

Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz

Gerhart Lauer

2 Abb., 2 Taf.

Anschrift:

Dr. Gerhart Lauer
Koninklijke
Shell Exploratie en Productie Laboratorium
Volmeerlaan 6
Rijswijk (z. H.)
Nederland

| | | | |
|-------------------------------|---------|------------|---------------------|
| Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. | 19. Bd. | S. 103—130 | Wien, Dezember 1970 |
|-------------------------------|---------|------------|---------------------|

Inhaltsverzeichnis

| | |
|---|-----|
| Zusammenfassung | 105 |
| Summary | 105 |
| Résumé | 105 |
| Einleitung | 106 |
| Die tektonische Gliederung der Umgebung von Ybbsitz | 107 |
| Paläographischer Überblick | 113 |
| Zur Stellung der piennidischen Klippenserie | 117 |
| Angeführtes Schrifttum | 122 |

Zusammenfassung

Es liegt eine geologische Kartierung des Kalkalpenordrandes im westlichen Niederösterreich vor. Im Rahmen der Auswertung von Beobachtungen konnte festgestellt werden, daß die vormittelkretazischen Klippengesteine in diesem Raum, nicht nur eine Hülle aus Buntmergelserie im Sinne von S. PREY (1957) zeigen, sondern daneben auch von „Synorogener Mittelkreide“ (Randcenoman) und der normalen Schichtfolge des nordalpinen Flysches, im Sinne von F. TRAUTH (1921, 1958) sedimentär bedeckt sind. Die oberkretazischen Faziesräume der Flyschzone werden demnach ebenso wie die der Buntmergelserie, hier von den Gesteinen der Klippenserie unterlagert, wobei ab der Mittelkreide die nördlichen Kalkalpen deren südliche Begrenzung bilden.

Das Gebiet der Umgebung von Ybbsitz kann in folgender Weise tektonisch gegliedert werden:

Lunzer Decke

Frankenfelser Decke: Hangendschuppe, Liegendschuppe

Ybbsitzer Einheit: Enthält die Schichtfolgen der Klippenserie, der „Synorogenen Mittelkreide“, sowie der Flyschserie; weiters Deckschollen der Frankenfelser Decke.

Flysch Einheit: Enthält Klippenserie und Flyschserie

Rogatsbodener Einheit: Enthält Klippenserie und Buntmergelserie.

Summary

By evaluating the observations gained from a geological mapping of the northern border of the Northern Limestone Alps (Lower Austria) it could be stated that the pre-middle cretaceous cliffs in that region show not only a cover of a series of coloured marls („Buntmergelserie“ according to S. PREY 1957), but also that they are furthermore sedimentarily covered by synorogenic rocks of middle cretaceous age („Randcenoman“) and the normal sequence of the Northern Alps' flysch (in the sense of F. TRAUTH 1921, 1958). The upper cretaceous sedimentation area of the flysch zone as well as that of the „Buntmergelserie“ are accordingly overlaid by rocks of the „Klippenserie“, the Northern Limestone Alps forming their southern limitation up from middle cretaceous time.

Résumé

Il existe un travail cartographique et géologique sur la zone septentrionale des alpes calcaires de la Basse-Autriche. L'analyse des observations faites au cours de ce travail amena au résultat suivant:

La série appelée „Klippengesteine“ est non seulement enveloppée d'une couche de la „Buntmergelserie“ au sens de S. PREY (1957), mais aussi recouverte des couches sédimentaires d'un créacé moyen synoro-

génique („Randcenoman“) et des series ordinaires du flysch nordalpin au sens de F. Trauth (1921, 1958).

Les régions de la faciés du créacé supérieur de la zone du flysch reposent donc tout comme celles de la „Buntmergelserie“ sur les éléments de la „Klipperserie“, qui sont bordés au Sud par les alpes calcaires septentrionales à partir du créacé moyen.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt einen Auszug aus einer im Jahre 1967 unter der Leitung von Prof. Dr. E. CLAR abgeschlossenen Dissertationsarbeit dar. Das zentrale Thema bildete dabei der Versuch einer kartierungsmäßigen Auflösung der sogenannten „Kliphülle“, auf Grund der von S. PREY (1950, 1953, 1957) gegebenen Flyschstratigraphie. Wir befinden uns in dem behandelten Gebiet am Nordrande der niederösterreichischen Kalkalpen, wo schon seit langer Zeit sehr verschiedenartige Auffassungen über den Geologischen Bau vertreten werden. Da eine Klärung der tektonischen Situation am Außenrande für jedes Orogen von fundamentaler Bedeutung ist, wurde auch hier besonderes Augenmerk auf die regionale Tektonik gerichtet. Die dabei erzielten Beobachtungen und Ergebnisse betreffen jedoch ausdrücklich nur den untersuchten Raum, die Umgebung von Ybbsitz. Die Konsequenzen, die sich etwa für weite Gebiete des alpin-karpatischen Raumes ergeben, seien geräumigeren Betrachtungen überlassen.

In dem hier vorliegenden Auszug wurde auf den speziellen Teil, der die Aufschlußbeschreibungen, sowie die paleontologischen und petrographischen Detailuntersuchungen enthält, wegen seines großen Umfanges verzichtet. Es ist also in diesem Rahmen nicht möglich sämtliche Beobachtungen im Detail zu belegen. Weiterhin ist es im Zuge der Dissertationsarbeiten noch nicht gelungen, die Verhältnisse im Gebiet des Prochenberges endgültig zu klären. Dieses ist daher auf der beigegebenen Karte noch nicht enthalten. Mittlerweile wurde jedoch gemeinsam mit L. WAGNER eine genauere Aufnahme durchgeführt, die zu einer Publikation zusammengefaßt, sich bereits in Vorbereitung befindet.

An dieser Stelle ist es mir auch eine angenehme Pflicht, meinen verehrten Lehrern Prof. Dr. E. CLAR, Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. WIESENEDER, Prof. Dr. A. PAPP, sowie Prof. Dr. D. ANDRUSOV auf das aufrichtigste für alle mir erwiesene Förderung zu danken. Auch den folgenden Herren bin ich in verschiedenster Weise zu Dank verpflichtet: Dr. S. PREY, Doz. Dr. A. TOLLMANN, Doz. Dr. A. RADOMSKI, Dr. U. PFLAUMANN, Prof. Dr. L. KÖBL, Dr. J. KAPOUNEK, Dr. A. KRÖLL, Ing. F. BRIX, Dr. K. SCHIMUNEK. Weiterhin gilt meine Dankbarkeit meinen Studienkollegen Dr. W. GRÜN, Dr. H. HEKEL, Dr. H. MAURER, Dr. W. SCHNABEL und Dr. M. STURM für die stets freundschaftliche Zusammenarbeit. Nicht zuletzt richtet sich mein inniger Dank an meine Eltern, die durch die Übernahme des weitaus größten Teiles, der mit der vorliegenden Arbeit verbundenen Kosten, diese erst ermöglicht haben.

Die tektonische Gliederung der Umgebung von Ybbsitz

Am Beginn der Aufnahmsarbeiten war meine Vorstellung vom tektonischen Aufbau dieses Gebietes zunächst stark durch die Arbeitshypothese von S. PREY (1957) beeinflusst, der die gesamten Vorkommen von Klippen am westlichen Ostalpenordrand als ultrahelvetisch, das heißt unter der Flyschdecke und nördlich des Faziesraumes der Flyschserie annimmt. Es zeigte sich jedoch schon sehr bald, daß ein direkter Kontakt zwischen kalkalpinen Gesteinen und jurassischen Klippengesteinen absolut keine Seltenheit ist. Dies ist besonders deutlich in folgenden Lokalitäten aufgeschlossen;

1. In der Gegend Grestenberg—Stöckl—Ederbauer.
2. Im Höllgraben (Unter Höll).
3. Im Steinbruch Spiegl.
4. Bei Schallau.
5. Am Nordhang des Schallaubauernberges.

Das häufige Auftreten von kieselreichen Kalken unter der Frankenfelscher Decke hat zum Beispiel H. STERBA (1952) veranlaßt hier eine „Kieselkalkzone im Sinne von P. SOLOMONICA (1931—1935) anzunehmen. Es handelt sich hier jedoch zweifellos um die aus der St. Veiter Klippenzone bekannten „Rotenberg Schichten“ F. TRAUTH (1948), die auch im stratigraphischen Zusammenhang mit typischen Klippengesteinen wie zum Beispiel Posidonienmergel stehen und demnach unbedingt der Klippenserie zuzuordnen sind.

Wie besonders zu betonen ist, wird als „Klippenserie“ eine Schichtfolge von Lias bis Mittelkreide zusammengefaßt. Die „Austroalpine Phase“ nach A. TOLLMANN (1964/a) hat sich im Sedimentationsraum der Klippenserie zweifellos nur sehr gering ausgewirkt, sodaß kaum wesentliche Diskordanzen zur höheren Unterkreide entstanden, wie die folgenden Aufschlüsse zeigen:

1. Im oberen Reingraben (westl. Größing).
2. Östlich Unterriegl.
3. Nördlich Reidl.

In diesen Lokalitäten liegt die Flyschoide Unterkreide augenfällig deutlich konkordant auf der jurassisch — tiefneokomen Klippenserie.

Eine wesentlich deutlichere Diskordanz ist jedoch zweifellos zum oberkretazischen Flysch — der Flyschserie — anzunehmen. Wegen der starken tektonischen Beanspruchung des Gebietes wird dieselbe nur selten sichtbar, da die meisten Kontakte hier tektonischer Natur sind. Durch das durchgehende Band der Unteren Bunten Schiefer von Ybbsitz über Sattelweber und Brandstatt bis zum Gehöft Liez wird diese mittelkretazische Diskordanz jedoch eindeutig deutlich und es zeigt sich, daß eine jurassische Klippenschichtfolge, die sich in der Unterkreide in flyschoider Fazies konkordant fortsetzt, zunächst von den Sedimenten der „Syntektonischen Mittelkreide“ und sodann von der Flyschserie diskordant überlagert ist.

Als „synorogene Mittelkreide“ sind die Sedimente zusammengefaßt, die im Ober Alb—Mittel Turon, also während des Heranschubes der nörd-

lichen Kalkalpen zum Teil auf diese selbst, zum Teil auf das Vorland — die Klippenserie, mehr oder weniger diskordant abgelagert wurden. Der Beweis für einen engen tektonischen Kontakt zwischen den nördlichen Kalkalpen und der Klippenserie kann durch das gemeinsame Vorkommen von *Grobklastika* der nördlichen Kalkalpen und der Klippenserie in der „Synorogenen Mittelkreide“ eindeutig erbracht werden. Der in der Mittelkreide entstandene „Ultrapienidische Rücken“ F. TRAUTH (1954), das Liefergebiet dieser Grobschüttungen, hatte demnach eine sedimentäre Hülle aus Klippenserie und eine tektonische in Form der nördlichen Kalkalpen.

All diese Fakten sprechen für die Ansicht von F. TRAUTH (1921, 1936, 1948, 1954), der die tektonische Stellung der Klippen samt Hülle ausschließlich zwischen Flysch und nördlichen Kalkalpen annimmt. Während jedoch von F. TRAUTH (bes. 1928, 1954) ein „Klippenhüllflysch“ die Hülle bildet, weist S. PREY (1957) eine eigene Hülle in Form der „Buntmergelserie“ nach, die tektonisch unter dem Flysch liegt. Auch in der Umgebung von Ybbsitz sind Klippen mit einer derartigen Hülle und einer Lage unter der Flyschdecke bekannt geworden:

1. Klippe von Raidlwies.
2. Klippenzug von Pimers und Lueg.

So führen diese Beobachtungen zu einer Arbeitshypothese, welche die Klippenserie weder ausschließlich im Norden des postmittelkretazischen Flyschtroges S. PREY (1957), noch ausschließlich im Süden desselben F. TRAUTH (1921, 1936, 1948, 1954) annimmt, sondern in beiden Positionen, sowohl auf dem Ultrapienidischen Rücken, als auch im Liegenden der Buntmergelserie im Norden des Faziesraumes der Flyschserie. Auch die faziellen Differenzen zwischen der Klippen—Nordfazies und der Klippen—Südfazies reichen völlig aus, die nötige Entfernung zu erklären. Im wesentlichen seien folgende Besonderheiten der Südfazies der Klippenserie erwähnt:

1. Fleckenmergelfazies im Aalen.
2. Vulkanismus im unteren Dogger.
3. Hornsteinreiche „Rotenbergschichten“.
4. Brecciöse Fazies des Oberjura.

Die Hauptmasse der Klippen in der Umgebung von Ybbsitz zeigt diese Südfazies und hat eine Hülle aus oberkretazischer Flyschserie und „Synorogener Mittelkreide“, worin noch Erosionsreste der nördlichen Kalkalpen eingebaut sind. Diese Situation wird im Gebiete des *Hubberges* besonders deutlich. Es zeigt sich hier ein großflächiger Komplex von Reiselsberger Sandstein nahezu rundum von Deckschollen der Nördlichen Kalkalpen umgeben, die zum Teil direkt der Klippenserie auflagern (Reithgraben), zum Teil in die „Synorogene Mittelkreide“ eingelagert sind. Durch das Einfallen im Bach östlich Flachreith, durch das Einfallen und die Zwischenlagerung von unteren bunten Mergeln zwischen Hub und Ort, wird deutlich, daß der Reiselsberger Sandstein hier das *Hängende* eines mittelkretazisch gebildeten tektonischen Baues bildet, in welchem die Klippenserie durch die Nördlichen Kalkalpen über-

schoben wurde. Diese Tatsache ist von so großer Bedeutung, daß sie noch näher erörtert und bewiesen werden muß:

Zunächst ist — wie schon erwähnt — die Überlagerung der Klippenserie durch Kalkalpine Gesteine an vielen Stellen beweisbar, es handelt sich nunmehr darum auch die Überlagerung der „Synorogenen Mittelkreide“ direkt auf Klippenserie aufschlußmäßig zu belegen. Dies ist daher nötig, da zahlreiche kalkalpine Deckschollenklippen in diese eingelagert sind, wie die Lokalitäten im Graben nördlich Kerschbaum und im Urnbach südlich Unter Gschwandegg zeigen. In folgenden Lokalitäten wird die gefragte sedimentäre Überlagerung nun sichtbar:

1. Im Graben östlich Ederbauer.
2. Im Graben östlich Unterstein.
3. Im Graben östlich Unterriegl.
4. Im Steinbruch Spiegl.

Die wohl eindrucksvollste Dokumentation bringt uns der Steinbruch hinter dem Gehöft Spiegl (siehe Abb. 2). Wir sehen die „Synorogene Mittelkreide“ hier in Form von planktonreichen Oberalb Mergeln auf einen „Hard ground“ des fossilbelegten Oberjuras der Klippenserie transgredieren und von fossilreichen Kössener Schichten tektonisch überlagert. Eine sedimentäre Überlagerung kann hier unmöglich bezweifelt werden. Es könnte noch der Einwand erhoben werden, es handelt sich hier um ein Oberalb der „Buntmergelserie“, das nach S. PREY (1957) in zumindest ähnlicher Fazies vorhanden ist. Dies würde jedoch eine Ausquetschung von mehreren hundert Metern Flyschserie bedingen um den Kontakt zu den Kössener Schichten zu erklären, eine Möglichkeit, die aus den Gegebenheiten des Aufschlusses absolut nicht zu beweisen ist, umso mehr als am westlichen Rand des Aufschlusses die Überlagerung der Kössener Schichten durch Reischberger Sandstein ziemlich deutlich ist.

Da nun weiterhin die Überlagerung der Flyschserie auf dieses voroberkretazische Gebäude eindeutig ist (Hubberg), bleibt nur noch zu beweisen ob diese sedimentärer oder tektonischer Natur ist. Eine Frage, die an sich nicht mehr sehr wesentlich ist, da eine nordvergente Überschiebung den gewünschten Beweis nur weiter nach Süden verschieben würde und eine Südvergente aus den allgemeinen tektonischen Verhältnissen nicht vorstellbar ist. Der Beweis für eine sedimentäre Überlagerung von Flyschserie auf Klippenserie mit „Synorogener Mittelkreide“ liegt jedoch in dem schon anfangs erwähnten Band von unteren bunten Mergeln zwischen Ybbsitz und Liez, woran sich die Schichtfolge der Flyschserie eindeutig anschließt. Wie ersichtlich ist damit die Kette der Beweisführung geschlossen und es dürfte sehr schwierig sein zu einer anderen Anschauung zu gelangen, ohne wesentliche Geländegegebenheiten außer acht zu lassen.

Wenn wir von den im Bereiche der Klippenzone üblichen Verschuppungen absehen, so ergibt sich etwa im Meridian von Ybbsitz eine recht gut in sich geschlossen tektonische Einheit, die im Süden am Ausgang der Noth vom Hauptdolomit der Frankenfesler Decke, im Norden mit den mittelkretazischen Grobklastika selbst auf fossilbelegtes Maastricht der

Mürbsandsteinserie *überschoben* ist. Diese Überschiebung läßt sich von der Höllgraben-St. Ägydi Störung bis an den Ostrand des Aufnahmegebietes verfolgen. Westlich dieser Querstörung finden wir im Norden eine Deckscholle, die nur aus Flyschoiden Neokom mit Deckschollenklippen der nördlichen Kalkalpen besteht auf Reiselsberger Sandstein der tieferen Flysch Hauptschuppe liegen, während im Süden eine kompliziert verschuppte Einheit aus Klippenserie und kalkalpinen Schichtfolgen vorliegt. In auffallender Weise fehlt hier also die postmittelkretazische Flyschserie in der Fortsetzung dieser höheren Einheit. Östlich der Grestenberg Störung schrumpft diese Tektonische Einheit, die ich für den bearbeiteten Raum provisorisch als *Ybbsitzer Einheit* bezeichnen will, weiter zusammen und es entsteht im wesentlichen ein Bild, das der weithin bekannten „Cenoman Randschuppe“ (i. S. W. ZEIL 1955), bzw. der „Cenoman Klippenzone“ (i. S. H. LÖGTERS 1937) entspricht, wobei aber noch sowohl kalkalpine als auch klippenzonale Elemente darin vorhanden sind.

Durch das schon bei F. TRAUTH (1954) beschriebene großräumige axiale Gefälle von Waidhofen a/d. Ybbs gegen Ybbsitz und dessen neuerliches Ansteigen gegen Gresten, entsteht im Raume von Ybbsitz eine großräumige *axiale Mulde* wodurch der üblicherweise hauptsächlich aus Mittelkreide bestehenden, tektonisch stark zerschert unter den Kalkalpen liegenden „Randschuppe“ eine derart breite Entwicklung ermöglicht wird, wie sie die Flysch Südschuppe bildet.

Wir sehen demnach die „Flyschzone“ und die „Klippenzone“ als *morphographische* Begriffe zusammengefaßt, im Raume von Ybbsitz in 3 tektonische Anteile aufgelöst: (siehe tekt. Skizze Taf. 3)

1. Ybbsitzer Einheit (Klippenserie—nördliche Kalkalpen—Flyschserie).
2. Flysch Einheit (Klippenserie—Flyschserie).
3. Rogatsbodener Einheit (Klippenserie—Buntmergelserie).

Darauf liegt im Süden der tektonische Komplex der nördlichen Kalkalpen, der sich in folgende Einheiten Gliedern läßt: (siehe tekt. Skizze Taf. 3).

1. Lunzer Decke (Opponitzer Teldecke).
2. Frankenfelser Hangendschuppe
3. Frankenfelser Liegendschuppe.

Die Lunzer Decke überschiebt im Profil der Noth am Prochenberg sehr deutlich, flach mit Muschelkalk. Darauf folgt die übliche hangende Stratiographie der *Opponitzer Teildecke*, welche in diesem Meridian weit nach Süden in recht flacher und ruhiger Lagerung verbreitet ist. Im Westen des Aufnahmegebietes, an der Gaisbergstörung — geht jedoch eine ziemlich grundlegende Änderung im Bauplan der Lunzer Decke vor sich. Wir finden hier schlagartig den Umschwung zu den Verhältnissen, wie sie westlich von hier im Raum von Gstadt und Waidhofen a/d. Ybbs bestehen (F. TRAUTH 1954, W. SCHNABEL 1966). Die Lunzer Decke überschiebt dort mit Hauptdolomit und im Süden folgt die Liegende Schichtfolge. Auch scheint nach W. SCHNABEL (1966) auf Grund des Profiles im Gr. Ybbstal, die Überschiebung hier steiler vor sich zu gehen.

Unter der Lunzer Decke liegt im Maisbergprofil (siehe Profile Taf: 4) ein mächtiger Komplex von Dogger Riffkalken der von F. TRAUTH (1921, 1928) als verkehrt liegender Hangendschenkel einer Mulde der Frankenfelder Decke betrachtet wurde. Diese Annahme ist ohne weiteres zu akzeptieren, da sich ja die verkehrte Lagerung durch das Darüberliegen von Allgäu Schichten als eindeutig erweist. Die mächtigen hier auftretenden, massigen Vilser Kalke, welche in den liegenden Anteilen der Frankenfelder Decke zum Teil überhaupt fehlen, oder zumindest nicht in dieser Facies entwickelt sind, lassen jedoch eine bedeutendere Entfernung zwischen den beiden Einheiten vermuten, obwohl es sich zweifellos um einen abgescherten Hangendschenkel einer Mulde handelt. Aus diesen Gründen wird hier eine weitgehend isolierte „Frankenfelder Hangenschuppe“ angenommen. Diese Einheit setzt am Nordwesthang des Prochenberges an einer Querstörung ein, erstreckt sich über die Noth und den Maisberg in Form von Vilser Kalken, geht im Höllgraben in Allgäu Schichten über und verschwindet schließlich am Osthang des Gaisberges unter dem Muschelkalk der Lunzer Decke.

Als „Frankenfelder Liegendschuppe“ sei der übrige, mehr oder weniger zusammenhängende, normal liegende Anteil der Frankenfelder Decke bezeichnet.

Innerhalb des Störungssystems der Ybbsitz-Göstling-Blattverschiebung (nach P. STEINER 1965) finden sich die in sich stark verschuppten Schollen der Haselsteinwand und der im Westen daran anschließenden Schuppenzone von Allgäu Schichten. Besonders die Haselsteinwand, aus den Aalen Kalken des Laubensteinkalkes bestehend, zeigt im Landschaftsbild sehr deutlich ihre zwischen zwei Störungen eingeklemmte Stellung.

Weiter gegen Westen klingen die Querstörungen allmählich aus und wir sehen zunächst am westlichen Prochenberg wiederum zwei stark zerscherte und tektonisch reduzierte Muldenkerne im Hauptdolomit, die auch „Synorogene Mittelkreide“ enthalten. Später tritt dann in der Noth und am Nordhang des Maisberges noch eine dritte ebensolche Synklinale hinzu, die direkt an der hier darüber folgenden Frankenfelder Hangenschuppe liegt. In der Gegend des Gehöftes Hintstein keilt dieser zusammenhängende Zug dann aus und die Frankenfelder Decke wird bis zum Gehöft Reidl nur durch ihre Hangenschuppe repräsentiert.

Westlich der Grestenbergstörung, die ja noch in die Frankenfelder Liegendschuppe hineinstreicht, herrscht ein wesentlich ruhigerer Baustil. Wir finden hier zwei Synkinalen von welchen die nördliche direkt an der Grestenbergstörung nur lokale Bedeutung hat. Die zweite, auf der Schulter des Gaisberges gelegen, mit „Synorogener Mittelkreide“ im Kern, ist jedoch jenseits der Gr. Ybbs noch weit zu verfolgen.

In auffallender Weise ist wiederum festzustellen, daß alle Teilkomplexe dieses tiefsten Stockwerkes der nördlichen Kalkalpen in direktem Kontakt zur Klippenserie (Lias—Mittelkreide) stehen. Es handelt sich jedoch trotzdem um Anteile, die wahrscheinlich schon mittelkretazisch von den Deckschollenklippen im Norden erosiv abgetrennt waren und durch den irgendwann postoberkretazisch stattfindenden Heranschub der Lunzer

Decke sicherlich noch ein — wenn auch geringes Stück — nach Norden geschoben wurden. Anderorts kann diese Überschiebung ohne weiteres weiter sein und es kann so zu einer Überschiebung auf oberkretazische Flyschserie kommen, wie dies S. PREY (1957) östlich im „Brettlfenster“ sieht.

Das ganze Gebiet wird noch von mehreren Querstörungen durchzogen.

Diese Querstörungen haben zumeist deutlich den Charakter von Blattverschiebungen, wie zum Beispiel die Aufschlüsse im Bach westlich Ybbsitz und im Graben westlich Unterstein zeigen. Sie stehen sicherlich schon unter dem Einfluß der tektonischen Großstruktur der Weyerer Bögen, wie besonders die von P. STEINER (1965) beschriebene Ybbsitz—Göstling—Blattverschiebung deutlich durch den Nordschub des Ostschenkels — des Schallaubauernberges — zeigt. Das Alter all dieser Störungen ist eindeutig mit jünger als Maastricht anzugeben, da die mittel- und oberkretazischen Schichtfolgen (Flyschserie und „Synorogene Mittelkreide“) immer mit einbezogen sind. Sie dürften alle mehr oder weniger in Zusammenhang mit den letzten Überschiebungsphasen entstanden sein. Einige davon, wie das Beispiel der Ybbsitz—Göstling—Blattverschiebung zeigt, können jedoch nur am Beginn oder während des Nordschubes entstanden sein, da der Untergrund der Kalkalpendecken, in welchen diese Blattverschiebung vor sich geht — die Ybbsitzer Einheit — zwar deutliche Schlepplungsstrukturen, jedoch keine direkte Fortsetzung der bedeutenden Störung zeigt. Auch die Gaisbergstörung, die nur auf die Lunzer Decke beschränkt bleibt, ist schon vor dem Abschluß des heutigen Deckenbaues entstanden. Die Grestenbergstörung hingegen erfaßt die Einheiten der Frankenfesler Liegendschuppe, der Flysch Südschuppe, der Flysch Hauptschuppe und des Ultrahelvetikums, ist somit eindeutig nach der Fertigstellung des Baues dieser Einheiten entstanden. Ähnlich liegen auch die Verhältnisse auch bei der Höllgraben—St. Ägydi—Störung, obwohl sie die Frankenfesler Liegendschuppe nicht erfaßt, da diese hier überhaupt nicht vorhanden ist. Es gibt jedoch keine Querstörung, die sämtliche Einheiten inklusive der Lunzer Decke durchschneidet, eine Tatsache, die die sytektonische Natur all dieser Dislokationen beweist, sodaß diese während der letzten deckenbildenden Großphase entstanden zu denken sind.

Zusammenfassend lassen sich in der Umgebung von Ybbsitz aus den Gegebenheiten des Geländes zwei tektonische Zyklen nachweisen:

1. Die mittelkretazischen Phasen, welche die nördlichen Kalkalpen auf Klippenserie verfrachtet, wie vor allem das gemeinsame Vorkommen von Klippengesteinen und kalkalpinen Gesteinen in der „Synorogenen Mittelkreide“ beweist.

2. Eine oder mehrere Phasen nach dem Abschluß der Sedimentation der Flyschserie, die demnach postmaastricht anzunehmen wäre, da Maastricht in der Flyschserie noch nachgewiesen werden konnte. Hierbei entstand der heute bestehende tektonische Bau mit allen Querstörungen und den angeführten tektonischen Einheiten.

Paläogeographischer Überblick

Es ist das Ziel jeder geologischen Arbeit zu einem paläogeographischen Bild und dessen Wandlung im Laufe der Zeiten zu gelangen. Nun ist dies in einem so kompliziert gebauten und an ungelösten Problemen so reichen Gebiet, wie es die Umgebung von Ybbsitz darstellt, ohne Zweifel ein sehr weit gestecktes Ziel, das selbstverständlich im Rahmen dieser Arbeit noch nicht erreicht werden konnte. Es sei trotzdem der Versuch unternommen an Hand der bisher erzielten Ergebnisse eine Vorstellung der paläogeographischen Verhältnisse zu entwickeln, die sicherlich einiges zum Verständnis des heutigen Bauplanes beitragen kann. Im Rahmen dieser Darstellung sei jedoch auf Bezugnahmen der äußerst umfangreichen ozeanographischen, ökologischen und klimatologischen Literatur verzichtet, da deren Bearbeitung und Anwendung das Thema einer eigenen, in sich geschlossenen Arbeit wäre. Das Bild sei nur aus den geologischen Gegebenheiten heraus entworfen, wie sie das Gelände bietet.

Wenn wir von den Verhältnissen in der variskischen Ära und noch älteren Zeiten absehen, so finden wir im Meridian von Ybbsitz im Raume der späteren Klippenserie bis in die höchste *Trias* keine Sedimente. Der geologische Aufbau kann aus den grobklastischen Komponenten der Klippenserie und der „Synorogenen Mittelkreide“ in groben Zügen rekonstruiert werden. Es handelt sich demnach um Granitmassen verschiedener Art, die selten auch Schollen metamorpher Gesteine enthalten, eine auf größere Flächen erhaltene Sedimenthülle von klastischen Gesteinen — wahrscheinlich oberkarbonen bis permischen Alters, haben und von mächtigen Quarzporphyrdecken zu großen Teilen überlagert sind. Auch bei Berücksichtigung einer gewissen Härteauslese in den späteren Konglomeraten scheinen diese Quarzporphyrdecken, die höchst wahrscheinlich dem weithin bekannten permischen Vulkanismus zuzuschreiben sind, in der Landschaft der Obertrias noch das prägende Element zu bilden. Im tiefsten *Lias* erreichte sodann eine wahrscheinlich aus dem Osten kommende Transgression dieses Gebiet und es kam zur Ablagerung der litoralen Grestener Schichten. Die Sedimente derselben lassen besonders durch die Existenz von Kohlenflötzen auf eine nicht allzu große Landferne schließen. Wenn man weiterhin bedenkt, daß die Bildungen der Grestener Schichten sowohl im Süden, im Raum des später (mittelkretazisch) aufgewölbten Ultrapienidischen Rückens, als auch weit im Norden im Untergrund der oberkretazischen Buntmergelserie zu finden sind, so ergibt sich eine breite Zone gleicher Fazies im Meridian von Ybbsitz. Dies wäre einerseits durch eine sehr breite Litoralzone bei Ost—West verlaufender Küste zu erklären, anderseits bestehen jedoch auch keine prinzipiellen Bedenken gegen einen mehr oder weniger Nord—Süd gerichteten Küstenverlauf, wie er in den slowakischen Karpaten in Angleichung an die moravischen Richtungen ohnedies besteht. Dieses sicherlich recht flache und von zahlreichen Inseln mit tropischer—subtropischer Vegetation durchsetzte Meer erfährt bis in den höchsten Dogger noch keine grundlegende Veränderung. Wir finden die grobklastischen Schüttungen, wie das Hinterholzkonglomerat und die Kon-

glomrate in den Neuhauser Schichten, die auf nähere Erosionsgebiete deuten, neben Zonen von pelitischer Sedimentation, die von zahlreichem organischem Leben erfüllt waren, wie die fossilreichen Grestener Schiefer und die Posidonienmergel zeigen, ja im mittleren Lias werden sogar zonenweise Kalke sedimentiert. An der Wende Lias—Dogger finden wir einen ultrabasischen Vulkanismus, wobei es aber nicht erwiesen ist, ob sich dabei Vulkanbauten über den Meeresspiegel erhoben haben. Dies alles ergibt ein recht abwechslungsreiches Bild zur Zeit der Sedimentation der Grestener Facies (F. TRAUTH 1908), wobei sich allerorten verschiedene Fazieszonen immer wieder verzahnen.

Mit dem Oxford jedoch ändern sich die Verhältnisse schlagartig und grundlegend. Es kommt zur Ablagerung von Hornsteinkalken und Kieselkalken, hauptsächlich in den südlicheren Regionen, die eine starke Vertiefung des Meeres beweisen, und vor allem zu einer wesentlich einheitlicheren weiträumigen Verbreitung gleicher Fazieszonen. Dies zeigt sich besonders schön in den Tithon-Neokom Calpionellen und Aptychenkalken, bzw. den Unteren Blassensteinschichten (F. TRAUTH 1948), die durch ihre ruhige ungestörte Schlammkalksedimentation deutlich auf einen bathyal-pelagischen Bildungsraum deuten. Daß jedoch auch im Oberjura zumindest zeitweise — speziell im südlichen Raum Erosionsgebiete bestanden haben, zeigen die bunten Kalkbreccien ebenso wie die Sandsteinlinse im Steinbruch Spiegl. Diese scheinen jedoch im Ganzen nur von untergeordneter Bedeutung gewesen zu sein.

Im unteren Neokom setzt sich die Kalksedimentation zunächst noch besonders in Form von Fleckenkalken fort, geht jedoch schon im Berrias örtlich in einer flyschoide Facies über, die sodann bis zur Mittelkreide anhält. Wir finden in diesem Zeitraum kein besonders lebensfreundliches Biotop wie die allgemeine Fossilarmut beweist. Wir finden weiterhin keine Anzeichen für nähergelegene Erosionsgebiete und haben auch keinen Hinweis auf die bestehende Wassertiefe. Die in diesem Zeitraum in ziemlicher Mächtigkeit auftretenden klastischen Gesteine sind zum allergrößten Teil sehr feinkörnig und können submarin über weite Strecken transportiert worden sein. Einen interessanten Hinweis erhalten wir durch die reichliche Glaukonitführung im „Flyschoiden Gault“, da nach K. HUMMEL (1922) zur Glaukonitführung die Existenz von kalten und warmen Meeresströmungen nötig ist. Das bedingt für diesen Zeitraum im Meridian von Ybbsitz ein sowohl nach Süden als auch nach Norden weit hin offenes Meer.

Ungefähr mit dem mittleren Alb beginnt sich eine grundsätzliche Veränderung in den topographischen Verhältnissen zu vollziehen. Diese ist bedingt durch den mehr oder weniger weiten Heranschub der nördlichen Kalkalpen, über deren geologischen Werdegang nunmehr auch einiges gesagt werden muß. Im Ablagerungsraum als welchem später die Lunzer Decke entstand, finden wir die größtenteils massigen Triaskalke und Dolomite, die nur von den klastischen, kohleführenden Lunzerschichten unterbrochen werden. Dies deutet auf den allerorten in den Kalkalpen bekannten litoralen Einfluß im Karn, wobei jedoch nicht zu übersehen ist, daß auch während der übrigen Trias keine allzu große

Wassertiefe angenommen werden darf (M. SARNTHEIN 1967, H. ZANKL 1967). Von Interesse ist noch weiterhin, daß die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder nicht allzu hoch ist (selten über 100 m), woraus eine Lage nahe dem Nordrand der kalkalpinen Geosynklinale mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit abzuleiten ist. Ein Gebiet, wo im Gegensatz zu zentraleren Teilen keine sehr starke Absenkung mehr stattfand.

Zumindest in der Obertrias können für das Gebiet der Frankenfelder Decke ähnliche Verhältnisse angenommen werden, da die Schichtfolge hier an der Basis den Hauptdolomit zeigt. Mit dem Abschluß der Sedimentation der Kössener Schichten, welche hauptsächlich eine reichlich von Korallen und Brachiopoden belebte Zone repräsentieren, vollzog sich jedoch eine grundlegende Änderung in der submarinen Paleogeographie. Nach einer Erosionsphase, die an mehreren Stellen durch stratigraphisches Fehlen des Rhät deutlich wird, kommt es zur Ablagerung der Allgäu Schichten (Terminus nach C. W. GUEMBEL 1857), für deren Genese von V. JAKOBSHAGEN (1965) eine sauerstoffarme Gyttja im tief neritischen Bereich angenommen wird. Jedoch auch die Allgäu Schichten fehlen in manchen Profilen und es ist nicht eindeutig festzulegen, ob die zeitweise Erosionswirkung nicht stellenweise zumindest bis in das Aalenien angehalten hat. Der einzige fossilbelegte Punkt in den Allgäu Schichten dieses Gebietes im oberen Höllgraben weist nämlich erst auf die Zone des *Leioceras opalinum*, einen Zeitpunkt zu dem in den südlicheren Regionen, dem Bereich der heutigen Frankenfelder Hangendschuppe, der Laubsteinkalk entstand. Diese Crinoiden-Brachiopodenfacies ist auch weiterhin mit den Vilser- und Weißenhauuskalken, für den gesamten Mitteljura dieses Gebietes charakteristisch. Stellenweise fehlt auch dieses Schichtglied und der Oberjura folgt direkt auf Kössener Schichten und sogar auf Hauptdolomit. Wir müssen also für den Zeitraum des Laas und Dogger recht abwechslungsreiche Sedimentationsverhältnisse annehmen. Ein Eindruck, der allein durch den raschen Wechsel zwischen biogenem Schutt, möglicherweise aus echten Riffen, und den wesentlich andersartigen Allgäu Schichten, die hier eine Art von Lagunenfazies darstellen könnten. Auch das stellenweise Vorkommen erosiver Vorgänge wäre unter diesen Verhältnissen denkbar.

Erst mit dem höchsten Dogger beginnt sich die Fazies der roten Ammonitenkalke, des Klausalkes und Steinmühlkalkes, mit der von B. KUNZ (1967) neu beschriebenen Varietät des Reitmauerkalkes, durchzusetzen. Diese Fazies wird im höheren Kimmeridge sodann recht einheitlich sedimentiert. Im Oxford jedoch liegen noch zwei Sonderfazies vor, deren eine der von F. TRAUTH (1848) beschriebene weiße Oxfordkalk darstellt, die andere jedoch erst im Rahmen der eigenen Aufnahmsarbeiten festgestellt und definiert werden konnte. Es handelt sich um einen knolligen, rot-grün gefaserten Ammonitenkalk, der auf Grund einer von B. KUNZ freundlicherweise bestimmten Ammonitenfauna in das obere Unteroxford, etwa in die Zone des *Cardioceras cordatum* bzw. die *Tenuicostatium*zone einstuft ist. Eine detaillierte Arbeit über dieses Schichtglied, das nach seiner Typuslokalität als „Untersteiner Kalk“ bezeichnet sei, befindet sich in Vorbereitung.

Im tieferen Neokom, das nirgends nennenswert aufgeschlossen ist, endet hier die Sedimentation in der kalkalpinen Geosynklinale und es kommt sodann in der Mittelkreide zu der tektonischen Verfrachtung des gesamten Schichtstoßes nach Norden bis auf die südlichen Anteile der Klippenserie, womit wir wieder in den vorher besprochenen paleogeographischen Raum zurückkehren. In dessen weitere Entwicklung sind also nunmehr auch die nördlichen Kalkalpen einbezogen.

In den nördlichen Regionen des damit entstandenen Sedimentationsgebietes scheinen nur geringfügige Verstellungen stattgefunden zu haben, wobei es zur Ausbildung des Flyschtroges und des nördlich daran anschließenden Faziesraumes der Buntmergelserie kam. Durch dieses tektonische Geschehen ist im Süden die Ablagerung der großen Mengen von wildflyschartigen Grobschüttungen bedingt. Die Abrollung der bis zu 2 m großen Quarzporphyrgerölle bedingt weiterhin die Existenz von sehr wirksamen Brandungsregionen. Daneben gab es jedoch auch Zonen ruhigerer Sedimentation, wie die planktonreichen Pelite und die Sandsteine zeigen. Schon während zum Teil noch derartige Sedimentationsverhältnisse anhalten, dringt schon allmählich aus dem nördlich anschließenden Flyschbecken die Fazies der Unteren Bunten Mergel und bald auch die echte Flyschfazies des Reiselberger Sandsteins in diesen Raum vor. Im höheren Turon scheinen die bestehenden Erosionsgebiete hier schon völlig eingeebnet und vom Meer überflutet, sodaß in jeder Hinsicht ein Anschluß an den Faziesraum der Flyschserie erreicht wurde, wie sich dies auch in den Sedimenten äußert.

Obwohl die Entfernung der Flyschsedimente der Flysch Einheit und der Ybbsitzer Einheit nicht sehr groß anzunehmen ist, bestehen doch neben Mächtigkeitsunterschieden auch fazielle Differenzen, so das anscheinende Fehlen der Obersten Bunten Schiefer und der Mürb sandsteinserie bei Vertretung durch die Zementmergelserie in der Südfazies. Ein Hinweis auf die klimatischen Bedingungen wird uns durch die Einlagerungen der bunten Mergel und Schiefer gegeben, denn egal ob wir deren Genese durch Einschwemmungen aus Lateritgebieten (H. HAGN 1960) oder durch Halmyrolyse (R. BRINKMANN 1935) deuten, sind dazu mehr oder weniger tropische Verhältnisse nötig.

Spätestens im mittleren Eozän wird der damals noch weit auseinandergezogene Raum im Meridian von Ybbsitz trockengelegt. Im Norden, im Sedimentationsraum der Buntmergelserie entsteht eine neue Aufwölbung, die bis auf den kristallinen Sockel erodiert wird und im Sinne von R. BRINKMANN, K. GRUNDLACH, H. LÖGTERS & W. RICHTER (1937) als „Cetischer Rücken“ bezeichnet werden könnte. Es entsteht im Norden davon zum Teil noch auf den Sedimenten der Buntmergelserie, wie dies bei H. HAGN (1960) und bei J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP & K. TURNOVSKI (1965) angenommen wird, der Molassetrog mit einer bis zum heutigen Waldviertel reichenden Transgression. Hier hält die Sedimentation bis in das untere Jungtertiär an, bis zum Einsetzen der wohl bedeutendsten tektonischen Geschehnisse, die den Bau des Ostalpenrandes dieser Gegend in seiner heutigen Form bewirkt haben. Die Sedimente des Molassetroges werden mindestens bis auf die Breite

des Fensters von Urmannsau (Bohrung der ÖMV AG „Urmannsau 1“ 1964, A. KRÖLL & G. WESSELY 1967) von alpinen Decken überschoben. Der Raum im Meridian von Ybbsitz wird dabei in folgende tektonische Einheiten zerlegt:

1. Die Lunzer Decke mit einer Schichtfolge von Muschelkalk bis Nor. (Wahrscheinlich schon vormittelkretazisch angelegt).
2. Die Frankenfesler Hangendschuppe als verkehrt liegender abgescherter Hangendschenkel einer Mulde, mit Lias und Dogger.
3. Die Frankenfelse Liegendschuppe mit einer Schichtfolge von Nor bis Cenoman.
4. Die Ybbsitzer Einheit, die sich aus der mittelkretazischen tektonischen Einheit der Nördlichen Kalkalpen und Sedimenten der Klippenserie (Lias—Mittelkreide) und der Flyschserie (Mittelkreide—Maastricht?) zusammensetzt.
5. Die Flysch Einheit aus Klippenserie (Lias—Mittelkreide) und Flyschserie (Mittelkreide—Maastricht) bestehend.
6. Rogatsbodener Einheit mit Klippenserie (Lias—Mittelkreide) und einer Hülle aus Buntmergelserie (Campan—Maastricht).

Diese sechs Einheiten wurden zusätzlich noch während und nach ihrer Entstehung durch zahlreiche Brüche und Blattverschiebungen gegeneinander versetzt, sodaß das stark differenzierte Bild entsteht, wie wir es heute finden.

Der geologische Bau der Umgebung von Ybbsitz war also erst mit dem Jungtertiär abgeschlossen und es bleibt nur noch die Entwicklung der heute bestehenden Landschaftsformen. Diese sind bedingt durch die starke Klimaverschlechterung der Eiszeit im Pleistozän, wobei jedoch zu betonen ist, daß keinerlei Nachweise für eine glaziale Bedeckung in diesem Gebiet zu erbringen sind. Durch die starke Erosionswirkung der Schmelzwässer aus den gewaltigen Gletschern im Süden wurde im Laufe der einzelnen Vereisungsperioden das bestehende topographische Relief im großen und ganzen herausgearbeitet. Nur die Ausbildung der tiefen Bachgräben und andere geringe morphographische Details, sind der Erosionswirkung postglazialer Zeiten zuzuschreiben.

Zur Stellung der pienidischen Klippenserie

Schon seit der Zeit, als sich die gewaltige Konsequenzen der Deckenlehre auf das alpin-karpatische Orogen durchzusetzen begannen, wurde von so hervorragenden Autoren, wie E. SUESS und V. UHLIG die einschneidende Bedeutung des Problems der Einwurzelung der Klippen erkannt. In der bis heute folgenden Zeit wurden von zahlreichen berufenen Kennern der geologischen Verhältnisse eine Vielzahl von Ansichten geäußert, die zum größten Teil in wesentlichen Punkten voneinander abweichen. Der beste Überblick über die historische Evolution derselben wird bei F. TRAUTH (1921, 1954) gegeben. Es seien daher an dieser Stelle nur die wesentlichsten Punkte, speziell der neueren Literatur herausgegriffen, wobei besonderes Augenmerk auf die Verhältnisse in den vormittelkretazischen Ablagerungsräumen gerichtet sei. Besonders

muß noch betont werden, daß alle tektonisch-paläogeographischen Ergebnisse, die im Folgenden angeführt sind aus den eigenen Untersuchungen im Raume von Abbsitz resultieren und auch ausschließlich aus den geologischen Gegebenheiten in diesem Gebiet bewiesen werden können. Die übrigen Anhaltspunkte sind sinngemäß aus der vorhandenen Fachliteratur entnommen.

Auf Grund umfangreicher paläontologischer Untersuchungen der zumeist an Makrofossilien reichen Juragesteine im alpin-karpatischen Flyschgebiet konnte eine Stellung nächst dem Nordrande der vormitteltretazischen Geosynklinale durch das mehr oder weniger starke Auftreten außeralpiner Faunenelemente prinzipielle festgelegt werden. Dies bildet einen hauptsächlichlichen Beweggrund, daß die Ansicht von einer Fernüberschiebung dieser Einheit, wie sie zum Beispiel von M. LUGEON (1903), M. LIMANOWSKI (1906) und L. KOBER (1912—1955) vertreten wird, bei Autoren wie F. TRAUTH (1908—1954), D. ANDRUSOV (1932—1965), W. DEL NEGRO (1941), A. TOLLMANN (1963—1965), S. PREY (1957—1965), K. BIRKENMAJER (1958—1963) und E. CLAR (1965) auf entschiedene Ablehnung stieß, oder gar nicht in Erwägung gezogen wurde. Die faunistischen und lithofaziellen Parallelen zu den nördlichen Kalkalpen haben jedoch unter anderem dazu beigetragen, daß E. KRAUS (1932—1951), C. W. KOCKEL (1922) W. DEL NEGRO (1941) und F. TRAUTH (1954) die nördlichen Kalkalpen primär direkt im Süden der Klippenserie annehmen. Es ist dies eine Ansicht, die in krassem Gegensatz zu den seit P. TERMIER (1903) und V. UHLIG (1909) üblichen Vorstellungen vom Deckenbau der Ostalpen steht.

In den Westkarpaten setzt sich bis heute im wesentlichen die Ansicht von V. UHLIG (1907) durch, die eine Stellung der Pieninen zwischen den Tatriden und den Juraklippen am Nordrande der Maguradecke (Silesische Schwelle nach M. KSIAZKIEWIECZ 1956) festsetzt. In diesem Sinne nimmt auch F. TRAUTH (1908—1948) eine Fortsetzung der Pieninen nach Niederösterreich in südultrahelvetischer Stellung an, wobei er den penninischen Raum als Fortsetzung der Tatriden betrachtet. In der westlichen Fortsetzung wurden die Pieninen von E. SUESZ (1909), V. UHLIG (1909) und L. KOBER (1912—1955) auf Grund lithofazieller und tektonischer Erwägungen als Äquivalente der Schweizer Falknis-Sulzfluh-Klippen-Breccien Decken (Iepontinische Decken i. S. E. SUESS 1909, romansche Decken i. S. A. HEIM 1921) aufgefaßt.

Als Ergebnis seiner 50 Jahre währenden Studien über die Stellung der „pienidischen Klippenzone“ kommt F. TRAUTH (1954) zur Annahme einer von den westalpinen Prealpes bis in die Pieninen reichenden Facieszone deren Stellung als „subbriançonnais“, bzw. als „südultrahelvetisch“ zu bezeichnen ist. Im Süden wird dieser Raum nach F. TRAUTH (1954) in den Ostalpen durch den „ultrapienidischen Rücken“ von dem direkt anschließenden Ablagerungsraum der ostalpinen Decken abgetrennt, wobei damit eine Geantiklinale von der Briançonnais bis zu den östlichsten Tatridenternen gemeint ist. Eine Identität mit dem exotischen „Rumunischen Rücken“ von C. W. KOCKEL (1922), bzw. der „Ostalpinen Geantiklinale“ von M. RICHTER (1923) kann nicht angenommen werden, da diese

Geantiklinalen nach den genannten Autoren zunächst den Südrand des Pennin bilden und sodann in die Böhmisches Masse übergehen, sodaß die Klippenserie im Süden derselben anzunehmen wäre.

Diese Anschauung bedingt vielerlei Problematik in der Annahme der Lage der Penninischen Tröge und hat weiterhin weitreichende Konsequenzen auf den Bau der Alpen und Westkarpaten, die zahlreiche südvergente Überschiebungen notwendig machen und in vielen wesentlichen Punkten eine Rückkehr zu Ansichten bedeutet, wie sie vor Anwendung der Deckenlehre etwa in „Bau und Bild Österreichs“ (1903) dargestellt sind.

In der Folge hält A. TOLLMANN (1963, 1964, 1965) prinzipiell an einer Fernüberschiebung der nördlichen Kalkalpen fest, übernimmt jedoch von F. TRAUTH (1954) den Ultrapienidischen Rücken als Äquivalent der nördlichen Briançonnais Geantiklinale im Süden der Klippenserie und somit eine ultrahelvetische (helvetische) Stellung. Die wesentliche Neuerung bildet jedoch bei A. TOLLMANN (1963—1965) die Gliederung in zwei räumlich beträchtlich getrennte Zonen, nämlich die der Karpatischen Pienninen nebst den Klippen von St. Veit und die nördlich „Grestener Zone“. Diese Trennung basiert weniger auf faunistischen und lithofaciellen Differenzen in den Sedimenten der vormittelkretazischen Serien selbst, als auf solchen in deren postmittelkretazischer (posttektonischer) Hülle. Die „Grestener Zone“ nach A. TOLLMANN (1963—1965) zeigt nämlich die Hülle die von S. PREY (1949) aufgestellte Buntmergelserie, die er als Analogon des helvetischen Faciesraumes identifizierte und die sich von der Hülle der St. Veiter Klippen weitgehend unterscheidet.

In der vorliegenden Arbeit wird es als sehr wesentlich erachtet zwischen vormittelkretazischen und nachmittelkretazischen paleogeographischen Verhältnissen strengstens zu unterscheiden. Dies wird auch von A. TOLLMANN (1963, 1964, 1965) immer wieder betont. Es kommt nach A. TOLLMANN in der Oberkreide zu prinzipiell anders angelegten Trögen im Norden des Orogens, die schräg über die älteren hinwegziehen. Es muß demnach unumgänglich zu großer Verwirrung führen, wenn die Termini vortektonischer Facieszonen zunächst auf mittelkretazische tektonische Einheiten sodann auf postmittelkretazische Faziesbereiche und zuletzt auf jungtertiär angelegte tektonische Einheiten angewendet werden. Wenn nun von S. PREY (1957, 1949) festgestellt wird, daß die Buntmergelserie aus vielerlei Gründen mit den oberkretazisch auf das Schweizer Helvetikum transgredierenden Schichten zu vergleichen ist, so gilt dies eben nur für die Buntmergelserie und kann nicht unbedingt als Beweis für die Existenz einer einheitlichen „helvetischen Fazieszone“ in der vormittelkretazischen Unterlage angenommen werden, wie dies bei A. TOLLMANN (1963—1965) geschieht. Umsomehr als sich zumindest das jurassische, schweizerische Helvetikum und die jurassische Klippenserie faziell grundsätzlich voneinander unterscheiden. Wenn weiter R. TRÜMPY (1960) und R. OBERHAUSER (1964, 1956, 1968) feststellen, daß der ostalpine Flysch an der West—Ostalpengrenze auf penninische Unterlage transgrediert, so wäre dies als Konsequenz der vorangegangenen Überlegung kein unbedingter Grund

die Unterlage des Wienerwaldflysches, sowie diesen selbst auch als Pennin zu bezeichnen, wie dies E. CLAR (1965) darstellt.

Auf Grund faziologischer Vergleiche sind wir zunächst nur imstande die als einheitlich anzunehmende Fazieszone im Untergrund der oberkretazischen Flyschserie und Buntmergelserie des östlichen Österreich, an vormittelkretazische Sedimentationsräume in den nördlichen Westkarpaten anzuschließen. Für diese jurassisch-unterkretazische Fazieszone, deren Zeugen wir von Westen kommend erstmals im Gschlif-Graben am Traunsee finden sei nach F. TRAUTH (1921) der Terminus „Pienidische Zone“ verwendet, wobei damit keinerlei Aussage auf die spätere tektonische Stellung ihrer Sedimente verbunden ist. Nach Osten allerdings ist die „Grestener Facies“ im Sinne von F. TRAUTH (1909) über die Ostkarpaten und den Balkan am Nordrande der mediterranen Geosynklinale bis nach Persien und weiter bekannt, eine Tatsache, die für den Vergleich mit dem Helvetikum ebenfalls sehr bedeutsam erscheint und eine irgendwie geartete N—S gerichtete Trennregion zu diesem, nicht unbedingt ausgeschlossen erscheinen läßt.

Ein weiteres Problem bildet der „Ultrapienidische Rücken“, dessen Existenz und Aufbau wir nur aus Geröllen und vereinzelt auftretenden Schürflingen eruieren können. Besonders zu beachten ist dabei die Verteilung der einzelnen Klastika in Zeit und Raum. Innerhalb der Klippenserie selbst sind folgende Vorkommen exotischer Gesteine bekannt:

1. Der Buchdenkmalgranit als Sockel der Grestener Schichten.
2. Das Hinterholzkonglomerat an der Basis der Grestener Schichten.
3. Die Grobklastika in den Neuhauser Schichten.

Die hier auftretenden hauptsächlich kristallinen Gesteine stammen also aus dem Sockel der vormittelkretazischen Klippenserie und bilden den Untergrund der im Lias entstandenen Pienidischen Zone der Ostalpin-westkarpatischen Geosynklinale.

Innerhalb der Mittelkreide finden wir in den Geröllen der „synorogenen Mittelkreide“ Gesteine, die im wesentlichen mit den Typen des pienidischen Untergrundes harmonieren, jedoch auch noch Gesteine der Klippenserie und der Nördlichen Kalkalpen enthalten. Dieses mittelkretazische Erosionsgebiet ist zweifellos durch die gleichzeitigen tektonischen Geschehnisse entstanden, die einen tektonischen Kontakt zwischen Nördlichen Kalkalpen und der Klippenserie zustande brachten. Das konnte im Rahmen meiner Aufnahmearbeiten durch folgende Fakten nachgewiesen werden:

1. Die direkte tektonische Überlagerung der Klippenserie durch Schollen der Nördlichen Kalkalpen, ohne daß irgendwo oberkretazische Flyschserie zwischengelagert ist (z. B. Aufschluß Spiegl).
2. Das gleichzeitige Vorkommen von Kalkalpinen und Klippengesteinen in den Grobklastika der „synorogenen Mittelkreide“, die ebenfalls direkt — sei es sedimentär oder tektonisch, auf der Klippenserie liegt (z. B. Gegend um Mitter Rigl).

Daraus ergibt sich ein ziemlicher Raum zwischen dem Ultrapienidischen Rücken und dem Herkunftsgebiet der Grobklastika der Klippenserie, die

eine Hülle aus Buntmergelserie besitzen, eine Entfernung, die der sicherlich nicht unerheblichen Breite des Ablagerungsraumes der oberkretazischen Flyschserie entspricht. Der Ausdruck „Ultrapienidischer Rücken“ sei also auf ein Erosionsgebiet am Südrand des neugebildeten *Oberkreidetropes* beschränkt, das aus einem exotischen Kristallinsockel mit einer sedimentären Hülle aus Klippenserie besteht und tektonisch von den nördlichen Kalkalpen überlagert ist. In diesem Sinne wurde der Terminus auch von F. TRAUTH (1934) aufgestellt.

Erst in der Folge betrachten ihn F. TRAUTH (1954) und A. TOLLMANN (1963, 1964, 1965) gleichzeitig auch als den Südrand der vormittelkretazischen Klippenserie, eine aus den Gegebenheiten nicht beweisbare Auffassung. Wie das Beispiel der Neuhauser Schichten zeigt, die sowohl in der nördlichen — vorerst provisorisch als Rogatsbodener Einheit bezeichneten — jungtertiär geschaffenen Einheit, als auch in der höchsten, südlichsten, direkt unter der Frankenfelder Decke liegenden, ebenfalls jungtertiär geschaffenen Ybbsitzer Einheit auftreten, sind im Sedimentationsraum der Klippenserie von Niederösterreich in nördlicheren sowie in südlicheren, örtlich ziemlich bedeutend voneinander getrennten Räume, Zeugen von Erosionsgebieten vorhanden. Dabei ist aber außer der gewissen Ähnlichkeit der Exotika kein Grund vorhanden, daß sich diese in irgend einer Weise mit dem mittelkretazisch angelegten Ultrapienidischen Rücken decken. Dies wurde auch von F. TRAUTH (1936) erkannt, wenn er einen *intra klippen zonalen* „pienidischen Rücken“ ausdrücklich von seinen „ultrapienidischen (ivensischen) Rücken“ trennt. Dasselbe geschieht auch bei D. ANDRUSOV (1964, 1965) in den Westkarpaten, der eine intrapienische „Czorsztyner Geantiklinalzone“ (K. BIRKENMAJER 1958—1963) von der „Zone der grünen Granite“ (D. ANDRUSOV 1932, „*unité exotique à granits verts*“), die das mittelkretazische Konglomerat von Upohlav liefert, unterscheidet.

In späterer Zeit, etwa im mittleren Eozän finden wir wiederum verschiedenen Ortes grobklastische Schüttungen mit vergleichbaren exotischen, sowie auch klippenzonalen Komponenten (Konradshaim nach W. SCHNABEL 1966, Rogatsboden nach S. PREY 1957). Die dazu nötige Aufwölbung findet im Raume der Sedimentation der Buntmergelserie statt, und ist im wesentlichen lagemäßig mit dem „Cetischen Rücken“ nach R. BRINKMANN, H. LÖGTERS, K. GRUNDLACH & W. RICHTER (1937), W. ZEIL (1956) und H. HAGN (1960) gut zu vergleichen.

Als Ergebnis all dieser Fakten ergibt sich also kein Anlaß den Sedimentationsraum der westniederösterreichischen Klippenserie, als *Helvetikum* (A. TOLLMANN 1963—1965), oder als *Nordpenin* (E. CLAR 1965) zu bezeichnen.

Jedoch auch hinsichtlich einer Bezeichnung als „Pienidische Zone“ sind einige faziologische Fakten zu berücksichtigen. In den polnischen Pieninen — woher der Terminus stammt und erst später durch D. ANDRUSOV (1932), L. KOBER (1938) und F. TRAUTH (1948), um einer Verwechslung zwischen „pieninisch“ und „penninisch“ vorzubeugen in „pienidisch“ umgewandelt wurde — finden wir im wesentlichen zwei Facieszonen, die

durch eine Geantiklinale zeitweise getrennt sind und zu einer südlichen „pieninischen“ Zone und einer nördlichen „Czorsztyner“ Zone zusammengefaßt werden können. (K. BIRKENMAJER 1963). Die pieninische Entwicklung ist durch das Auftreten von Grestener Fazies im Sinne von F. TRAUTH (1908) und zahlreichen anderen Kriterien sehr gut mit der Mehrzahl der westniederösterreichischen Klippenprofile zu vergleichen. Die Verbindung dieser Fazies wird mit größeren und kleineren Unterbrechungen über die Kysuca Schichtreihe (D. ANDRUSOV 1965) und die Schichtfolge der Wienerwald-Hauptklippenzone recht deutlich hergestellt. Viel seltener sind Parallelen zur Corsztyner Fazies. Hier sind praktisch nur einige problematische Dogger-Krinoidenkalkvorkommen (F. TRAUTH 1921, 1954) und der Arzbergkalk, der recht gut dem Czorsztyner Kalk entspricht, zu nennen.

Weiterhin bestehen jedoch noch eine Reihe von Faziesparallelen zu Ablagerungsräumen, die weit nördlich der Czorsztyner Zone angenommen werden müssen. Das der Maguradecke zugehörige Mittelliasvorkommen von Freistadtl (Lukaveček) harmoniert nach F. TRAUTH (1921) aufs beste mit den gleichaltrigen Grestener Kalken, ebenso wie das von J. OPPENHEIMER (1906) aus dem Marsgebirge (Holý kopec) beschriebene posidonienreiche Doggervorkommen mit den Posidonienmergeln. In gleicher Weise erinnert er auch von G. GEYER (1909) im Pechgraben gefundene „Stramberger Kalk“ nach M. NEUMAYR (1886) und E. JÜSSEN (1890) lithologisch und faunistisch nicht wenig an den der Subsilesischen Decke angehörigen Stramberger Kalk. Nicht zuletzt ist noch die jüngst durch die Aufschlußarbeiten der ÖMV AG im autochthonen Untergrund des Weinviertels erbohrte Grestener Fazies (F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964) anzuführen, die zweifellos mit dem pienidischen Raum in Zusammenhang gebracht werden muß, obwohl sie von A. TOLLMANN (1963/a, 1965) als „Laaer Fazies“ bezeichnet, außerhalb aufgefäßt wird. Es muß daher ein Faziesraum von der auf Moravicum transgredierte Laaer Fazies bis zu den auf exotischer Unterlage lagernden Klippenserie in der jungtertiär gebildeten Flysch-Südschuppe, unter dem Terminus „Pienidische Zone“ (-Faziesraum, -Trog) zusammengefaßt werden, wobei dessen südliche und westliche Begrenzung weitgehend unbekannt bleibt.

In diesem Sinne ergibt sich abschließend ein „pienidisch“ zu nennender Faziesraum, der im Meridian von Westniederösterreich mittelkretazisch tektonisch aufgelöst, von der Buntmergelserie und der Flyschserie, wie dies auch F. TRAUTH (1921—1954) immer wieder gesehen hat, überlagert, schließlich jungtertiär in verschiedene tektonische Einheiten zerlegt wurde.

Angeführtes Schrifttum:

ABERER, F. 1951: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der Nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, S. 1—73, 3 Taf., Wien 1951.

- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, 1956: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich von Salzburg. Mitt. Geol. Ges. Wien 49, S. 1—39, 3 Taf., Wien 1956.
- ALLEMANN, F. 1957: Geologie des Fürstentums Lichtenstein. Jb. Hist. Ver. Fürstentum Lichtenstein 56, S. 1—244, 21 Textfig., Diss. Geol. Inst. Univ. Bern 1957.
- ANDRUSOV, D. 1932: Le traits fondamentaux de la Geologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale. Trav. Inst. Geol. Paleontol. Univers. Charles a Prague 1932, S. 5—11, Prag 1932.
- ANDRUSOV, D. 1938: Die neue Auffassung des Baues der Karpaten. Mitt. Geol. Ges. Wien 30—31, S. 157—187, 2 Taf., Wien 1938.
- ANDRUSOV, D. 1960: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Mitt. Geol. Ges. Wien 51, S. 1—18, Wien 1960.
- ANDRUSOV D. 1964: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten I. S. 1—263, 92 Abb., 2 Tab., Verlag Slov. Akad. Wiss. Bratislava, Akademie Verlag Berlin 1964.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. II. S. 1—443, 139 Textfig., 10 Tab. Verlag Slov. Akad. Wiss. Bratislava, Akademie Verlag Berlin 1965.
- ARTHABER, G. v. 1905: Die alpine Trias des Mediterran Gebietes. In F. Frech: *Lethea geognostica*, Mesozoische Ära II. Teil, 3. Abt. S. 223—472, 27 Taf., viele Tab. und Textfig. Stuttgart 1905.
- BETTENSTAEDT, F. 1958: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayrischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 109, S. 566—599, 3 Tab., 1 Textfig. Hannover 1958.
- BIEDA, F., GEROCH, S., KOSZARSKI, L., KSIAZKIEWCZ, M. & ZYTO, K. 1963: Stratigraphie des Karpates externes polonaises. Inst. Geol. Biul. 181, S. 5—240, 3 Tab., 28 Textfig., Warszawa 1963.
- BIEDERMANN, H. 1952: Geologie und Tektonik des Raumes Ybbsitz—Gstadt—Opponitz. Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, S. 1—94, 20 Taf., Wien 1952.
- BIRKENMAJER, K. 1958: Przewodnik geologiczny po Pieninskim pasie skalkorotym. (Geologischer Führer durch die pieninische Klippenzone) I: Szkic geologiczny pasa skalkowego. S. 1—135, 7 Tab., 4 Taf., 19 Textfig., Wydawnictwa Geologiczne—Warszawa 1958.
- BIRKENMAJER, K. 1960: Geologie of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jb. G. B. A. Wien 103, S. 1—36, 1 Taf., 5 Textfig., Wien 1960.
- BIRKENMAJER, K. 1961: Remarks on the Grestener Klippenzone, Vor-alpen (Austria). Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. D, 9, Nr. 4, S. 205—211, Varsovie 1961.
- BIRKENMAJER, K. 1962: Remarks on the Geology of the Pieninische Klippenzone near Vienna (Austria). Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. D, 10, Nr. 1, S. 19—25, Varsovie 1962.
- BIRKENMAJER, K. 1963: Stratigraphy and Paleogeography of the Czorsctyn series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. Stud. Geol. Pol. 10, S. 241—380, 5 Tab., 25 Taf., 2 Textfig., Warszawa 1963.

- BITTNER, A. 1892/a: Umgebung von Opponitz, Gresten und Ybbsitz. Verh. k. k. G. R. A. Wien 1892 Nr. 12, S. 303—306, Wien 1892.
- BITTNER, A. 1893: Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete des Blattes Z 14 Col XII Gaming Mariazell. Verh. k. k. G. R. A. Wien 1893 Nr. 3 S. 65—85, 1 Textfig. Wien 1893.
- BITTNER, A. 1894: Aus den Umgebungen von Gresten und Gaming. Verh. k. k. G. R. A. Wien 1894, Nr. 14, S. 368—372, Wien 1894.
- BRINKMANN, R. 1935: Über die Rotfärbung in marinen Sedimenten. Geol. Rdsch. 26, S. 124—137, 2 Textfig., Stuttgart 1935.
- BRINKMANN, R., GRUNDLACH, K. LOEGTERS, H. & RICHTER, W. 1937: Mesozoische Epirogenese und Paleogeographie in den österreichischen Nordalpen. Geol. Rdsch. 28, S. 438—447, 3 Textfig., Stuttgart 1937.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der Ö. M. V. A. G. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963, Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung und des Untergrundes. Erdöl Zeitschr. 30, H. 2, S. 57—76, 3 Taf., Wien, Hamburg 1964.
- CADISCH, J. 1953: Geologie der Schweizer Alpen. S. 1—480, 2 Taf., 59 Textfig., Basel 1953.
- CLAR, E. 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verh. G. B. A. Wien Sonderh. G S. 11—35, 4 Taf., 2 Textfig. Wien 1966. Ztsch. D. G. G. 116 2. Teil, S. 267—291, 4 Taf., 2 Textfig., Hannover 1965.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P. 1939: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. N. Jb. Min. u. Geol. Beil. Bd. 80 B, S. 307—463, Taf. XIII, 1 Prof. Taf., 1 Karte, 19 Textfig. Stuttgart 1939.
- DEL NEGRO, W. 1941: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. Ztsch. D. G. G. 93, S. 34—40, Berlin 1941.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, H. 1959: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Am., 70, II, S. 1089—1118, 12 Textfig., New York 1959.
- FABRICIUS, F. 1961/a: Faciesentwicklung an der Trias/Jura Wende in den mittleren nördlichen Kalkalpen. Ztsch. D. G. G. 113, S. 311—319, 3 Textfig., Hannover 1961.
- FRIEDL, K. 1920: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien 13, S. 1—80, 2 Taf., Wien 1920.
- GEYER, G. 1908: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der österreich. Monarchie. Blatt Gaming—Mariazell. S. 1—34, Verl. der k. k. G. R. A. Wien 1908.
- GEYER, G. 1909: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jb. k. k. G. R. A. Wien 59, S. 29—100, 1 Taf., 3 Textfig., Wien 1909.
- GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYER, G. & SCHNABEL, W. 1964: Die Kreide-Tertiärgrenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Nieder-

- österreich). Verh. G. B. A. Wien 1964, H. 2, S. 226—283, 5 Taf., 4 Textfig., Wien 1964.
- GRÜN W. 1967: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt—Wien. Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, S. 1—243, 14 Taf., 2 Tab., 8. Textfig., 21. Detailprof., 30 Fossilabb., Wien 1967.
- GUEMBEL, C. W. 1857: Untersuchungen der bayrischen Alpen zwischen Isar und Salzach. Jb. k. k. G. R. A. Wien 8, S. 146—151, Wien 1857.
- GUEMBEL, C. W. 1861: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. S. 1—950, viele Taf. und Textfig. Verl. J. Perthes, Gotha 1861.
- HAGN, H. 1960: Die stratigraphischen, paleogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. Geol. Bav. 44, S. 3—208, 10 Textfig., 1 Tab., 12 Taf., München 1960.
- HEIM, A. 1922: Geologie der Schweiz I, II. I: S. 1—704, 29 Taf., 126 Textfig., II: S. 1—1018, 36 Taf., 245 Textfig. Verl. Tauchnitz, Leipzig 1922.
- HESSE, R. 1964: Zur Sedimentologie des bayrischen Flysch-Gault. Unveröff. Diss. Geol. Inst. T. H. München 1964.
- HUMEL, K. 1922: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= Submarine Verwitterung). Geol. Rdsch. 13/1, S. 40—81, 97—136, Berlin 1922.
- JAKOBSHAGEN, V. 1965: Die Allgäu Schichten (Jura Fleckenmegel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. Jb. G. B. A. Wien 108, S. 1—114, 2 Tab., 13 Taf., 3 Textfig., Wien 1965.
- JÜSSEN, E. 1890: Beiträge zur Kenntnis der Klausschichten in den Nordalpen. Jb. k. k. G. R. A. Wien 40, S. 381—398, 1 Taf., Wien 1890.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKI, K. 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. Erdöl Zsch. 81/4, S. 109—116, 5 Beil., 2 Prof. Taf., 1 Tab., Wien—Hamburg 1965.
- KOBER, L. 1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 5, S. 368—481, Taf. 8—14, Wien 1912.
- KOBER, L. 1923: Bau und Entstehung der Alpen. S. 1—283, 8 Taf., 102 Textfig., Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin 1923.
- KOBER, L. 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. S. 1—204, 20 Textfig., 4 Taf., Verl. Julius Springer, Wien 1938.
- KOBER, L. 1955: Bau und Entstehung der Alpen. S. 1—379, 3 Taf., 100 Textfig., Verl. F. Deuticke, Wien 1955.
- KOCKEL, W. 1922: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien 25, S. 63—168, 4 Textfig., Wien 1922.
- KRAUS, E. 1932: Über den Schweizer Flysch. Ecl. Geol. Helv. 25, S. 39—129, 10 Textfig., Basel 1932.
- KRAUS, E. 1941: Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung. Geol. Rdsch. 32, S. 288—303, 1 Text.-Taf., 5 Textfig., Stuttgart 1941.
- KRAUS, E. 1942: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch Teil II. N. Jb. Geol. Min. u. Paleotol. Abt. B: Geol. u. Paleontol. Beil. Bd. 87, S. 1—243, 4 Taf., 8 Textfig., Stuttgart 1942.

- KRAUS, E. 1944: Über den Flysch und den Kalkalpenbau in Oberdonau. Jb. des Vereins für Landeskunde und Heimatpflege im Gau Oberdonau. (Jb. Oberöst. Musealver.) 91, S. 179—254, 8 Textfig., Linz 1944.
- KRAUS, E. 1951: Die Baugeschichte der Alpen I. Teil: Vom Archaikum bis zum Ende der Kreide. S. 1—552, 5 Kunstdruckblätter, 16 Taf., 138 Textfig., Akademie Verlag, Berlin 1951.
- KRAUS, E. 1951/a: Die Baugeschichte der Alpen II. Teil: Neozoikum. S. 1—489, 11 Taf., 123 Textfig., Akademie Verlag, Berlin 1951.
- KRÖLL A. & WESSELY G. 1967: Neue Erkenntnisse über Flysch, Molasse und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. Erdöl Ztsch. 83, S. 342—353, 1 Taf., 3 Abb. Wien—Hamburg 1967.
- KSIAZKIEWICZ, M. 1956: Geologie of the northern Carpathians. Geol. Rdsch. 45, S. 369—411, 12 Textfig., Stuttgart 1956.
- KUENEN, P. H. & MIGLIORINI, C. I. 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. Jour. Geol. 58, S. 91—127, Chicago 1950.
- KUNZ B. 1967: Eine Fauna aus dem oberen Dogger der niederösterreichischen Kalkvorralpen. (Unterer Reitmauerkalk, Frankenfelder Decke). Ann. Nat. Mus. Wien 71, S. 263—293, 3 Taf., 2 Textfig., Wien 1967.
- LAUER G. 1967: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, S. 1—256, 10 Beil. 7 Textfig. Wien 1967.
- LIMANOVSKI, M. 1906: Sur le genèse des klippes des Carpathes. Bull. de la Soc. geol. de la France 4. ser., tom. 6, S. 151—164, 3 Textfig., Paris 1906.
- LIPOLD, M. V. 1865: Das Kohlengebiet aus den nordöstlichen Alpen. Jb. k. k. G. R. A. Wien 15, S. 1—165, viele Textfig., Wien 1865.
- LÖGTERS, H. 1937: Zur Umgebung der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch Denkmals. Jb. Oberöst. Musealver. 87, S. 269—437, 1 Karte, 15 Textfig., Linz 1937.
- LUGEON, M. 1903: Les Nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes Carpathes. Bull. Soc. Vaudoise des sci. nat 4 ser., Vol. 39, S. 17, Lausanne 1903.
- MAHEL, M. 1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. Jb. G. B. A. Wien 106, S. 429—447, 1 Tab., Wien 1963.
- MOJSISOVICS, E. v. WAAGEN, W. & DIENER, C. 1895: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias Systems. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math, nat. Kl. 104, S. 1279—1302, Wien 1895.
- NEUMAYR, M. 1886: Juraablagerungen von Waidhofen an der Ybbs. Verh. k. k. G. R. A. Wien 1886, Nr. 14, S. 348—351, Wien 1886.
- OBERHAUSER, R. 1964: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. Verh. G. B. A. Wien 1964, H. 1, S. 47—52, 3 Textfig., Wien 1964.
- OBERHAUSER, R. 1965: Zur Geologie der West-Ostalpen Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau, unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. Verh. G. B. A. Wien Sonderh. G, S.

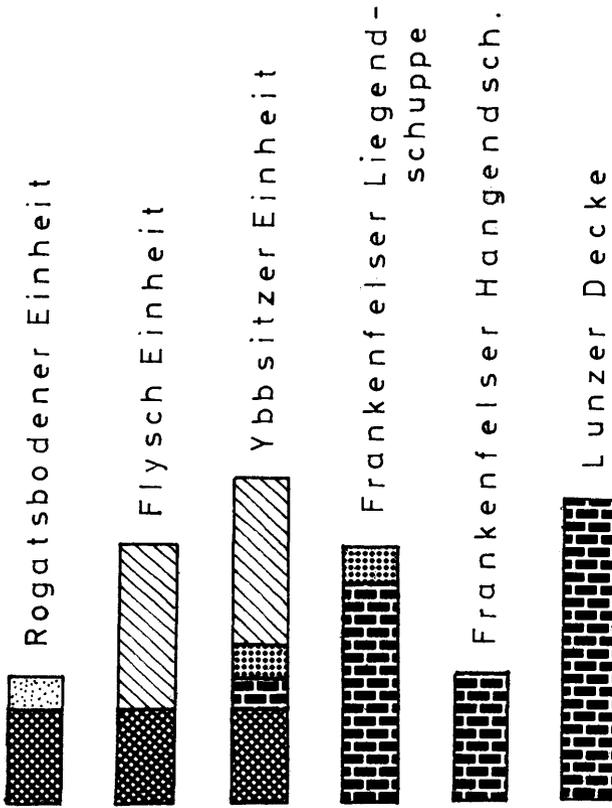
- 184—190, 3 Textfig. Wien 1966. Ztsch. D. G. G. 116, T. 2, 440—446, 3 Textfig., Hannover 1965.
- OBERHAUSER R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paleogen im Ostalpenraum. Jb. G. B. A. Wien 111, S. 115—145, 2 Taf., 2 Abb., Wien 1968.
- OPPENHEIMER, J. 1906: Ein neues Doggervorkommen im Marsgebirge. Verh. k. k. G. R. A. Wien 1906, Nr. 5, S. 135—140, 1 Textfig., Wien 1906.
- PAUL, C. M. 1899: Die Wiener Sandsteine des Ybbstales in Niederösterreich. Verh. k. k. G. R. A. Wien 1899, Nr. 10, S. 282—284, Wien 1899.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter, I: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. S. 1—393, 8 Karten, 11 Taf., 56 Textfig., Verl. C. H. Tauchnitz, Leipzig 1909.
- PETRASCHECK, W. 1929: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, II. Teil. VIII: Die Steinkohle in den Alpen. Die Kohlen der Grestener Schichten. S. 309—310. Textfig. 186—188, Kattowitzer Buchdruckerei und Verlags Sp. Akc., Kattowice 1926—1929.
- PFLAUMANN, U. 1964: Geologisch mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch—Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. München, S. 1—180, 14 Taf., 9 Textfig., München 1964.
- PREY, S. 1949: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiet zwischen Traun- und Kremstal (Oberösterreich). Verh. G. B. A. Wien 1949, H. 4—6 S. 123—127, Wien 1949.
- PREY, S. 1950: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems. Jb. G. B. A. Wien 44, S. 93—165, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1950.
- PREY, S. 1952: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. Verh. G. B. A. Wien, Sonderbd. C, S. 39—46, 2 Tab., 1 Taf., Wien 1952.
- PREY, S. 1953: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau. Jb. G. B. A. Wien 96, S. 301—343, 1 Taf., 1 Tab., 1 Textfig., Wien 1953.
- PREY, S. 1957: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ). Jb. G. B. A. Wien 100, 1 Taf., 2 Textfig., S. 299—358, Wien 1957.
- PREY, S. 1965: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten. Verh. G. B. A. Wien 1965, H. 1—2, S. 69—107, 1 Taf., Wien 1965.
- RAD, U. v. 1964: Mineralbestand und Ablagerungsbedingungen der Flyschsedimente im Allgäu. Unveröff. Diss. Geol. Inst. T. H. München, S. 1—131, 24 Taf., 121 Abb., 4 Tab., München 1964.
- RICHTER, M. 1929: Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. Centralbl. Min. Geol. u. Paläontol. Abt. B 1929, S. 369—379, 1 Textfig., Stuttgart, 1929.
- RICHTER, M. 1930: Der ostalpine Deckenbogen. Eine Synthese zum alpinen Deckenbau. Jb. G. B. A. Wien 80, S. 497—570, 1 Taf., 7 Textfig., Wien 1930.

- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT THOMÉ, P. 1939: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. Ztsch. D. G. G. 91, 649—704, Taf. 14—15, 1 Karte, 5 Prof. Taf., Berlin 1939.
- RICHTER, M. & MÜLLER DEILE, G. 1940: Zur Geologie der östlichen Flyschzonen zwischen Bergen und der Enns (Oberdonau). Ztsch. D. G. G. 92, H. 7—8, S. 416—429, 1 Karte, 1 Prof. Taf., Berlin 1940.
- ROSENBERG, G. 1959: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Süd-alpinen Trias der Ostalpen. Jb. G. B. A. Wien 102, S. 477—479, 3 Taf., Wien 1959.
- ROTH, Z. 1963: Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährisch-schlesischen Beskiden und der Mährischen Pforte. Mitt. Geol. Ges. Wien 56, H. 2, S. 503—513, 1 Taf., 1 Textfig., Wien 1963.
- RUTTNER, A. 1948: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. Jb. G. B. A. Wien 91, S. 99—128, 1 Taf., 6 Textfig., Wien 1948.
- SARNTHEIM M. 1967: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paleogeographie um Innsbruck. Österreich. Geol. Rdsch. 56, S. 116—127, 1. Taf., 4 Abb. Stuttgart 1967.
- SCHMIDT THOMÉ, P. 1936: Geologie der Alpenrandzone zwischen Wertach und Pfronten im Allgäu. Gedr. Diss. Geol. Inst. Univ. Bonn.
- SCHNABEL W. 1966: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs N.Ö. Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, S. 1—120, 5 Taf., 8 Beil. Wien.
- SEILACHER, A. 1959: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. Ecl. Geol. Helv. 51, H. 2, S. 1062—1078, 3 Tab., 1 Textfig., Basel 1959.
- SOLOMONICA, P. 1931: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Tristing. Anz. Akad. Wiss. Wien Bd. 68, S. 131—140, Wien 1931.
- SOLOMONOCA, P. 1935: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. Mitt. Geol. Ges. Wien 27, S. 1—119, 3 Taf., Wien 1935.
- STEINER, P. 1965: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Gr. Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer—Reichraminger Deckensystems. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14/15, S. 267—298, 2 Taf., Wien 1965.
- STERBA, H. 1953: Die Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, S. 1—93, 4 Taf., Wien 1953.
- STRADNER, H. 1963: New Contributions to Mesozoic Stratigraphy by means of Nannofossils. 6. World Petr. Congr., Frankfurth/Main, 1963, Sect. 1. Paper 4, S. 167—183, 6 Taf., 5 Textfig., Frankfurth/Main 1963.
- STILLE, H. 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. S. 1—443, 14 Textfig., Verl. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1924.
- STUR, D. 1871: Geologie der Steiermark. S. 1—650, viele Taf., Tab. und Textfig., Geognost. mont. Verein für Steiermark, Graz 1871.

- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. v. 1868: Studien über die Gliederung der Trias und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II: Die Gebirgsgruppe des Osterhornes. Jb. k. k. G. R. A. Wien 18, H. 2, S. 167—200, 1 Tab., Wien 1868.
- SUESS, E. 1909: Das Antlitz der Erde III/2. S. 1—789, 5 Karten, 3 Taf., 55 Textfig., Verl. F. Tempski Wien 1909, Verl. G. Freytag G. M. B. H., Leipzig 1909.
- TERMIER, P. 1903: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Geol. France 4. ser. 3, S. 711—766, Paris 1903.
- TOLLMANN, A. 1962: Die Frankenfesler Deckschollenklippen der Grestener Klippenzone als Typus tektonischer Deckschollenklippen. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. Abt. I 171, S. 115—124, Wien 1962.
- TOLLMANN, A. 1963: Ostalpensynthese. S. 1—256, 11 Taf., 23 Textfig., Verl. F. Deuticke, Wien 1963.
- TOLLMANN, A. 1963/a: Die Faziesverhältnisse in Mesozoikum des Molasseuntergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. Erdöl Ztsch. 79, H. 2, S. 41—52, 2 Textfig., Wien—Hamburg 1963.
- TOLLMANN, A. 1964: Die Fortsetzung des Brianconais in den Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 62, S. 469—478, Wien 1964.
- TOLLMANN, A. 1964/a: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien 14/15, S. 81—88, Taf. 8, Wien 1964.
- TOLLMANN, A. 1965: Faciesanalyse alpidischen Serien der Ostalpen. Verh. G. B. A. Wien, Sonderh. C, S. 103—133, 1 Textfig., Wien 1966. Ztsch. D. G. G. 116/2, S. 359—389, 1 Textfig., Hannover 1965.
- TRAUTH, F. 1906: Vorläufige Mitteilung über die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen. Anz. k. k. Akad. Wiss. Wien 18, S. 308—310, Wien 1906.
- TRAUTH, F. 1908: Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten. Mitt. Geol. Ges. Wien 1, S. 112—134, 4 Taf., Wien 1908.
- TRAUTH, F. 1909: Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Eine stratigraphisch-paläontologische Studie. Beitr. Pal. u. Geol. Öst. Ung. u. d. Orients 22, S. 1—142, 4 Taf., 1 Textfig., Wien 1909.
- TRAUTH, F. 1919: Die „Neuhauser Schichten“, eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. Verh. G. B. A. Wien 1919, H. 12, S. 333—339, Wien 1919.
- TRAUTH, F. 1921: Über die Stellung der „pienidischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 14, S. 105—261, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1921.
- TRAUTH, F. 1928: Geologie der Umgebung von Ybbsitz. In: Dr. E. MEYER: Geschichte des Marktes Ybbsitz. S. 283—308, 1 Karte, 1 Profil, 2 Taf., Verl. Marktgemeinde Ybbsitz, 2. Auflage, Ybbsitz 1928.
- TRAUTH, F. 1928/a: Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. Geol. Ges. Wien 21, S. 35—132, 3 Taf., 2 Textfig., Wien 1928.

- TRAUTH, F. 1934: Geologische Studien in westlichen niederösterreichischen Voralpen. Anz. Akad. Wiss. Wien math. nat. kl. 9, S. 1—8, (Sep.) Wien 1934.
- TRAUTH, F. 1936: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 29, (F. E. Sueß-Festschrift), S. 473—573, 1 Taf., Wien 1936.
- TRAUTH, F. 1948: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. Verh. G. B. A. Wien 1948, H. 10—11, S. 145—218, 3 Taf., Wien 1948.
- TRAUTH, F. 1948/a: Geologie des Kalkalpenbereiches der zweiten Wiener Hochquellwasserleitung. Abh. G. B. A. Wien 26/1, S. 1—99, 12 Taf., 5 Textfig., Wien 1948.
- TRAUTH, F. 1954: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. Verh. G. B. A. Wien 1954, H. 3, S. 89—142, 1 Taf., 1 Textfig., Wien 1954.
- TRÜMPY, R. 1960: Paleotektonic evolution of the central and western alps. Bull. Geol. Soc. Am. 71/I, S. 843—908, 2 Taf., 14 Textfig., New York 1960.
- UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. Sitz. Ber. k. k. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. Abt. 1, 116, H. 6, S. 871—982, 1 Karte 1 Taf., 1 Textfig., Wien 1907.
- UHLIG, V. 1909: Der Deckenbau der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 2, S. 462—491, Taf. 18, Wien 1909.
- VETTERS, H. 1928: Aufnahmebericht über das Flysch und Kalkalpengebiet auf Batt Ybbs (4754). Verh. G. B. A. Wien 1928, Nr. 1 S. 47—51, Wien 1928.
- ZANKL H. 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch. 56, S. 128—139, 1 Abb. Stuttgart 1967.
- ZELL, W. 1955: Die Kreidetransgression in den bayrischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. N. Jb. Geol. u. Paläot., Abh. 101/2, S. 141—226, 9 Taf., 1 Tab., 4 Beil., 13 Textfig., Stuttgart 1955.
- ZELL, W. 1956: Fazies Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. Geol. Rdsch. 45, H. 1, S. 134—143, 4 Textfig., Stuttgart 1956.
- ZEIL, W. 1956/a: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den bayrischen Kalkalpen. N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh. 103, S. 375—412, Taf. 17—19, 8 Textfig., Stuttgart 1956.

Nachmittelkretazische Einheit



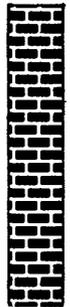
MITTELKRETAZISCHE TEKTONIK



Klippenzone

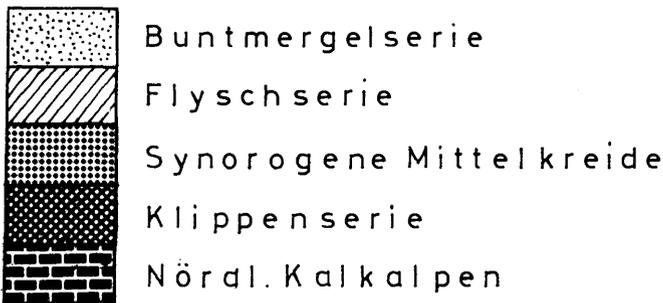


Frankenf. Fazies



Lunzer Faz.

Vormittelkretazische Einheit



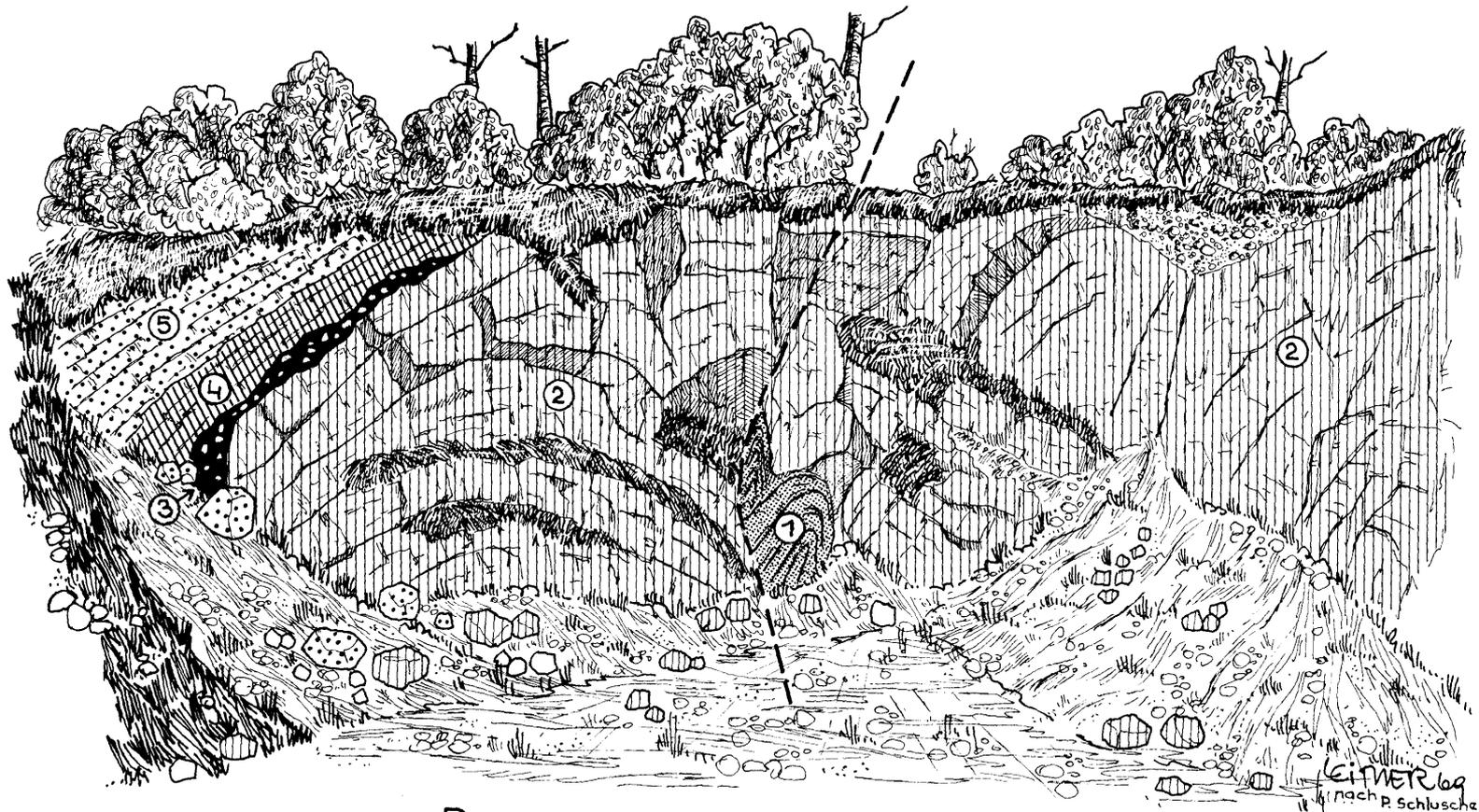


Abb : 2

Der Steinbruch SPIEGEL

① Dünnschichtiger Sandstein

② Brecciöser Aptychenkalk

③ „Hard ground“

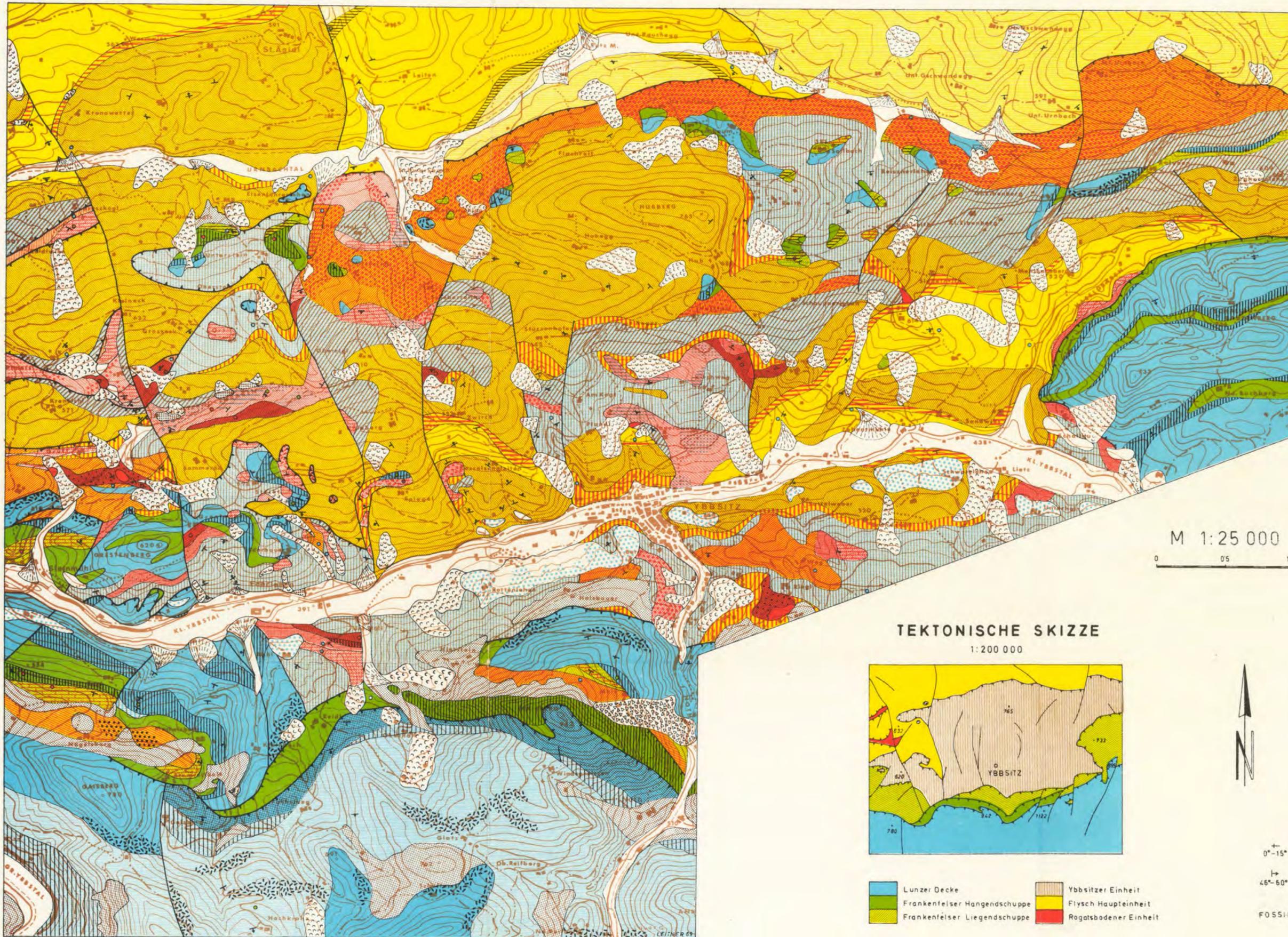
④ Alb Mergel

⑤ Kössener Schichten

GEOLOGISCHE KARTE der Umgebung von YBBSITZ

Aufgenommen in den Jahren 1962-1965 von G. LAUER

Taf: 3



TEKTONISCHE SKIZZE

1:200 000



- Lunzer Decke
- Frankenfelsener Hangendschuppe
- Frankenfelsener Liegendschuppe
- Ybbsitzer Einheit
- Flysch Haupteinheit
- Rogatsbodener Einheit



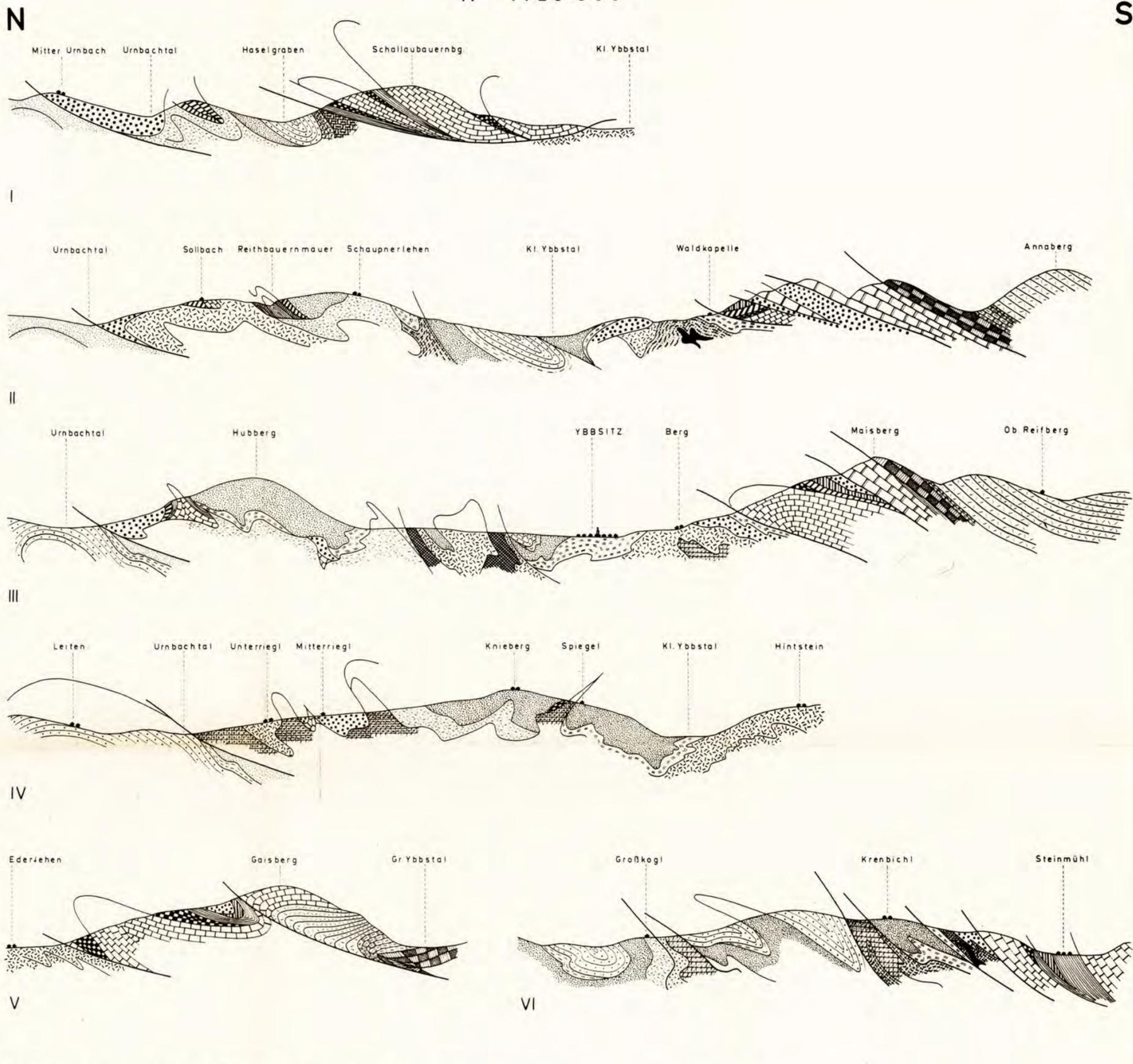
- 0°-15°
 - 16°-30°
 - 31°-45°
 - 46°-60°
 - 61°-75°
 - 76°-90°
- FOSSILBELEGT DURCH:
- Bittner
 - Eigene Makrofauna
 - Trauth
 - Eigene Mikrofauna

- Störung
- Überschiebung

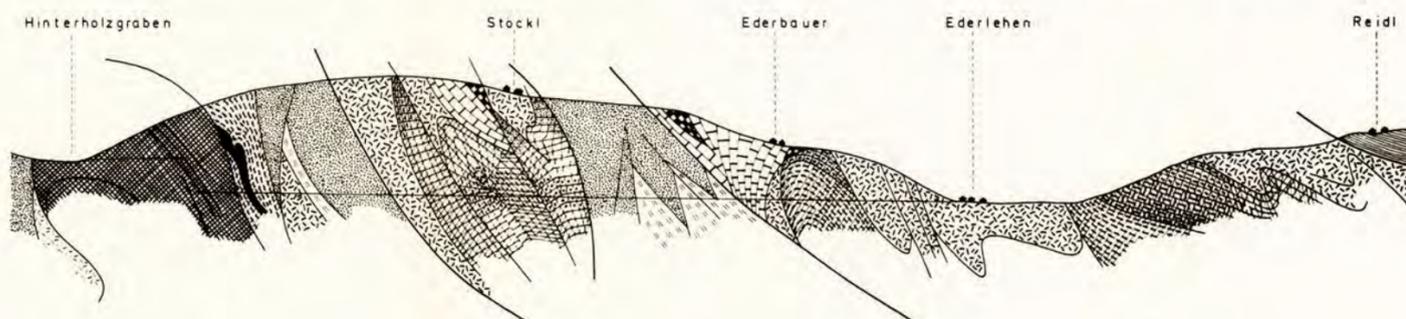
PROFILE zur geol. Karte der Umgebung von YBBSITZ

von G. LAUER

M 1:25 000



Der Unterbaustollen EDERLEHEN Geologisches Profil M 1:12 500 Interpretiert n. W. PETRASCHECK (1929)



ohne Quartär