

Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.)

VON GERHARD FUCHS

(Mit 2 Abbildungen)

Schlüsselwörter

*Moldanubikum
Spitzer Gneis
Glimmerschieferzone
Vorvariszischer Deckenbau*

Zusammenfassung

Auf Grund seiner Kartierungen im Zuge der Neuaufnahme des Waldviertels durch die Geologische Bundesanstalt gelangt der Verfasser zu neuen Ergebnissen und neuen tektonischen Vorstellungen.

1. Die Orthogneis-Amphibolitkomplexe im Liegenden der Bunten Serie, die bisher als „Spitzer Gneis“ bezeichnet wurden (z. B. Dobra), sind mit dem Bittescher Gneis des Moravikums zu parallelisieren. Es wird vorgeschlagen, auch im Moldanubikum den Namen Bittescher Gneis als Formationsbegriff zu verwenden.

2. Im Gegensatz zu manchen tschechischen Arbeiten wird die Bedeutung der Moldanubischen Überschiebung in vollem Umfang aufrecht erhalten. Die Glimmerschieferzone kann auch auf Grund der neuen Kartierungsergebnisse nur im Sinne von F. E. SUESS gedeutet werden. Da es möglich ist, bestimmte, sicher moldanubische Gesteinszüge in die Glimmerschieferzone und fast bis an den Bittescher Gneis heranzuverfolgen, wendet sich der Verfasser in aller Entschiedenheit gegen sämtliche Versuche, die Glimmerschieferzone als stratigraphische Einheit zu deuten. Eine solche Vergitterung der Gesteinszüge verschiedener stratigraphischer Einheiten ist undenkbar, es bleibt nur eine Erklärung: Rückschreitende Metamorphose im Bereiche der variszischen Überschiebung.

3. Die durch Bunte Serie, Gföhler Gneis und Granulite charakterisierten Zonen werden als orogenetische Einheiten aufgefaßt (Südböhmen, Mähren—Waldviertel). Diese Orogenzonen zeigen interne Gliederung: Im Waldviertel herrscht von W gegen E die Anordnung Monotone-, Bunte Serie, Gföhler Gneis, Gneis-Amphibolitkomplex östlich des Gföhler Gneises, Granulit. Diese Normalanordnung entspricht einer Folge autochthoner Zonen. Im Thaya-Gebiet wird diese Anordnung augenfällig durchbrochen — als Folge W-vergenten Deckenbaues. Migmatite, Orthogneise und Granulite überlagern hier als Schubmasse (Gföhler Einheit) nicht migmatisierte Bunte Serie (Drosendorfer Einheit).

Durch die variszische Moldanubische Überschiebung wird dieser ältere Bau scharf diskordant geschnitten und im Basalteil des Moldanubikums deformiert. Es kommt zu Schlepptaltungen, die klar die variszische E-Vergenz belegen. Sie erzeugten auch die scheinbare Muldenform des Gföhler Gneises im Bereiche Wachau—Gföhl. Die Paragneise und Amphibolite E davon bildeten, wie man imRaume von St. Leonhard a. Hw. noch beobachten kann, ursprünglich das Hangende des Gföhler Gneises und gelangten erst durch Schleppung in dessen Liegendes (Schilttern).

Als die Moldanubische Überschiebung bereits inaktiv wurde, kam es zur Faltung der Bewegungsfläche, wodurch einige kleine Moravikum-Fenster entstanden (Nondorf a. d. Wild, Maria Dreieichen, Mörtersdorf, N Zöbing).

4. Obwohl bei der Geländeaufnahme auf Gefügedaten großer Wert gelegt wurde, sind die dargelegten tektonischen Vorstellungen überwiegend aus anderen Beobachtungen und Überlegungen entwickelt worden. Es liegt nämlich derzeit noch kein geschlossener Achsenplan des Waldviertels vor und zahlreiche Widersprüche konnten daher noch nicht gelöst werden.

Einleitung

Das Waldviertel — ein klassisches Kristallengebiet — liegt nur 100 km entfernt vor den Toren Wiens. Berühmte Petrographen wie BECKE und F. E. SUESS haben hier um die Jahrhundertwende grundlegende Erkenntnisse geschaffen. Eine Fülle geologisch-petrographischer Beobachtungsmaterials wurde in der Zeit bis zum 2. Weltkrieg durch HIMMELBAUER, KÖHLER, KÖLBL, MARCHET, PRECLIK, REINHOLD, SCHUMANN, WALDMANN u. a. erarbeitet. Dann wurde es still um das Waldviertel, nur WALDMANN setzte seine Aufnahmestätigkeit fort. Er war es auch, der 1951 und 1958 Überblick über den jeweiligen Stand unserer Kenntnisse dieses Gebietes gab. In neuerer Zeit haben EXNER und H. G. SCHARBERT das Interesse wieder auf die Probleme dieses Kristallengebietes gelenkt. Seit 1965 wird von der Geologischen Bundesanstalt in Wien aus das gesamte Waldviertel auf regionaler Basis kartiert.

Im Zuge dieser Aufnahmen arbeitete der Verfasser zunächst auf den Blättern Gr. Pertholz und Weitra, dann auf den Blättern Gföhl und Horn.

Nach den gründlichen zusammenfassenden Darstellungen von WALDMANN (1951, 1958) kann es nicht Absicht der vorliegenden Arbeit sein, erneut eine Übersicht zu geben.

Die genannten Darstellungen enthalten aber einige Widersprüche, die teils auf gegensätzliche Anschauungen in der Literatur zurückgehen, teils die Ungelöstheit mancher Probleme zeigen. Aus den laufenden Arbeiten ergaben sich bereits einige neue Gesichtspunkte, die, nach Auffassung des Verfassers, zum besseren Verständnis des komplizierten Baues des Waldviertels beitragen könnten.

1. Der Gneiskomplex von Dobra

Zwischen dem Rastenberger Granodioritpluton und der Marmorzone von Krumau a. Kp. quert ein mächtiger Körper lichten granitoiden Gneises das Kampthal. Es handelt sich um ein gefaltetes Gneisgewölbe, eine Aufdomung im Liegenden der Bunten Serie. Achsiales Auf- und Abtauchen bewirkt größere oder geringere flächenhafte Verbreitung des Gneiskomplexes. WALDMANN (1938, 1951) bezeichnet diesen aus der Gegend von Waidhofen a. Th. bis in den Raum N Artstetten als mehr oder weniger zusammenhängenden Gesteinszug verfolgbaren Gneis als Spitzer Gneis. Dieser Begriff wird von EXNER (1953) und FUCHS (1967) für die Gneise des Dobra-Gebietes verwendet. Der Besuch des Typusgebietes von Spitz konnte hinsichtlich der lithologischen Ähnlichkeit nicht überzeugen (FUCHS, 1968, S. A 24), ebenso ist die Stellung in der Schichtfolge verschieden. Die Aufnahmen MATURAS (1970, S. A 38) zeigen, daß die Spitzer Gneis-Züge W Spitz über der marmorreichen Zone der Bunten Serie liegen, während diese den „Spitzer Gneis“ von Dobra und Waidhofen stets überlagert. Wie quarzit- und arkosereiche Horizonte im tieferen Teil der Bunten Serie anzeigen, scheint es sich dabei um eine ehemalige sedimentäre Auflagerung zu handeln (EXNER, 1953, S. 224; FUCHS, 1967, S. A 23, 1970). Die Kartierungsarbeiten des Sommers 1969 im Gebiete von Messern brachten eine große Überraschung: die verblüffende Ähnlichkeit des Gneiskomplexes von Dobra mit dem Bittescher Gneis (FUCHS,

1970, S. A 26—27). Weitere Arbeiten entlang des Moravikums im Raume Horn und eine Exkursion nach Mähren bestätigten diesen Vergleich:

Der bankige Charakter der Augen-, Granit- oder Aplitgneise, die regelmäßig eingeschalteten cm-, dm- und m-Bänder von Amphibolit, seltener von Bioritgneis, die scharfe Begrenzung der Amphibolitlagen im Gneis von Dobra und im Bittescher Gneis, besonders in dessen dachnahen Partien, ergeben ein identisches lithologisches Erscheinungsbild. Gelegentlich konnte beobachtet werden, daß die sonst konkordanten Amphibolitlagen, schräg den Gneis durchsetzen, also jünger sind. WALDMANN (1938, S. 44) beschreibt dies aus dem Gebiete von Scheideldorf-Allentsteig, FUCHS (1967, S. A 22) von Dobra. Dieselbe Erscheinung wird von F. E. SUSS (1908, S. 406; 1912, S. 15—16) vom Bittescher Gneis angegeben.

Abgesehen von der in der Nähe der Moldanubischen Überschiebung größeren Häufigkeit des Muskowit im Bittescher Gneis stimmen die in beiden Gneisgebieten anzutreffenden Gesteinstypen im Handstück wie im Schliff gut überein. Auf diese Übereinstimmung von „Spitzer Gneis“, Dobra-Gneis und Bittescher Gneis verweist auch FRASL (1970, S. 56, 58).

Bedingt durch die Gleichheit des Materials entstehen in den verglichenen Gneisgebieten auch ähnliche Verformungsbilder bei tektonischer Beanspruchung. Prachtvolle Verfaltungen im Meterbereich, kräftig entwickelte B-Lineation, Scherflächen subparallel s , welche gelegentlich die Gneis-Amphibolitbänke schräg durchschneiden, sind charakteristisch. Im Dobra-Gebiet waren darüber hinaus ältere NE-streichende Lineationen zu beobachten, die durch S- bis SSE-Achsen überprägt werden.

Es wird nach obigem vorgeschlagen, für den von Waidhofen a. Th. über Dobra bis ins Kremstal zu verfolgenden Gneiskomplex statt des Namens „Spitzer Gneis“ den älteren Begriff „Bittescher Gneis“ zu verwenden. Ob auch die Gneis-Amphibolitkomplexe des unteren Kamptales wie der Rehberger Amphibolit zu vergleichen sind, bleibt noch zu überprüfen. Die Stellung des Spitzer Gneis vom locus typicus bleibt offen und wird von obiger Parallelisierung nicht betroffen.

Der Name Bittescher Gneis wird als Formationsbegriff für lithologisch gleichartige Gesteinskörper verwendet und soll unabhängig sein von der tektonischen Zugehörigkeit. Das Vorhandensein eines gemeinsamen Schichtgliedes in Form eines in beiden Gebieten auftretenden älteren basalen Komplexes, schmälert in keiner Weise die Selbständigkeit der tektonischen Großeinheiten Moldanubikum und Moravikum. Auch wenn stratigraphische Beziehungen zwischen ehemals benachbarten Gebieten nachgewiesen werden können, und während der variszischen Orogenese über beide Großeinheiten eine Metamorphose hinweggegangen ist, bleibt ihre tektonische Abgrenzbarkeit scharf. Der Verfasser folgt darin nicht den Gedanken von FRASL (1970). Wir sind mit diesen Fragen bereits beim nächsten Problem angelangt:

2. Die Glimmerschieferzone und die Moldanubische Überschiebung

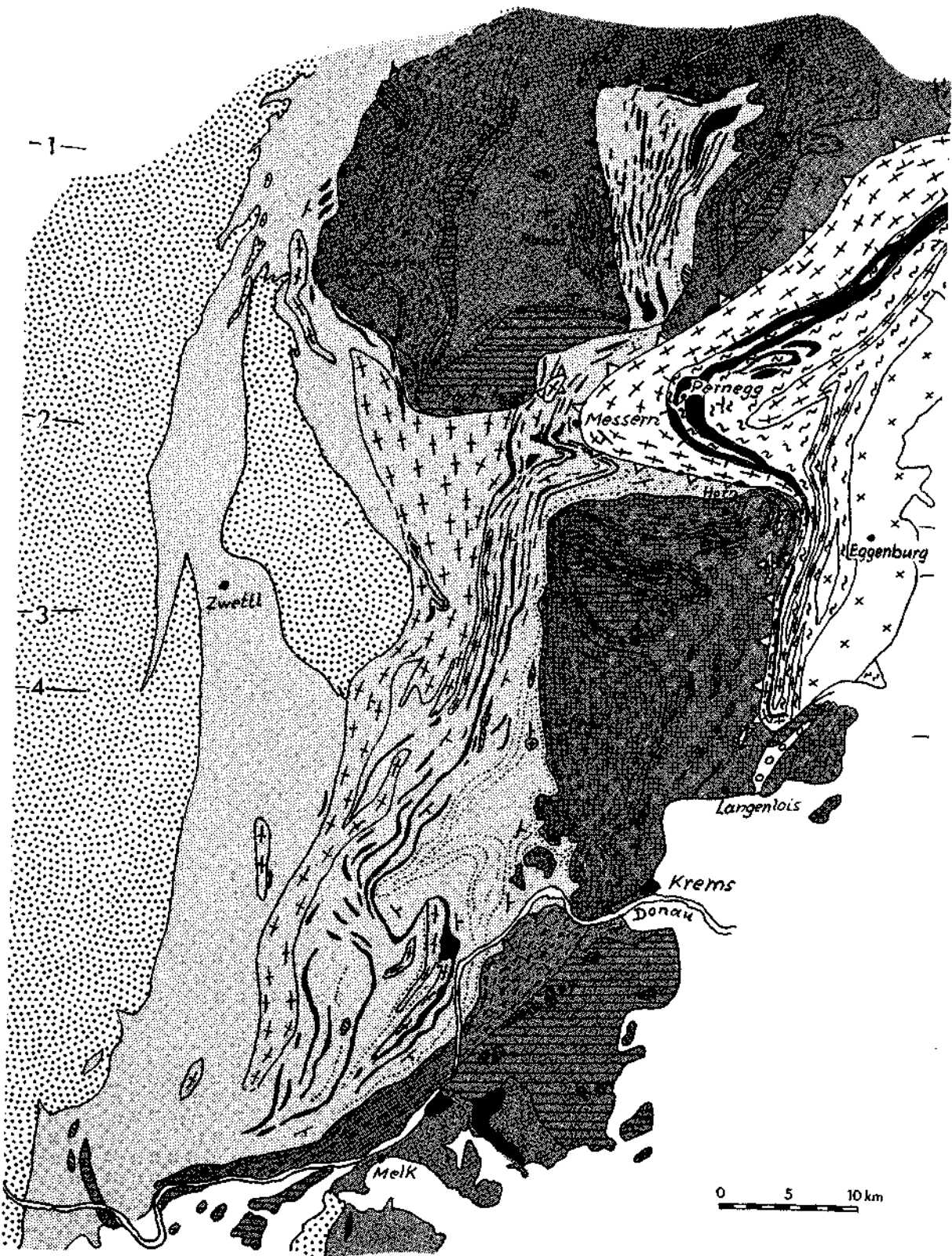
Die Glimmerschieferzone ist als ein Band von wechselnder Breite von Langenlois über den Bereich Horn—Messern nach Mähren zu verfolgen. Sie überlagert den Bittescher Gneis und folgt so der Moldanubikum-Moravikum-Grenze. F. E.

Suess (1908, 1912) rechnet die Glimmerschieferzone zum Moldanubikum und sieht in ihr keinen stratigraphischen Horizont. Sie ist im Überschiebungsbereich durch rückschreitende Metamorphose aus den moldanubischen Gneisen entstanden. KÖLBL (1922) und PRECLIK (1930) kommen auf Grund ihrer Studien zu demselben Ergebnis. BECKE et al. (1913) bezweifelt aus chemisch-mineralogischen Überlegungen das SUSS'sche Konzept und denkt an eine stratigraphische Einheit. Ähnlich entscheidet sich SCHUMANN (1929, S. 149—151). WALDMANN (1951, S. 40, 52—53) wählt einen Kompromiß. Er sieht in der Glimmerschieferzone eine sedimentäre Einheit, in der Relikte einer ä l t e s t e n Metamorphose erhalten geblieben sind. Andererseits bestätigt er wie auch SCHUMANN (1929) die Diaphthorese nahe der Moldanubischen Überschiebung. In neueren tschechischen Arbeiten, z. B. DUDEK (1962), SVOBODA et al. (1966) wird genannte Überschiebung abgelehnt und die Glimmerschieferzone als jüngere algonkische Schichtfolge mit der unterlagernden Vranov-Olešnice-Serie (Äußere Phyllite) zum Moravikum gestellt.

Der Verfasser hat die Glimmerschieferzone aus dem Gebiet von Langenlois bis Irnfritz genau kartiert und kam zur Überzeugung, daß man sich über die Argumente des SUSS'schen Konzeptes in der Folgezeit vielfach zu Unrecht hinweggesetzt hat.

Einstimmigkeit scheint darüber zu herrschen, daß die Glimmerschiefer unter den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies bis Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies (im Sinne von H. G. F. WINKLER, 1965) geprägt worden sind. Es sind dies Bedingungen, wie sie auch in den angrenzenden Teilen des Moravikums angenommen werden (FRASL, 1970).

Das gelegentliche Auftreten von Sillimanit in der Paragenese der Glimmerschiefer (DUDEK, 1962, S. 776; SVOBODA et al., 1966; SCHUMANN, 1929; WALDMANN, 1951, S. 53) ist bei Annahme des tschechischen Standpunktes nicht recht verständlich, da dieser jüngere Sedimentkomplex ja niemals in den Stärkstwirkungsbereich der Amphibolit-Fazies gekommen sein soll. Umgekehrt verwundert es, daß im Sinne von WALDMANN gerade in einer Zone starker rückschreitender Umwandlung, die ja auch von diesem Forscher wie von SCHUMANN bestätigt wird, sich ein ältester Mineralbestand reliktsch erhalten haben soll. Die unscharfe Grenze zwischen den moldanubischen Paragneisen und den Glimmerschiefern wurde ja von fast allen österreichischen Bearbeitern sowie von PRECLIK (1930) festgestellt. Dies und die besonders schön von KÖLBL (1922) nachgewiesenen Veränderungen (Muskowitisierungen u. a.) der Paragneise kann aus eigenen Beobachtungen nur bestätigt werden. Die zwangloseste Erklärung dieser Tatsachen bietet zweifellos die Annahme rückschreitender Metamorphose. Gelegentlich beobachtete Umwandlungen von Disthen in Sillimanit (SCHUMANN, 1929, S. 148) widersprechen in Anbetracht der wechselvollen Geschichte dieses Gebietes durchaus nicht obiger Vorstellung. Jedenfalls ist das Verschwinden des Sillimanits gegen den Störungsbereich hin augenfällig und es spricht vieles dafür, daß sein Auftreten in den Glimmerschiefern reliktsch ist (vgl. Angaben von SCHUMANN, 1929, S. 143, 144, 181). Der häufig zu beobachtende Wechsel von Schiefergneis- und Glimmerschieferbänken geht natürlich auf ursprüngliche Stoffunterschiede zurück. Solche sind aber auch im Paragneiskomplex des Moldanubikums festzu-



LEGENDE

Moldanubikum



Perm v. Zöbing

Südböhmischer Pluton
(+Rastenberger Granodiorit)

Gföhler Gneis



Granulit



Paragneis; Amphibolite

Marmor, Kalksilikatfels;
Olivinfelse, Serpentin, Eklogit

Granitgneis v. Typ Wolfshof

Gföhler Einheit

Drosendorfer Einheit

Gneiskomplex v. Dobra
Spitzer Gneis

Monotone Serie

Bunte Serie (Marmore,
Kalksilikatf.: schwarz)

Amphibolite; Paragneis

Moravikum

Bittescher Gneis
Weitersfelder Stengelgneis usw.

Thaya-Granit (+Mischgesteine)



Kalke, Marmore usw.



Glimmerschiefer u. Phyllite

Altere Überschiebungen
im MoldanubikumÜberschiebungsbereiche
(Beziehungen d. angrenzenden
Einheiten z.T. noch vorhanden)Moldanubische
Überschiebung

stellen und haben anscheinend im Störungsbereich zu selektiver Durchbewegung und Umformung geführt (vgl. KÖLBL, 1922, S. 91—92).

Entscheidend ist aber, daß verschiedene Gesteinszonen des Moldanubikums schräg an die Moldanubische Überschiebung heranstreichen, was bereits ein Blick auf eine geologische Karte des Waldviertels zeigt (Abb. 1). Der Gneiskomplex von Dobra ist in der Höhe von Schiltern 23 km vom Moravikum entfernt, im Bereich von Messern bloß 5 km. Die Marmor-Graphitschiefer-Zone von Krumau stößt im Gebiet Poigen-Brunn a. d. Wild an die Moravikumsgrenze, setzt W an Messern vorbei, im Gebiet von Irnfritz stark reduziert, nach NNE fort und gewinnt im Gebiet Drosendorf wieder große Mächtigkeit. F. E. SUSS (1908, 1912) und KÖLBL (1922, 1925, S. 531) haben bereits erkannt, daß die Unruhe,

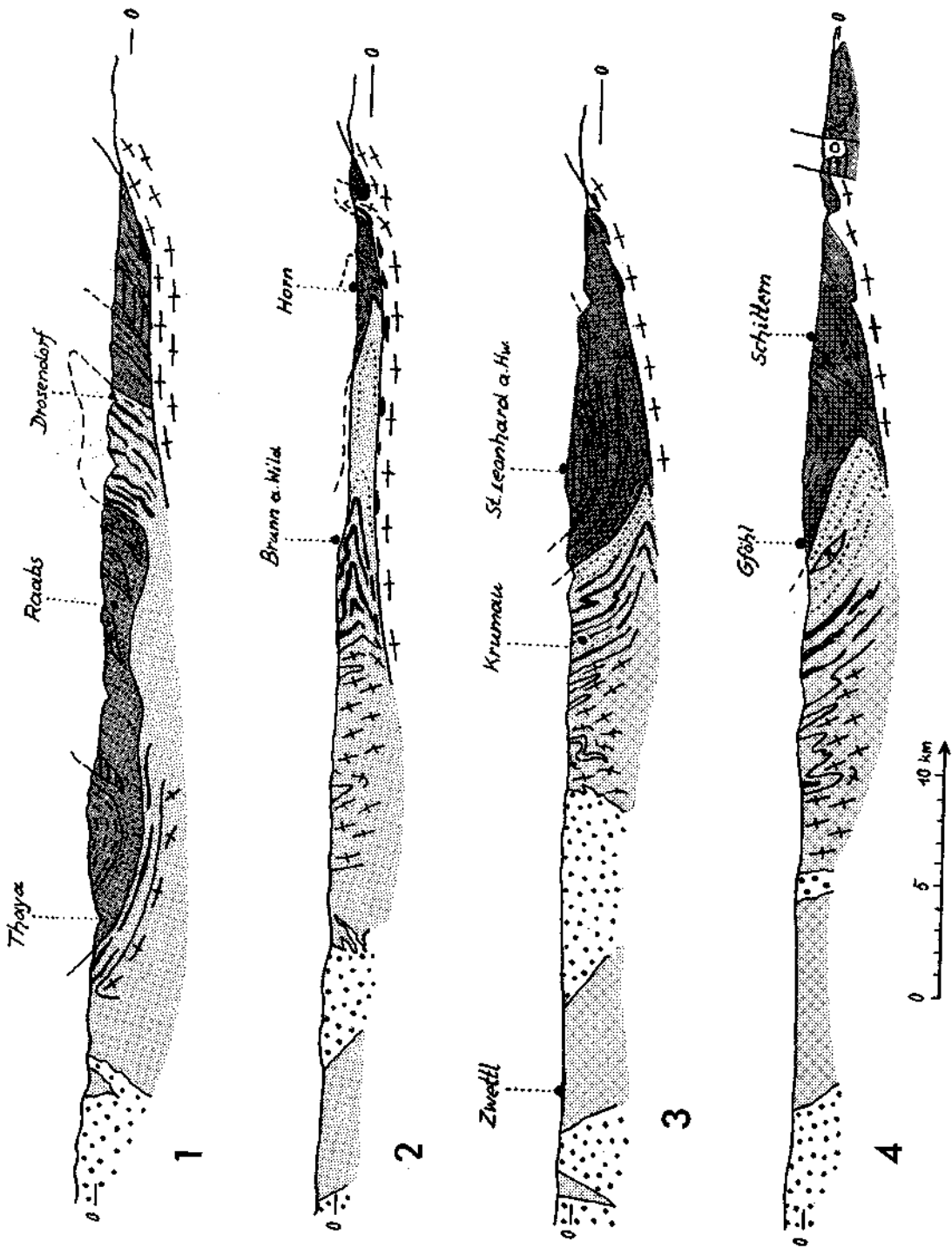


Abb. 2

die sich in den Lagerungsverhältnissen der moldanubischen Gesteine mit Annäherung an die Moldanubische Überschiebung geltend macht, in dieser Störung ihre Ursache hat. Diese Autoren sprechen von einem gewaltsamen „Umschleifen“ der Schichtflächen. Die detaillierteren Aufnahmen des Verfassers haben die Richtigkeit dieser Deutung voll bestätigt. N Neu-Pölla wird die Lagerung der Marmorzüge unruhig, das Einfallen wird flacher, das Streichen schwenkt aus der NNE- allmählich in die E-Richtung. An der Linie Brunn a. d. Wild—Poigen ändert sich das Streichen schlagartig. Es herrscht nun WNW-Streichen bei SSW-Fallen, bald aber schwenken die Gesteine in die N-Richtung ein.

Durch das Ausstreichen der moldanubischen Gesteine über der Moravikumsaufwölbung von Messern gewinnen wir hier Einblick in die tiefsten Teile des gegen E aufgefahrenen Moldanubischen Blocks. Die beschriebenen Lagerungsverhältnisse lassen ganz klar eine Großfalte erkennen, die stark vereinfacht in Abbildung 2 (Profil 2) dargestellt ist. Der ältere ESE-fallende Innenbau des Moldanubikums ist hier bei der variszischen E-vergenten Überschiebung in eine großzügige Schleppefalte gelegt. Der inverse Liegendflügel kennzeichnet die in ihrer Lagerung gänzlich der Überschiebungsbahn angepaßten Basisteile des Moldanubikums. Der Scheitel dieser liegenden Großfalte befindet sich bereits innerhalb der Glimmerschieferzone. Es können somit individuelle Marmorzüge, amphibolitreiche Zonen aus Kernbereichen des Moldanubikums in die Glimmerschieferzone und dort z. T. bis knapp an den Bittescher Gneis heran verfolgt werden.

Die Amphibolit-Paragneis-Folge im Hangenden der Krumauer Marmore erreicht zwischen Poigen und Frauenhofen den Störungsbereich und wird hier Teil der Glimmerschieferzone. Auch sie zeigt das Einschwenken in die E-Richtung. Der Faltscheitel ist unter der geschlossenen Tertiärbedeckung im Raume von St. Bernhard zu erwarten.

Der im Hangenden folgende Gföhler Gneiskörper fügt sich harmonisch in den beschriebenen Bau — auch er schwenkt in die E-Richtung. 600 m nördlich des Bahnhofs Horn verschwindet der Gföhler Gneis unter dem Tertiär. Seine Fortsetzung ist wohl der stark reduzierte Gföhler Gneiszug, der 1 km N Breitenreich an der Bahn einsetzt und von hier nach Maria Dreieichen bzw. über Stockern bis in den Raum Mörtersdorf zu verfolgen ist. Diese Gneislamelle, an deren Aufbau auch Granulit beteiligt ist, macht den Faltenbau mit, der bei Maria Dreieichen und Mörtersdorf kleine moravische Fenster emporbringt. Gföhler Gneis und Granulit bilden hier — vom Bittescher Gneis oft nur durch geringmächtige Phyllite und Phyllonite getrennt — ein Schichtglied der Glimmerschieferzone. Reliktisch erhaltene lit par lit-Injektionen in den Glimmerschiefern zeigen, daß es sich nicht um eine tektonische Einschaltung handeln kann.

Aber auch andere charakteristische, sicher moldanubische Gesteinszüge, wie der Rehberger Amphibolit oder die Graphitquarzite ziehen schräg in die Glimmerschieferzone hinein.

Es ist undenkbar, daß eine stratigraphische Einheit, eine selbständige sedimentäre Folge, in dieser Weise mit den Gesteinszügen der verschiedensten Zonen ver-

gittert ist. Die Gesamtheit der angeführten Beobachtungen läßt nur eine Möglichkeit für die Entstehung der Glimmerschiefer offen — die durch regressive Umwandlung aus den moldanubischen Paragneisen.

Die für den Paragneiskomplex östlich der Gföhler Gneis-Masse charakteristischen Graphitquarzite und der Rehberger Amphibolit sind auch N der Thaya-Kuppel westlich Langau Teil der Glimmerschieferzone.

Anläßlich einer Exkursion (1970) konnte sich der Verfasser überzeugen, daß auch bei Frain (Vranov) typisch moldanubische Gesteine nahe an den Bittescher Gneis herankommen. So enthält die Vranov-Olešnice-Serie (DUDEK, 1962), süd-östlich des Staudammes, Granatamphibolite, wie sie mit Gföhler Gneis und besonders häufig mit Granulit vergesellschaftet sind. Diese großen Granat-, Pyroxen- und bräunliche Hornblende-führenden reliktschen Amphibolite zeigen die verschiedensten Stadien rückschreitender Metamorphose. Sie sind durch Granatglimmerschiefer vom Bittescher Gneis getrennt und werden von z. T. verglimmertem Gföhler Gneis überlagert (bei der Talsperre). Darüber erst folgt die Hauptmasse der Glimmerschiefer. W derselben folgt nach DUDEK (1962) die Grenze gegen den Gföhler Gneis und damit gegen das Moldanubikum. FRASL (1970, S. 60) wendet sich bereits gegen eine solche Grenzziehung. Sie muß auch auf Grund unserer Erfahrungen entschieden abgelehnt werden. Da die Amphibolitlagen im Bittescher Gneis regionale Verbreitung haben, ist anzunehmen, daß sie mit den andersartigen Granatamphiboliten der Vranov-Olešnice-Serie nichts zu tun haben. Damit fällt das Argument eines Intrusionskontaktes des Bittescher Gneises mit genannter Serie.

Die Existenz der Moldanubischen Überschiebung ist unserer Auffassung nach kein Problem mehr; sie ist durch die bisherigen Arbeiten hinlänglich belegt. Im Raume Messern-Horn ist eine Überschiebungswerte von mindestens 18 km erwiesen. Dieser Betrag ergibt sich durch den Fund eines kleinen Fensters von Bittescher Gneis und „Moravischem Kalk“ (Marmor) bei Nondorf a. d. Wild.

Die oben genannten Marmore sind von tektonisierten Marmoren des Moldanubikums kaum zu unterscheiden, sie zeigen aber, wie in den Fenstern von Maria Dreieichen und Mörtersdorf, eine deutliche Bindung an den Bittescher Gneis. Ebenso hält der Verfasser die größeren und kleineren, z. T. graphitischen Marmorlinsen, die zwischen Rodingersdorf und Poigen den phyllitischen Glimmerschiefern und Phylloniten eingeschaltet sind, für moravisch. Weiter westlich sind sie von den hier verbreiteten Marmoren der Bunten Serie kaum zu trennen. Ebenso ist zu vermuten, daß in den phyllonitischen Gesteinen im unmittelbaren Dach des Bittescher Gneises moravische Anteile stecken (vgl. F. E. SUESS, 1912, S. 51; KÖLBL, 1927, S. 347).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der moldanubische Block an seiner Basis diskordant zum Innenbau geschnitten und an einer flachen Bewegungsbahn auf das Moravikum überschoben wurde (vgl. F. E. SUESS, 1918, S. 109). Dabei kam es zu Schlepplungserscheinungen, die deutlich die östliche Schubrichtung erkennen lassen. Jüngste Bewegungen führten zur Faltung der Überschiebungsbahn und gaben so Anlaß zur Entstehung kleinerer Fenster, wie von Maria Dreieichen, Mörtersdorf, N Zöbing.

3. Interner Deckenbau des Moldanubikums

Durch die Arbeiten von BECKE, ČZJŽEK, HIMMELBAUER, KÖLBL, REINHOLD, SCHUMANN, F. E. SUESS und WALDMANN wurden die Großverteilung der Gesteine sowie ihre Lagerungsverhältnisse bekannt. Die Konstanz, mit der die Paragesteinsserien gegen Ortho- und Mischgneise sowie gegen stärkst metamorphe Gesteine wie die Granulite hin abtauchen, veranlaßte F. E. SUESS (1918, S. 113 bis 114) und KOBER (1938, S. 184) auch im Moldanubikum Deckenbau anzunehmen. Die Möglichkeit, daß dieser vorvariszisch sei, wird in Betracht gezogen.

WALDMANN (1951) macht eher migmatisch-magmatische Vorgänge für die Platznahme der muldenförmig gelagerten Orthogesteine verantwortlich als Fernüberschiebungen. Wie KÖLBL (1925, S. 535—538) so nimmt auch WALDMANN (1951, S. 49, 51, 52; 1958, S. 4) an, daß es sich um scheinbare sekundär entstandene Tröge und Mulden handelt. Andererseits wird der Gedanke ausgesprochen, daß die Amphibolite von Schiltern unter dem Gföhler Gneis-Trog hindurch zum Sandl fortsetzen. 1958 beschreibt WALDMANN die Drosendorfer Marmorzone als von der Gestalt eines Halbfensters (S. 4).

Gerade in dem erwähnten Thaya-Gebiet finden wir geologische Verhältnisse, die ganz eindeutig die Existenz von Deckenbau belegen: Gföhler Gneis, Granulit, Granitgneis und verschiedene Mischgesteine bauen im Bereich Waidhofen a. Th.—Raabs—Göpfritz ein ausgedehntes Gebiet auf. Diese Gesteinsmasse ist in sich differenziert, besitzt aber in ihrer Gesamtheit schüsselförmige Lagerung. Im W wie im E werden die hochmetamorphen bzw. migmatisierten Serien von nicht migmatisierten Paragesteinsfolgen unterlagert. Die im E an die Glimmerschieferzone grenzenden Mischgesteine, Gföhler Gneise und Granulitkörper hängen über Pullitz (Police) mit denen des Raabs-Waidhofener Bereiches unmittelbar zusammen (F. E. SUESS, 1908). Höchst auffällig ist das plötzliche Umschwenken der Drosendorfer Marmore aus der NNE- in die E-W-Richtung jenseits der österreichischen Grenze. Hier taucht die Bunter Serie mit NNE-Achsen tunnelartig in Form eines Halbfensters unter die Mischgesteine ab (WALDMANN, 1958, S. 4). All dies läßt sich nur durch die Annahme von Deckenbau erklären.

Die Verhältnisse sind aber zu kompliziert, um durch die einfache Modellvorstellung KOBERS (1938) befriedigend erklärt zu werden. KÖLBL und WALDMANN wußten, warum sie von scheinbaren Gföhler Gneis-Mulden sprachen.

Der Gföhler Gneis zeigt im Raume Wachau-Gföhl ideale Muldenform. Um so überraschender ist es, daß die Gesteine des E-Flügels, die von Krems bis Tautendorf gegen den Gföhler Gneis hin einfielen, nun dessen Hangendes bilden. Unter der Granulitschüssel von St. Leonhard überlagern sie den Gföhler Gneis auf einer Strecke von 12 km, gemessen in E-W-Richtung. Aus dem Raume Gars a. Kp. sind die Paragneise und Amphibolite über Tautendorf um den Granulit herum nach Rosenberg zu verfolgen, wo sie sich wieder mit denen von Gars verbinden. Im Gebiet Rosenberg-Mold kann man ganz eindeutig verfolgen, wie die genannten Gesteinszüge aus ihrer Hangendposition, die sie in der Umrahmung des St. Leonharder Granulits gegenüber dem Gföhler Gneis hatten, wieder in dessen Liegendes geraten. SE vom Horner Galgenberg tauchen sie wieder, wie bei Schiltern gegen den Gföhler Gneis ab.

Diese Verhältnisse konnten durch unsere detaillierten Kartierungen eindeutig belegt werden. Während es im W gelang, den Zusammenhang des Gföhler Gneis-Hauptkörpers mit dem von Horn nachzuweisen (FUCHS, 1969, S. A 25), war es unmöglich, den Gföhler Gneis von Tautendorf mit dem bei Rosenberg irgendwie zu verbinden. Es existiert auch nicht die geringste Andeutung einer tektonischen Fuge. Es besteht somit kein Zweifel darüber, daß derselbe Gesteinskomplex, der den Gföhler Gneis im E unterteuft, im Raume St. Leonhard a. Hw. auf 12 km Länge sein Hangendes bildet.

Ein Parallellfall liegt im Raume Drosendorf, wo die Gföhler Gneise, Granulite und Mischgesteine, die im W und N eindeutig das Hangende der Marmorzone bilden, in Annäherung an den Bereich der Moldanubischen Überschiebung unter die Marmore abtauchen.

Weniger überraschend und unerklärlich sind diese Tatsachen, wenn wir uns erinnern, wie bei Brunn a. d. Wild die Marmorserie in eine große Schleppefalte gelegt ist, wie dort der E-fallende moldanubische Bau bei der variszischen Überschiebung in seinem Basalteil eine Umkehr der Lagerungsverhältnisse erfahren hat. Durch das östliche Ansteigen der Moldanubischen Überschiebungsfäche und das E-Fallen im moldanubischen Block werden gegen E zunehmend höhere Schichtglieder von dieser Schleppefaltung erfaßt (Abb. 1, 2). Die Abfolge des ursprünglich isoklinalen Baues ist im Gebiete von St. Leonhard a. Hw. noch zu beobachten, östlich der Linie Horn—Tautendorf ist die Lagerung invers. E-vergente variszische Faltung hat hier isoklinal W-fallenden Bau erzeugt. Mit KÖLBL (1925) und WALDMANN (1951, 1958) sehen wir daher in der Gföhler Gneis-Masse von Gföhl keine echte Mulde. Es handelt sich um eine Einschaltung in den Paragesteinsserien, die erst sekundär im Zuge der Moldanubischen Überschiebung im Bereiche Gföhl—Dürnstein anscheinende Muldenform erlangt hat.

Diese Vorstellung wird auch dadurch gestützt, daß die beiden Flügel der Gföhler Großmulde materialmäßig ungleichartig sind (BECKE et al., 1913, S. 39 unten; WALDMANN, 1951, S. 49, 52). Nach den Beobachtungen des Verfassers treten in den Paragneisen des E-Flügels und in der Umrahmung des Granulits von St. Leonhard a. Hw. charakteristische Graphitquarzite auf, wie sie vom W-Flügel nicht bekannt sind. Umgekehrt fehlt im E-Flügel die reiche Marmorentwicklung in den Schiefergneisen. Die kleineren Vorkommen von Kronsegg, der Gegend von Langenlois und Plank scheinen an Amphibolit gebunden. Auch die Graphitschiefer des Westens fehlen hier. Migmatistische Erscheinungen sind im E-Flügel viel weiter verbreitet als im W-Flügel, wo sie auf den dem Gföhler Gneis nahen Bereich konzentriert sind.

Die oben beschriebenen Lagerungsverhältnisse lassen die Deutung einer einfachen Deckscholle nicht zu, man müßte an komplizierte Stirntektonik mit Digtationen von 12 km Länge denken, was höchst unwahrscheinlich ist.

Entscheidend sind hier aber die an den Gföhler Gneis-Hauptkörper gebundenen Migmatisationserscheinungen. Aus den Arbeiten von BECKE et al. (1913), KÖLBL (1925), SCHUMANN (1929), EXNER (1953) geht hervor, daß die Grenze des Gföhler Gneises zwar gut zu verfolgen ist, daß aber trotzdem

Injektionen, Mobilisationen und ähnliche Mischgesteinsbildungen anscheinend auf diesen Orthogneis zu beziehen sind. Der Verfasser kann diese Angaben nur bestätigen. Besonders im Arbeitsgebiet SCHUMANNS im Raume S, SE und E von Horn kann durch lit par lit-Injektionen auch die Grenzziehung problematisch werden. Dies gilt vor allem für die kleineren Gföhler Gneiskörper, die NE von Rosenberg in Antiklinalen unter den Paragesteinen auftauchen. Trotz der starken Verfaltung ist die häufig zu beobachtende Wechsellagerung eindeutig auf den Intrusionsvorgang und nicht auf die Tektonik beziehbar.

Man müßte sich über die angeführten Beobachtungen hinwegsetzen, wollte man den Gföhler Gneis-Hauptkörper mittels Fernüberschiebung in seine heutige Umgebung bringen. Nimmt man an, daß der Gföhler Gneis mitsamt seinem ursprünglichen Gesteinsmantel tektonisch herangebracht worden ist, so bedeutet dies, daß die Gneiskomplexe im E wie im W allochthon sind. Das ganze östliche Waldviertel würde so eine überschobene Einheit darstellen, was schon deshalb undenkbar ist, da man keine Wurzelzone angeben kann, es sei denn, man bezieht die Schubmasse aus Südböhmen, aus einer Entfernung von etwa 100 km. KOBER (1938) hat seine Wurzelzone im Granitgebiet des westlichen Waldviertels angenommen. Diese Deutung erscheint uns nicht recht befriedigend: Die durch Gföhler Gneis und Granulit markierte Zone setzt aus dem östlichen Waldviertel weiter nach Mähren bis in das Gebiet W des Schwarzawa(Svratka)-Fensters fort. Die Granitstöcke im angenommenen Wurzelgebiet setzen hier aber bereits aus, ohne daß eine Wurzelzone irgendwie angedeutet wäre.

Ein viel zwangloseres Bild ergibt sich, wenn wir die durch Gföhler Gneis, Granulit und Bunte Serie markierten Zonen als ortsgelunden auffassen. Diese relativ schmalen Zonen stellen vermutlich genetische Einheiten innerhalb der Böhmisches Masse dar. Interessant ist, daß in diesen auch eine interne Großgliederung zu erkennen ist. Im Waldviertel und in Mähren folgen auf die Monotone Serie des W gegen E (bzw. SE) die marmorreiche Bunte Serie, eine Gföhler Gneis-Zone und eine granulitreiche Zone. Die südböhmische Zone zeigt eine spiegelbildliche Anordnung.

Diese durch Marmor-Serien, Gföhler Gneis und Granulit charakterisierten Zonen in Südböhmen (České Krumlov) und in Mähren — Waldviertel deutet der Verfasser als jüngere, aber vorvariszische, orogenetische Zonen des Moldanubikums. Sie wären einem älteren Kern, den der Verfasser im Bereiche der monotonen Paragneisserien und des späteren südböhmischen Granitplutons vermutet, angeschweißt worden. Unsicherheit besteht hier, da die Altersbeziehung der Bunten und Monotonen Serie ungeklärt ist.

Im nördlichen Waldviertel und in Südmähren wird die oben skizzierte Gliederung der östlichen Zone örtlich durchbrochen. Gföhler Gneis, Granulit und ihre Begleitgesteine bauen das Gebiet Waidhofen-Raabs-Göpfritz westlich der Bunten Serie (Drosendorf) auf. Sie hängen aber über Pullitz mit den östlichen Gföhler Gneis-Granulitgebieten zusammen, die wieder die normale Anordnung erkennen lassen (von W nach E): Auf die Bunte Serie (Drosendorf) folgt Gföhler Gneis (Heinrichsreith) und Granulit (Schaffa); der Granulitkörper von Namiest folgt im NE auf die ausgedehnte Gföhler Gneis-Masse.

In der regelmäßigen Anordnung sehen wir die Gliederung innerhalb eines Orogens, in oben genannter Durchbrechung dieser Regelmäßigkeit sehen wir die Folge von Deckenbewegungen.

Aus der Verteilung ortsgebundener Zonen und allochthoner Massen ergibt sich das Bild eines *W*-vergenten inneren Deckenbaues im östlichen Moldanubikum. Tektonisches Vorland waren offensichtlich die zentralen, zwischen südböhmischer und mährischer Orogenzone gelegenen Teile der Böhmisches Masse.

Beim variszischen Auffahren des Moldanubischen Blockes über das Moravikum wurde dieser ältere Bau *diskordant* abgeschnitten, so daß die verschiedenen Zonen mit der Moldanubischen Überschiebung und damit mit dem Moravikum in Berührung kommen. Die östlichste Zone, die der Granulite, liegt dabei häufig in Nähe der Überschiebung. Diese Granulitvorkommen stehen aber sicher nicht in ursächlichem Zusammenhang mit der Moldanubischen Überschiebung.

Zum älteren Bau des Moldanubikums zurückkehrend, sei folgendes Bild gegeben (Abb. 1): Im *W* bzw. *NW* liegt eine aus Dobra-Gneis (= Bittescher Gneis) und Bunter Serie aufgebaute autochthone Zone, für die wir den Namen *Drosendorfer Einheit* vorschlagen (im Raume Drosendorf a. Th. ist die tektonisch tiefere Stellung dieser Einheit eindeutig). Auf diese wurde eine durch Gföhler Gneis und Granulit charakterisierte höhere Großeinheit bewegt, die wir *Gföhler Einheit* nennen wollen.

Der von Pöchlarn bis Horn und von *N* Geras bis zum Schwarzawa-Fenster zusammenhängend verfolgbare, nur durch die Thaya-Kuppel unterbrochene Gesteinszug von Gföhler Gneis ist ortsgelunden. An seiner *W*-Grenze sind noch *migmatische Beziehungen* zur Bunten Serie erhalten — hier stoßen ja zwei ursprünglich benachbarte tektonische Zonen aneinander. Andererseits sind auch die *gesteigerte Durchbewegung* (BECKE et al., 1913, KÖLBL, 1925, FUCHS, 1970, S. A 27) und die *scharfe Abgrenzbarkeit* des Gföhler Gneises verständlich.

Im *E*-Teil des Gföhler Gneises bei Dreihütten (SE St. Leonhard) und besonders im Raume Altenburg-Horn wurde der Gföhler Gneis von einer *jüngeren Granitisation* betroffen (FUCHS, 1969, S. A 26). Das so typische unruhige Gefüge wird weitgehend homogenisiert, wird massig. Die Minerale Granat und Sillimanit werden verglimmert — es entstehen Zweiglimmergranitoide. Diese Veränderungen bleiben auf den Gföhler Gneis beschränkt und erfassen nicht das Nebengestein. Auch diese Granitisationen sind in einer Wurzelzone verständlicher als im Stirnteil einer Decke.

Von besonderem Interesse sind die kalifeldspatreichen *Granitgneise* bis *Metagranite* vom Typus *Wolfshof*. In BECKE et al. (1913) findet sich bereits die Angabe, daß diese Gesteine gelegentlich sehr massig und fast ohne Parallelgefüge sind. Der Wolfshofer Granitgneis ist den umgebenden Gesteinen konkordant eingeschichtet und zeigt mit den Liegend- wie mit Hangendgesteinen Intrusivkontakte. Die Tatsache, daß der Granitgneis in einer oder wenigen dünnen Lamellen um die Granulitschüssel von St. Leonhard herumzuverfolgen ist, und auch in der Teilantiklinale *S* von Steinegg emporgebracht wird, zeigt, daß er mehr oder weniger an ein Niveau in dem Schüsselbau gebunden ist. FUCHS

(1969, S. A 26) deutet diese Beobachtungen im Sinne einer syntektonischen Intrusion. In noch plastischem Zustand wurde der Granit entlang von Bewegungsbahnen passiv verschleift. Er zeigt augenfällig geringere Durchbewegung als das Nebengestein. Tatsächlich finden sich diese Metagranite in stark durchbewegten Zonen: Zwischen dem Gföhler Gneis und seinem Nebengestein und der überlagernden Granulit-Begleitserie; nahe der W-Grenze des Gföhler Gneises in den Hangenteilen der Bunten Serie (SW und NW Gföhl). Hierher sind die Granitgneise von N Schiltern, von Thürneustift-Plank, Droß-Lengenfeld und vom Hafner Bach (N Raabs) zu stellen.

Auch diese in den Bau eingeschleppten kleineren Intrusionen sprechen mehr für eine Wurzelzone im östlichen Waldviertel als für Stirntektonik.

Wir sehen in der Gföhler Einheit eine tektonische und genetische Großeinheit. Die weite Verbreitung von Migmatiten, das Zurücktreten der Glimmer zugunsten der Minerale Granat, Disthen, Sillimanit wie es im Granulit, den granulitischen Paragneisen, im Gföhler Gneis zu beobachten ist, die Häufigkeit von z. T. pyropführenden Olivinfelsabkömmlingen, eklogitischen Gesteinen und Diallagamphiboliten zeigen stärkere Metamorphosebedingungen an als sie in der Drosendorfer Einheit geherrscht haben.

Es gibt aber auch Anzeichen, daß die Gföhler Einheit in sich tektonisch differenziert ist. Die hohe Position der Granulite und ihrer Begleitgesteine — über dem Gföhler Gneis — ist sicher tektonisch zustande gekommen (Pöchlarn, Dunkelsteiner Wald, St. Leonhard a. Hw., Blumau). Wenn sich auch im Gföhler Gneis und dessen Begleitgesteinen (z. B. im Raume Altenburg-Horn) Anklänge an Granulit bzw. dessen Begleitserien zeigen, so sind für die Granulitserie doch wenigstens etwas stärkere Metamorphosebedingungen und größere Wasserarmut anzunehmen. Eine Entstehung des Granulitkomplexes über dem Gföhler Gneis ist daher nicht wahrscheinlich. Ersterer wurde wohl in einem etwas tieferen Stockwerk oder zumindest in seitlicher Nachbarschaft gebildet. Dafür, daß die heutige Lage der Granulitserie eine Folge der Tektonik ist, spricht das bei Wolfshof deutlich diskordante Aufeinandertreffen der Granulitfolge mit den tieferen Serien. Hier ist eine Bewegungsbahn erkennbar, in die sonst meist der Wolfshofer Granit eingeschleppt worden ist. Die fast schichtartig ausgedehnte Form dieses Granits ist auch kaum als primäre Intrusion zu erklären, sondern deutet auf das Mitwirken der Tektonik. Auch im Bereiche der ausgedehnten Schubmasse von Waidhofen-Raabs ist die Gföhler Einheit in sich differenziert (Abb. 1, 2). Dies geht aus den vorhandenen Unterlagen (WALDMANN, 1938, 1951 u. a.; THIELE, 1970, 1971) und eigenen Beobachtungen hervor:

Das tektonisch tiefste Element der Gföhler Einheit ist offensichtlich die Amphibolitserie von Waidhofen a. Th.-Dobersberg, die jenseits der Gföhler Gneis-Mulde des Predigtstuhls wieder auftaucht. Die Amphibolite bauen hier als Teil der Mischgesteinsserie von Raabs große Flächen auf. Dies geht sicher z. T. auf die flache Lagerung zurück. Am E-Rande der Deckscholle, wo die genannten Mischgesteine gegen die Bunte Serie zu ausheben, stecken in ihnen tektonisch nicht abtrennbar zwei Lappen von Gföhler Gneis (z. B. Kollnitzgraben). Der tiefere der beiden bildet hier die Basis der Deckscholle und grenzt scharf an die unterlagernde Marmorserie von Drosendorf.

Der Granulitspan von Karlstein—Großsiegharts überlagert die Mischgesteinsserie und taucht gegen die Gföhler Gneis-Schüssel hin gegen W ein. Wie schon die starke Beanspruchung seiner Umgebung zeigt (Exkursion unter Führung von Herrn Dr. O. THIELE), ist der Granulit eine tektonische Einschaltung.

Relativ hohe Stellung nimmt der Gföhler Gneis des Predigtstuhls ein, der die beschriebenen Gesteine muldenförmig überlagert: Ebenfalls hohe Position besitzt der Blumauer Granulitkörper.

Die genaue Kartierung des Gebietes der Deckscholle durch S. SCHARBERT und O. THIELE wird die Stellung dieser Teileinheiten zueinander sicherlich deutlicher erkennen lassen.

Jedenfalls spricht die stärkere Beanspruchung großer Gesteinskörper wie des Gföhler Gneises von Weidhofen—Predigtstuhl (THIELE, 1970, S. A. 66) verglichen mit dem Gföhler Gneis des Typusgebietes für die Vorstellung eines alten W-vergenten Deckenbaues: Die Stirnteile der Einheit sind stärker tektonisiert als die Wurzelzone. Auch der Innenbau der Deckscholle (Abb. 2, Profil 1) ist am ehesten verständlich, wenn man W-gerichtete Tauchfalten annimmt.

Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß DUDEK (1962, S. 786) im Moravikum des Gebietes von Frain (Vranov) gefügekundlich ältere W-Vergenz und jüngeren E-gerichteten Bau zu erkennen glaubt.

Ein anderes Problem ist, ob die schon WALDMANN (1938, 1951) bekannten, neuerdings von THIELE (1970, 1971) studierten Mylonit zonen mit dem oben besprochenen Deckenbau in Zusammenhang zu bringen sind. Diese bilden vielfach die Begrenzung deckschollenartig gelagerter Gesteinskörper (z. B. des Blumauer Granulits) und zeigen z. T. sehr flache Einfallswinkel.

Der Verfasser ist der Ansicht, daß es sich hierbei teils um Wiederaufleben alter Bewegungsbahnen, teils um Abreißen an der Grenze sich mechanisch verschieden verhaltender Gesteinskörper handelt. Diese Störungen folgen nur gelegentlich den alten Überschiebungsbahnen und schneiden auch schräg durch den Bau. So die Göpfritzer Störung, die aus der Gegend W Geras bis in den Raum von Scheideldorf zu verfolgen ist. An ihr stoßen die verschiedensten Gesteinskomplexe aneinander. Der hier interessierende Überschiebungsbau wird aber bereits von der Moldanubischen Überschiebung geschnitten und deformiert. Letztgenannte Störung erfolgt jedoch unter den Bedingungen der Amphibolitfazies. Die Mylonit zonen, die vor allem Kataklase ohne wesentliche Rekristallisation erzeugt haben, sind demnach noch jünger und können zeitlich nicht mit dem alten Deckenbau in Verbindung gebracht werden.

4. Das Problem der tektonischen Achsen

Die dargelegten Vorstellungen vom Bau des Waldviertels wurden zum geringsten Teil auf Grund der beobachteten B-Achsen entwickelt. Dies hat seine Ursache darin, daß ein geschlossener Achsenplan des gesamten Waldviertels noch nicht vorliegt, und die vorhandenen Unterlagen z. T. noch reichlich Widersprüche enthalten.

In der Verbreitung bestimmter Gesteine und in ihrer Streichrichtung kommt klar das NNE-SSW-Regionalstreichen der ganzen Zone zum Ausdruck. Im

Gegensatz dazu stehen die oft ausgedehnten Bereiche mit Querachsen (z. B. Granulitgebiete, z. T. in Gföhler Gneis, Bunter Serie). Es sind teils Übergangsbereiche festzustellen, in denen vertikal oder horizontal ein allmähliches Umschwenken der Achsen zu beobachten ist. Teils findet man Überprägungen, die aber oft widersprüchliche Ergebnisse liefern. Jedenfalls steht bei Betrachtung des alten Deckenbaues, trotz des Vorhandenseins von Querachsen, nur die Annahme von E- oder W-Vergenz zur Wahl.

Die mehr oder weniger E-W-gerichteten Lineationen in den einzelnen Granulitkörpern zeigen eine gewisse Stoffabhängigkeit und wurden von H. G. SCHARBERT (1962) als älteres Strukturerelikt aufgefaßt. Der Verfasser konnte andererseits zeigen, daß die Querachsen des St. Leonharder Granulits nicht auf diesen beschränkt sind, sondern auch für ein weites Gebiet E desselben bis an das Moravikum heran herrschend sind. Bei Mörtersdorf konnte sogar beobachtet werden, daß Querachsen die regional streichenden Achsen des Bittescher Gneises überprägen, also jünger als die Moldanubische Überschiebung sind. Da man sich kaum vorstellen kann, daß die mit der Granulitprägung verbundenen Achsen so jung sind, ist mit dem Zusammenfallen verschieden alter Achsen gleicher Richtung zu rechnen.

Es ließen sich weitere Beispiele anführen, die zeigen, daß wir aus dem Vorhandensein einer bestimmten Achsenrichtung nicht ohne weiters auf ein bestimmtes Bildungsalter schließen dürfen. Lediglich die NNE-SSW-Achsen im Bereiche der Moldanubischen Überschiebung können mit einiger Sicherheit als variszisch bezeichnet werden.

Es ist zu hoffen, daß die komplizierten Achsenverhältnisse des Waldviertels im Zuge der weiteren Untersuchungen verständlicher werden.

Literatur

- BECKE, F. (1882): Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. — Tsch. Min. Petr. Mitt., 4, 189—264, 285—408, Wien.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F., & GÖRGEY, R. (1913): Das niederösterreichische Waldviertel. — Tsch. Min. Petr. Mitt., 32, 1—62, Wien.
- ČIŽŮEK, J. (1853): Geognostische Karte der Umgebung von Krems und vom Manhardsberg. Wien.
- DUDEK, A. (1962): Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thaya-kuppel. — Geologie, Jg. 11, H. 7, 757—791, Berlin.
- EXNER, CH. (1953): Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Jb. Geol. B.-A., 96, 217—252, Wien.
- EXNER, CH. (1968): Zur Rastenberger Granittektonik im Bereiche der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61, 6—39.
- FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachrichten Deutsch. Geol. Ges., 2, 55—61.
- FUCHS, G. (1967): Bericht 1966 über Aufnahmen auf Blatt Gföhl (20). — Verh. Geol. B.-A. 1967, A 22—24, Wien.
- FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). — Verh. Geol. B.-A. 1968, A. 23—25, Wien.
- FUCHS, G. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). — Verh. Geol. B.-A. 1969, A 25—28, Wien.
- FUCHS, G. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). — Verh. Geol. B.-A. 1970, A 26—27, Wien.

- KÖLBL, L. (1922): Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. B.-A. 1922, 81—104, Wien.
- KÖLBL, L. (1925): Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — Tsch. Min. Petr. Mitt., 38, 508—540, Wien.
- KÖLBL, L. (1927): Der Südrand der Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch., 18, 321—349, Berlin.
- MATURA, A. (1970): Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Mautern (37). — Verh. Geol. B.-A. 1970, A 37—39, Wien.
- PRECLIK, K. (1930): Zur Genesis einiger moldanubischer Gesteinstypen I. — Zblt. f. Min. Geol. Pal., Abt. A, 61—78, Stuttgart.
- SCHARBERT, H. G. (1962): Die Granulite der südlichen Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch., 52, 112—123, Stuttgart.
- SCHARBERT, H. G. (1967): Beobachtungen am Granulitkörper von St. Leonhard am Horner Wald (Niederösterreichisches Waldviertel). — Anz. Österr. Akad. Wiss., Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 9, 201—205.
- SCHUMANN, H. (1929): Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. — Tsch. Min. Petr. Mit., 40, 73—187, Wien.
- SUOSS, F. E. (1908): Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. — Verh. Geol. B.-A., 1908, 395—412, Wien.
- SUOSS, F. E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. — Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Denkschr., 88, 1—91, Wien.
- SUOSS, F. E. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, 71—128.
- SUOSS, F. E., GERHART, H., & BECK, H. (1925): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Drosendorf (4455) (1 : 75.000), Geol. B.-A. Wien.
- SVOBODA, J. et al. (1966): Regional Geology of Czechoslovakia; pt 1. The Bohemian Massif. — Geol. Survey of CSSR, 1—668, Prague.
- THIELE, O. (1970): Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). — Verh. Geol. B.-A., 1970, A 65—67, Wien.
- THIELE, O. (1970 a): Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Geologie, Jg. 19, H. 1, 17—24, Berlin.
- THIELE, O. (1971): Bericht 1970 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7); im Druck.
- WALDMANN, L. (1938): Bericht über die geologischen Aufnahmen im Raume des Blattes „Horn“ (4555). — Verh. Geol. B.-A., 1938, 42—45, Wien.
- WALDMANN, L. (1950): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich (1 : 75.000), Blatt Litschau—Gmünd (4454). — Geol. B.-A. Wien.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In SCHAFER, F. X., Geologie von Österreich. 10—104, Verlag Deuticke, Wien.
- WALDMANN, L. (1958): Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sonderheft E, 1—26, Wien.
- WINKLER, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. — 1—218, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.