment enthaltene organische Sustanz besser der Verwesung entzogen werden und Vorgänge des Oelbildungsprozesses setzten ein. Während der späteren

---

[17]) Sogenannte „Hieroglyphen" und „Fukoiden" habe ich im gesamten galizischen Flysch seltener beobachtet als nach der Literatur zu schließen wäre!

[18]) Genauere diesbezügliche Einzelstudien könnten noch sehr wertvolle Resultate ergeben.

download unter www.biologiezentrum.at

Diagenese und tektonischen Entwicklung kam es in den Krosnoschichten zu ausgedehnten Stoffwanderungen, unter denen das Wasser der wesentlichste Faktor war. Während das Oel gegen den Scheitel zu emporstieg, lösten die zirkulierenden Wasser die Skelette der Fossilien auf und verwischten dadurch deren Spuren.

Es ist möglich, daß der immer vorhandene Kalkgehalt der Krosnoschichten sekundär aus aufgelöster organischer Substanz abgesetzt wurde. Aehnliche Vorgänge haben sich wohl auch während des Eocäns und während der Kreide abgespielt und ich glaube, daß jede dieser Schichtgruppen das ihrige zum Oelbildungsprozeß beigetragen hat und daß Fragen bezüglich eines Oelmuttergesteines oder bezüglich des Einflusses der Maguradecke außerhalb einer Diskussionsmöglichkeit liegen. — Aus diesem Grunde habe ich mich zu Beginn dieser Arbeit mit der Ansicht von Nowak auseinandergesetzt.

Die regionale Verteilung der Krosnoschichten läßt Faziesänderungen erkennen, die ungefähr mit den früheren Faziesräumen zusammenfallen. Die Faziesgrenzen sind aber während dieses Zeitabschnittes viel unausgeprägter und daher oft verwischt. Als wichtige Faziesgrenze ist wiederum der Chelm-Czarnorzeki-Zug zu erkennen. Südlich dieser Linie sind die Krosnoschichten überwiegend so ausgebildet, wie ich sie beschrieben habe. Nördlich dieser Zone ändert sich die Fazies gegen den Karpatenrand zu und die Krosnoschichten wurden oft nicht ganz begründet als Polanica-Schichten und Dobrotower-Schichten bezeichnet.

Auffallend ist, daß die Krosnoschichten nördlich des Chelm-Czarnorzeki-Zuges in einzelnen Bänken eine Fazies annehmen, die sich von der Kreide (z. B. Wara-Kreide) nicht unterscheidet. Häufig sind die gelben, grobkörnigen, mürben Sandsteine dickgebankt mit einzelnen feinkonglomeratischen Lagen. Oft sieht der Sandstein der Molasse ähnlich; manchmal wurde ich auch an Sandsteine des Eggenburger Burdigals erinnert und es schien verlockend, nach Fossilien zu suchen. Auch die submarinen Gleiterscheinungen treten nördlich des Chelm-Czarnorzeki-Zuges zurück.

Diese anders geartete Fazies der Krosnoschichten zwischen dem Karpatenvorland und dem Chelm-Czarnorzeki-Zug beweist auch, daß die mächtige Sedimentdecke der Krosnoschichten in der „zentralen Depression“ nicht von N sedimentiert wurde, sondern aus dem Innenraum des Karpatenuntergrundes stammen muß.

Die Magurasandsteine sind den Krosnoschichten oft zum Verwechseln ähnlich. Charakteristisch ist nur die grobkörnige, sandige Ausbildung, in der Schieferlagen zurücktreten. Dadurch ist das Gestein von der Verwitterung schwerer angreifbar und es tritt in der Landschaft morphologisch deutlich hervor.

Es kommt vor, daß solche nur faziell bedingte Härtlinge in der Mittleren Gruppe für Deckschollen der Magura gehalten werden. Ich habe aber zur Klärung der Faziesgegensätze zwischen der Ma-

gura und der Mittleren Gruppe ein Abtragungsgebiet angenommen, dessen nach S geschüttete Sedimente den Maguratrog füllten, während gegen N die Gesteine der Mittleren Gruppe sedimentiert wurden. So ist es erklärbar, daß gerade am S-Rand der „zentralen Depression" oft grobkörnige Sedimente abgelagert wurden, die denen der Magura gleichen.

Zu welchem Zeitpunkt die Sedimentation der Krosnoschichten beendet war, ist ungewiß. Die nächste Transgression erfolgte in Galizien erst wieder im Jungtertiär (Torton). Die Miocäntransgression beschränkte sich im wesentlichen nur mehr auf das Vorland, nur selten wurde der Karpatenrand weit in das Innere überflutet.

Die Orogenese setzte — wie ausgeführt — bereits während der Sedimentation der Krosnoschichten ein. Ihre jüngsten energischen Auswirkungen sind uns in der Faltung der jungmiocänen Schichten dokumentiert (= östliche Randgruppe nach Nowak). Westlich von Przemysl ist das Miocän von der Faltung wohl noch mitbeeinflußt worden, doch sind die wenigen Aufschlüsse viel zu mangelhaft, um einen besseren Einblick in die tektonischen Verhältnise zu geben.

Schrifttum:

Andrusov, D.: Přehled geologie moravskoslezských Beskyd a jejich předhoří. Časopis vlast. spol. mus. v Olomouci, Jhg. 49, 1936, S. 1—8, Jhg. 50, 1937, S. 3—24.

Böhm, Bol.: Stratygrafia trzeciorzędu karpackiego na podstawie fauny rybiej. I Zjazd Geol. Naftowy. 1929. Pamiętnik, S. 67—79, Warschau 1930.

Fleszar, A.: Über die Tektonik der Karpaten nördlich von Krosno. Komisja Fizyograficzna. Sprawozdanie 48. — Krakau 1914.

Gawel, A.: Über die chemisch-mineralogische Zusammensetzung roter u. grüner eocäner Schiefertone der Ostkarpaten. Acad. d. Sc. Bulletin Intern. A. S. 523—537, Krakau 1928.

Gawel, A.: Granite aus den Krosnoschichten der Umgebung von Sanok. Acad. Sc. Bulletin Intern. A. S. 653—664, Taf. I, Krakau 1931.

Gawel, A.: Granophyre und Porphyre aus den Flyschkarpathen in der Umgebung von Sanok. Acad. d. Sc. Bulletin Intern. A. S. 145—158, Taf. I, Krakau 1932.

Grzybowski, J.: Dolna kreda w okolicy Domaradza. Kosmos 26, S. 199—244, Lemberg 1901.

Grzybowski, J.: Piaskowiec Ciężkowicki. Kosmos, 46, 1921. S. 222—226. Fr. Rés. Lemberg 1922.

Hiltermann, H.: Stand und Aussichten der angewandten Mikropaläontologie in den Ölfeldern Westgaliziens. „Öl und Kohle", Nr. 31. 1940.

Horwitz, L.: W sprawie wieku łupków menilitowych. Panstw. Inst. Geolog. Sprawozdanie VIII, 4. S. 15—42. Fr. Res. 43—68, Warschau 1937.

Jaskolski, St.: Materialy do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa. Panstw. Inst. Geol. Sprawozdanie VI. S. 697—741, Warschau 1931.

Kropaczek, B.: Bericht über geologische Ausflüge in der Gegend von Rzeszow. Komisja Fizyograficzna, Sprawozdanie. S. 100—105, Krakau 1917.

Książkiewicz, M.: Der Bau des südlichen Teiles der Teschener Zone zwischen der Olsa und der Weichsel. Bullet. Int. Ac Pol., S. 192—206, Krakau 1932.

Kühn O. u. Andrusov, D.: Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten, III. Rudistenfauna und Kreideentwicklung in den Westkarpaten. Manuskript.

Niedzwiecki, J.: O wapniencu jurajskim kolo Przemyśla. Kosmos 33. S. 625, Lemberg 1908.
Nowak, J.: Tektonika Polski. Sbornik I Sjezdu slov. geogr. a etnogr. 1924, S. 131—133, Prag 1926.
Nowak, J.: Zarys tektoniki Polski. S. 1—160, m. I., Krakau 1927.
Nowak J.: Sur la Géologie du terrain situé entre Krosno et Węglówka.
Nowak J.: Annales (Rocznik) de la Soc. géolog. de Pologne 1927.
Nowak J.: Die Geologie der polnischen Ölfelder, S. 1—94, Stuttgart 1929.
Opolski, Z.: Zarys tektoniki Karpat między Oslawą—Lupkovem a Użokiem—Siankami. Panstw. Inst. Geolog. Sprawozdanie V. S. 617—665, Warschau 1930.
Pazdro, Z.: Mszywioly z lupków menilitowych w Skalniku i ich znaczenie stratigraficzne. Kosmos 54, 1929.
Pazdrowa, O.: O numulinach z okolicy Dukli. Kosmos 59, S. 263—282, Lemberg 1934.
Rabowski, F.: Skalka Kruhela Wielkiego pod Przemyślem! Zabytki przyrody nieożywionej I. S. 53—61, Warschau 1928.
Rogala, W.: W sprawie wieku lupków menilitovych. Sprawozdanie VIII, S. 30—31, Lemberg 1923.
Rogala, W. u. Kokoszynska, B.: Dolna kreda antykliny Sanok—Brzozow. Sprawozdanie XII. 1932, S. 212—213, Warschau 1933.
Strzetelski, J.: Das Erdölbecken Jaslo—Krosno. Ztschr. f. Bohrtechnik 38, S. 159—162, 133—136, 1930.
Tolwinski, K.: Centralna depresja karpacka, Geologia i statystyka naftowa, VII, 1932, S. 363—366, Boryslaw 1933.
Uhlig, W.: Reisebericht aus Westgalizien, I. Die Vorkarpaten südlich von den Städten Pilzno und Tarnow. K. K. geolog. Reichsanst. Verhandlungen, S. 216—218, II. Die Karpaten zwischen Grybow, Gorlice und Bartfeld, S. 235—239, Wien 1883.
Uhlig, W.: Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpaten. K. K. geol. Reichsanst. Jahrb. 33, S. 443—562, Wien 1883.
Uhlig, W.: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpaten I. K. K. geol. Reichsanst. Jahrb. 38, S. 83—264, Wien 1888.
Zuber, R.: Flisz i nafta. S. 1—381, Lemberg 1918.

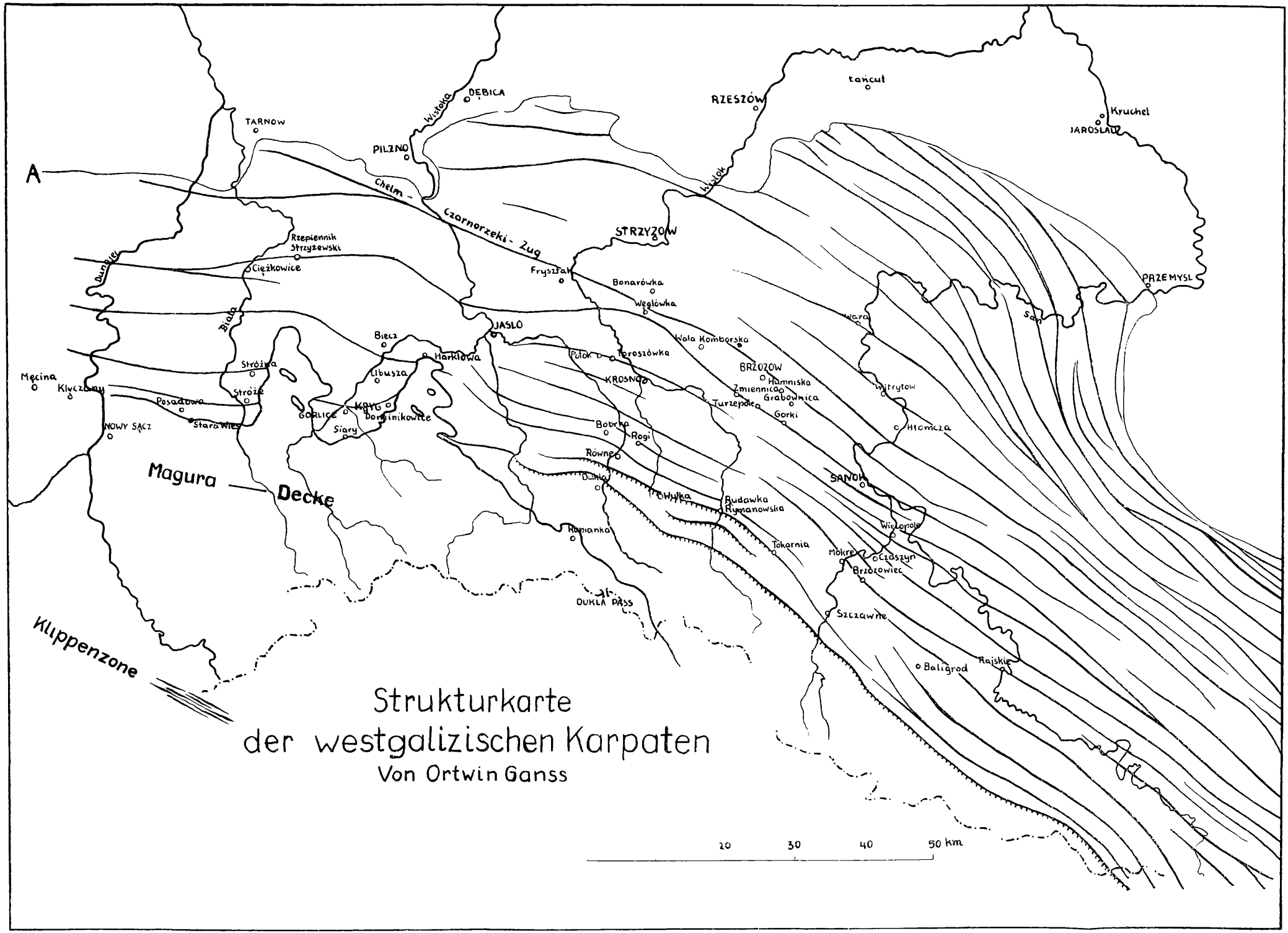
Erklärung der Abbildungen.

Taf. IV. — Strukturkarte der westgalizischen Karpaten.
A morpholog. und tekt. Flyschrand.
——— Verlauf der Antiklinalen.
▲▲▲▲▲ Überschiebungen am S-Rand der zentralen Depression.

Taf. V. — Fig. 1 Submarine Gleitfaltung in den Krosnoschichten südlich von Mokre am linken Oslawa-Ufer. Die Schichtgruppe gehört dem S-Schenkel der bei Mokre durchziehenden Antiklinale an (Str. = N 40 W, F. = 45 S). a = hellgrauer, gelblich verwitternder, sandig-glimmeriger, etwas kalkiger Schiefer. S = Sandstein; beiderseits der in sich gefalteten Schichte „b" mergelig ausgebildet, c = Sandstein-Schiefer-Wechsellagerung.

Taf. V. — Fig. 2 Submarine Gleitfaltung in Krosnosandsteinen südlich von Szczawne im Oslawica-Tal. (Photo: O. Ganß, 17. November 1940.)

download unter www.biologiezentrum.at

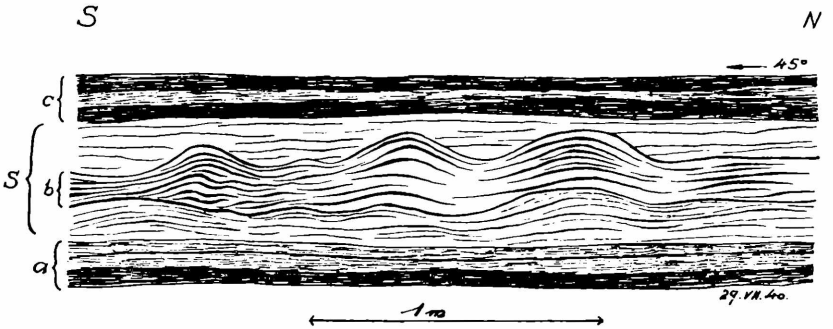


Strukturkarte
der westgalizischen Karpaten
Von Ortwin Ganss

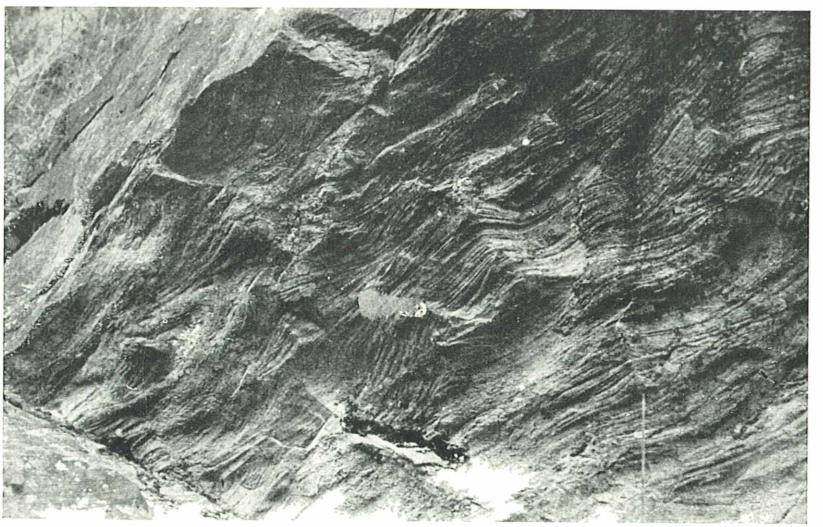
download unter www.biologiezentrum.at

download unter www.biologiezentrum.at

Taf. V.



1.

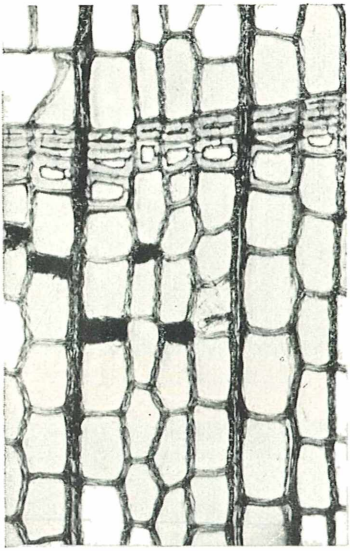


2.

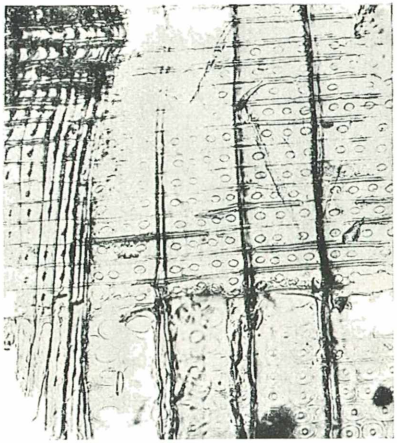
download unter www.biologiezentrum.at

downloaded from www.biologiezentrum.at

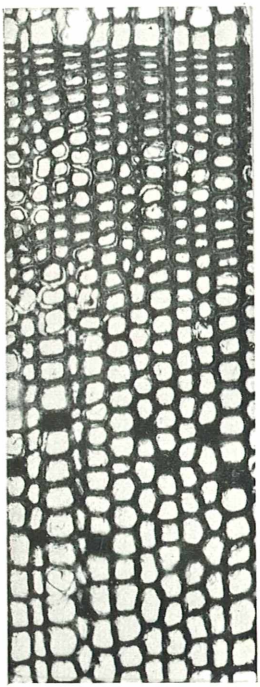
Taf. I (VI).



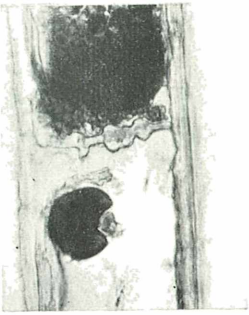
1



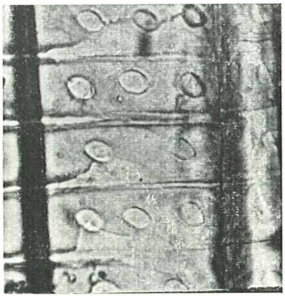
3



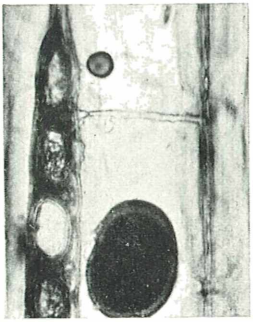
2



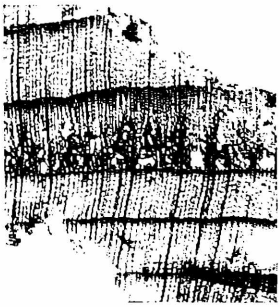
5



4



6

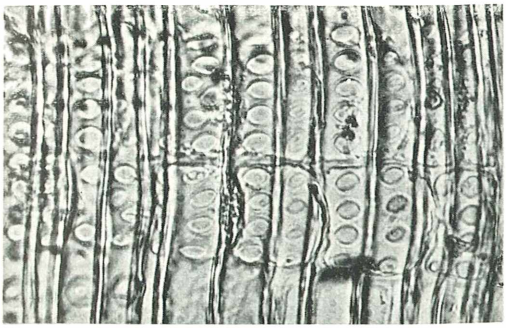


7

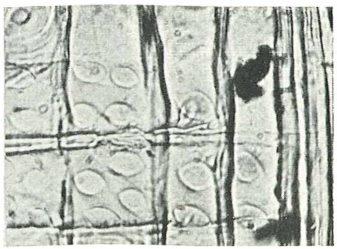
download unter www.biologiezentrum.at

download unter www.biologiezentrum.at

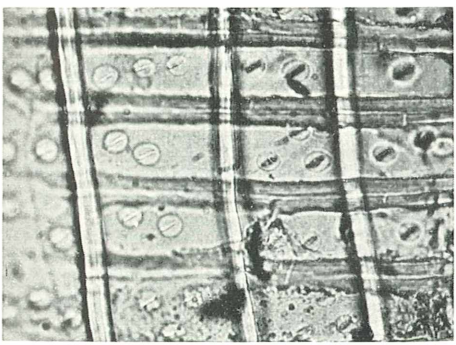
Taf. II (VII).



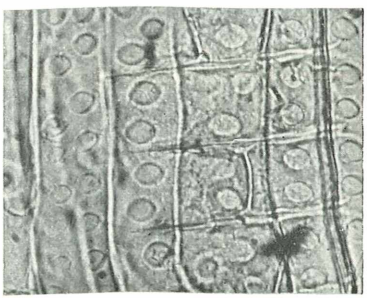
8



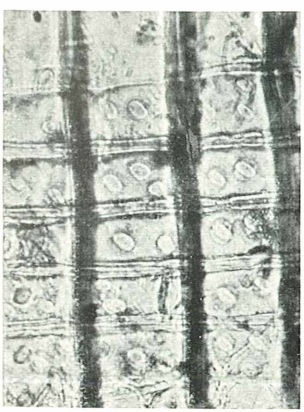
12



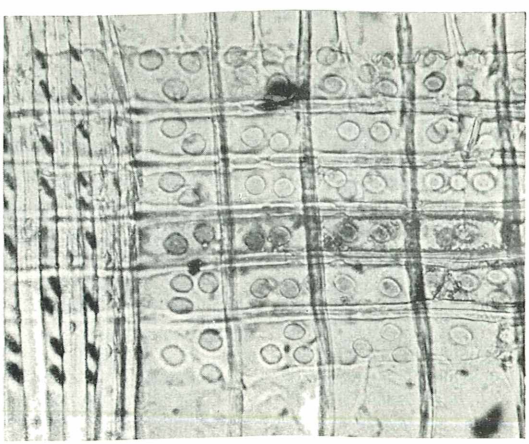
9



13



10

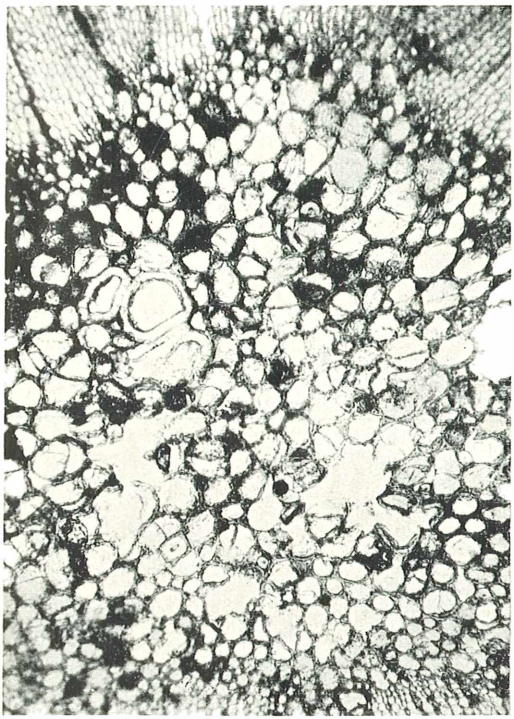


11

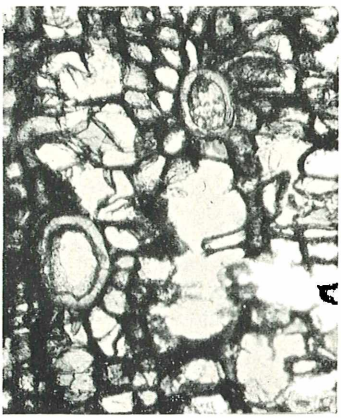
download unter www.biologiezentrum.at

download unter www.biologiezentrum.at

Taf. III (VIII).

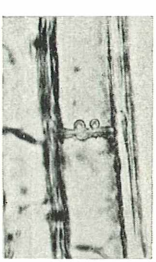


14

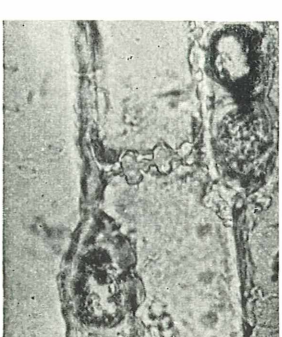


15

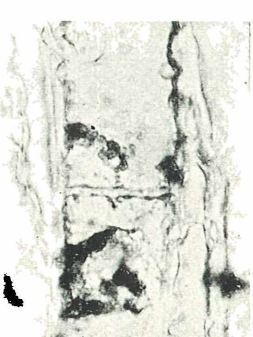
16



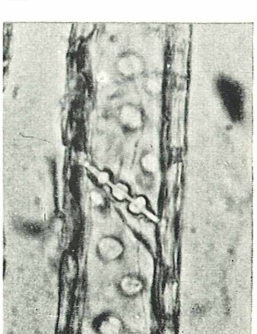
17



18



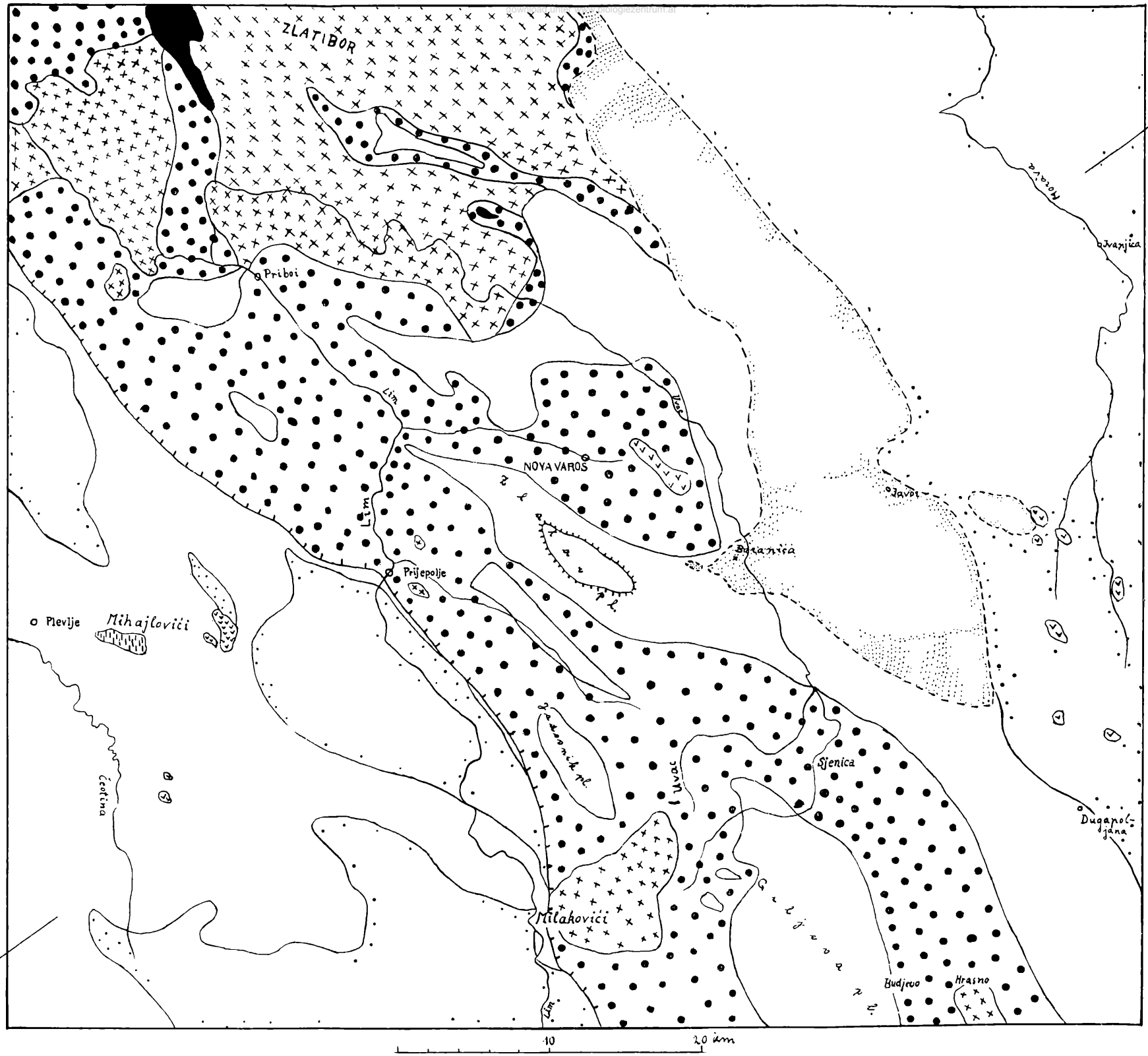
19



20

download unter www.biologiezentrum.at

download unter www.biologiezentrum.at

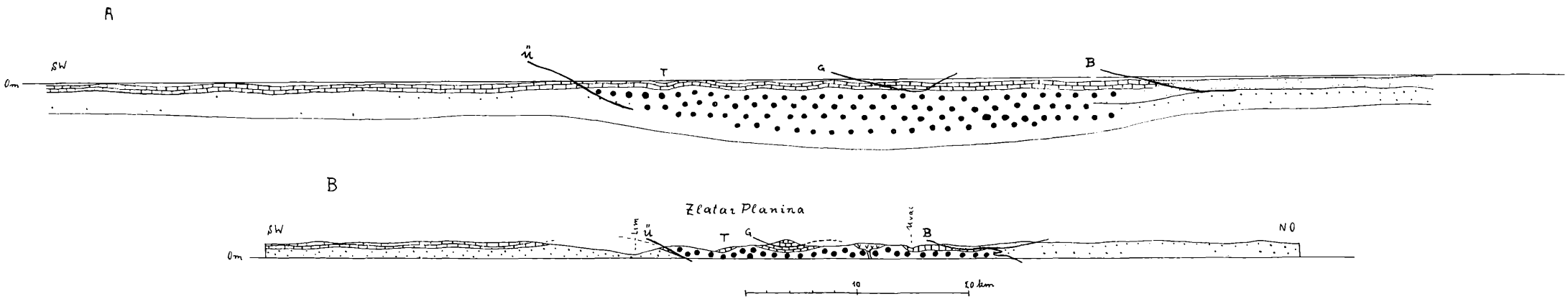

ZLATIBOR
Priboi
Lim
Uvac
NOVA VAROS
Prijepolje
Plevlje
Mihajlovići
Čeotina
Sjenica
Milakovići
Budjevo
Hrasno
Dugapoljana
Javor
Ivanjica
Morava
P
10
20 km

download unter www.biologiezentrum.at

Zeichenerklärung zu Tafel II und Tafel III.

- tertiärer Andesit.
- Gosau.
- Rand der Baranica-Decke.
- Baranica-Decke.
- Lias bei Plevlje.
- mittel- und obertriadischer Riffkalk der Zone von Plevlje und des eigentlichen innerdinarischen Troges.
- Schubrand des innerdinarischen Troges auf die Zone von Plevlje.
- Schubmasse des Golje Brdo in der Zlatar Planina.
- Radiolaritserie und Paläozoikum des eigentl. innerdinarischen Troges.
- Permokarbon der Randschwellen.
- Serpentin.

P — P = die Lage des Profiles.



Querschnitt durch den innerdinarischen Trog im Profil der Zlatar Planina.

A = Das Profil nach Abschluß der obertriadischen Sedimentation. Das 0-Meter-Niveau zeigt den Meeresspiegel des sich zurückziehenden Meeres an.
B = Das Profil der Zlatar Planina nach den vorgosauischen Ueberschiebungen.
Ü = Ueberschiebung des eigentlichen innerdinarischen Troges auf die Randschwelle von Plevlje.
B = Ueberschiebung der westlichen Randschwelle (= Baranica-Decke).
G = Schubmasse des Goljo Brdo.
T = Titerovac-Zone der Zlatar Planina.

Die Zeichenerklärung in den Profilen ist die gleiche wie sie auf der Uebersichtskarte verwendet wurde. Nur für die mittel-obertriadischen Riffkalke wurde in den Profilen Mauersignatur verwendet.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften

Jahr/Year: 1939-1940

Band/Volume: 87

Autor(en)/Author(s): Ganss Ortwin

Artikel/Article: Zur Sedimentationsgeschichte und Entwicklung des westgalizischen Flysches 136-154