

# Zur geologischen Stellung des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern.

Von **Ernst Kupka.**

(Mit 1 Textabbildung.)

Der vorliegende Bericht soll in kurzgefaßter Form die Ergebnisse meiner Aufnahmestätigkeit in den Zillertaler Alpen wiedergeben. Anknüpfend an die Ergebnisse, die andere Bearbeiter dieses Gebietes fanden, hoffe ich, wichtige Hinweise auf die Geologie dieses Bereiches geben zu können.

Der zur Behandlung stehende Geländeabschnitt erstreckt sich von der Wimmertalalm (nördlichster Punkt) bis ungefähr nach Ginzling (südlichster Punkt). Die Begrenzung im Osten bildet das Wimmertal, die im Westen der Wildschrofen bei Ginzling. Die Kartierung erfolgte zum größten Teil auf der ausgezeichneten A.-V.-Karte (Zillertal, mittleres Blatt). Eine amtliche geologische Karte liegt nicht auf. Lediglich kleinere Kärtchen der Bearbeiter dieses Gebietes sind vorhanden.

An dieser Stelle gestatte ich mir, Herrn Prof. Dr. L. Kober und Herrn Doz. Dr. Ch. Exner für das Interesse zu danken, das sie meiner Arbeit entgegengebracht haben.

Schon öfter wurde im westlichen Tauernfenster ein nördlich der Tuxer Gneismasse liegender Gneiskern angenommen. Dieser scheint unter dem Namen „Ahornkern“ in der Literatur auf. Becke (1903) und Hammer (1936) suchten schon eine Trennung des Ahornkernes von der Tuxer Hauptmasse. Die wertvollen Erkenntnisse dieser beiden Forscher zeigen bereits in groben Umrissen den Verlauf einer trennenden Zone an.

Kober gibt 1912 eine Zusammenfassung der Ergebnisse in den östlichen Hohen Tauern und stellt später Vergleiche mit den westlichen Hohen Tauern an. Dabei entspräche die Ahorndecke (Ahornkern) der Ankogeldecke, die Tuxerdecke der Hochalmdecke und die Zillertaldecke fände ihr Äquivalent in der Sonnblickdecke.

Hammer (1936) und Thiele (1950) haben in ihren Arbeiten das Abtauchen des Gneiskernes im Schönachtal nachgewiesen und die den Ahornkern trennende Zone als „Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone“, bzw. „Schönachmulde“ bezeichnet. Damit ist der Ahornkern als tiefste tektonische Einheit im westlichen Tauernfenster fixiert. Somit ergibt sich folgende Gliederung der tektonischen Einheiten von unten nach oben:

1. Ahornkern
2. Trenknermulde
  - a) obere Gruppe
  - b) untere Gruppe
  - c) Kirchspitzkristallin, überschlagen, liegt nördlich des Ahornkernes.
3. Tuxer Hauptmasse.

### 1. Ahornkern.

Bei den Gesteinen, die den Ahornkern aufbauen, handelt es sich meistens um den Jochberggneis (nach einem kleinen, aber typischen Aufschluß wenige Meter neben dem W. H. Jochberg). In den Arbeiten früherer Autoren wird dieser Gneis „Porphyrtiger Augengneis“ (Becke) „Porphyrgranitgneis“ (Hammer), „Orthokristallin des Zentralgneisnordrandes“ (Dietiker) und „Wimmertalgneis“ (Thiele) genannt. Während makroskopisch die unregelmäßig gelagerten Feldspate hervortreten, zeigt sich im Dünnschliff folgendes Bild: In einer flasrig parallelen Anordnung der Biotit- und Serizit-schuppen liegen die großen Feldspate als Perthite und Mikrokline, die in Albit umgewandelt sind. In der Zwischenmasse sind reichlich Albit-Oligoklas und Quarz vorhanden. Untergeordnete Bedeutung haben Epidot-, Serizit- und Erzschüppchen. Selten sind Apatit, Chlorit und Granat. Innerhalb des Gneiskomplexes finden sich Schieferungszonen, in denen die Feldspate nicht mehr hervortreten, sondern eingeregelt sind. Ebenso ist eine breite Aplitzone (Klaushof—Grundhütten—Nößlachbruch—Egglofenalm) aufzufinden.

Eine besondere Ausbildung zeigen die Randzonen des Ahornkernes. Am Nordrand des Gneismassives sieht man eine durchwegs gut zu verfolgende Phyllitzone (ca. 5 m), die auf eine Bewegungsfläche hindeutet. Wesentlich komplizierter sind die Verhältnisse am Südrand des Gneismassives. Als Musterbeispiel soll hier das Profil des Schwarzachtales gelten, das auch von Hammer schon eingehend behandelt wurde: Über dem Jochberggneis liegt feinkörniger Biotitgneis (mit Muskovittäfelchen bis zu 2 mm). Querstehende Biotittafeln sind recht häufig. Daraus geht ein grobkörniger Gneis hervor, der nicht mehr so große Feldspate aufweist wie der Jochberggneis. Meist ist er stark geschiefert. Dann setzen wieder Feldspateinstreuungen ein. Züge von wirr gelagerten Feldspaten durchziehen in etwa 40—50 cm langen und 10—20 cm breiten Streifen den Gneis. Quarzkörnchen, die glasartig durchsichtig sind, treten in großen Mengen in das Gestein ein. Allmählich geht dieser Porphyroid wieder in den feinkörnigen Biotitgneis über, wobei aber die Feldspateinstreuungen und die glasklaren Quarze nicht restlos verschwinden. Nach einer Lage von stark verschiefertem Gneis folgt wieder ein Porphyroid mit ganz wenigen Quarzen. Die Quarzkörnchen nehmen nach Süden an Menge zu. U. d. M.: Die gerundeten Quarze zeigen immer wieder randliche Einstülpungen, die nur als Korrosionsbuchten aufgefaßt werden können. Meiner Ansicht nach ist eine porphyrische Herkunft unzweifelhaft. Als Ergänzung dieser Ansicht möchte ich die an den Ecken gerundeten Feldspate

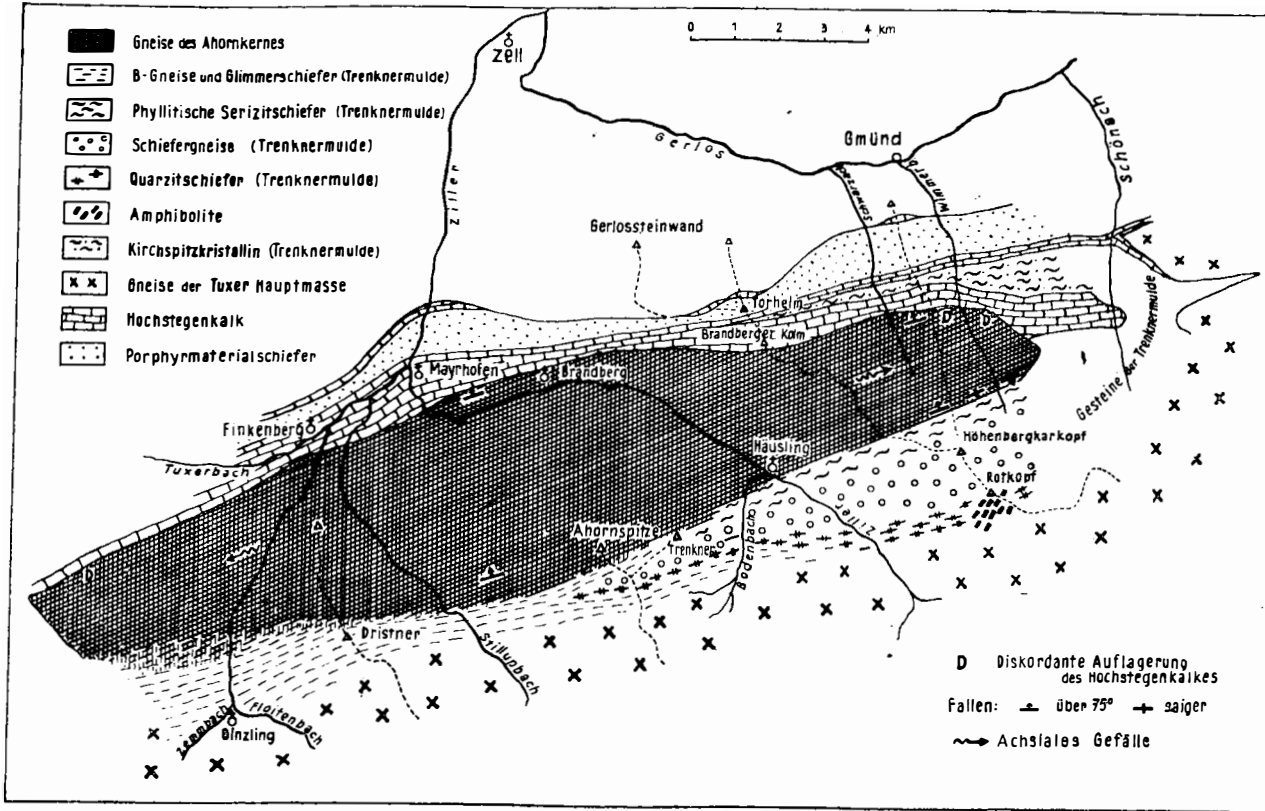


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern (Zillertaler Alpen). (Die Angaben östlich des Wimmertales entstammen der Arbeit von O. Thiele.)

aufzeigen. Biotit, Hellglimmer und Erz vervollständigen das Bild. Nach diesem Porphyroid folgt ein dunkler gut geschieferter Gneis, ohne glasklare Quarze, dann abermals eine kleine Lage von Porphyroid, die von Glimmerschiefern abgelöst wird. All den Übergängen der eben beschriebenen Gesteinstypen ineinander folgen — scharf abgegrenzt — die rötlich anwitternden quarzitischen Phyllite der Trenknermulde.

Fast die gleichen Verhältnisse finden sich am Gipfel „Auf der Rôte“. Bei Häusling im Zillertal steht in der Bodenbachklamm ein geschieferter Biotitgneis an. Hier beginnt sich die scharfe Grenze zur Trenknermulde zu verwischen. In der Gegend des Loanbichl finden sich Biotitgneise mit quergestellten Biotiten und auch Glimmerschiefer mit Granaten bis zu 5 mm Durchmesser. Weiter im Westen wird die Übergangszone zwischen dem Ahornkern und der Trenknermulde immer breiter. Wohl treten immer noch feinkörnige Biotitgneise auf, doch die Glimmerschiefer nehmen immer mehr Raum ein (z. B. an der Popbergschneide). In der Gegend der Dristners und bei den Jaunköpfen sind immer mehr Glimmerschiefer und B-Gneise festzustellen. Daraus geht eindeutig hervor, daß aus der scharfen Grenze am Ostende des Ahornkernes eine Übergangszone wird. (Der Gipfel der Ahornspitze gehört der Übergangszone an, jedoch wird der Hauptteil dieses mächtigen Berges von Gesteinen des Ahornkernes gebildet und der Name Ahornkern erhält also seine Berechtigung.)

Um den Ahornkern genauer erklären zu können, ist es unerlässlich, die Arbeiten, die in den nach Osten anschließenden Gebieten gemacht wurden, anzuführen.

In der Arbeit von Thiele weist der Ahornkern (hier „Wimmertalgneis“ genannt) bei ostfallenden Achsen kuppelförmiges Profil auf. Dies gilt für den Bereich zwischen Schönach- und Wimmertal. Am Kamm zwischen dem Wimmer- und Schwarzachtal vollzieht sich am Südrand des Ahornkernes eine Änderung im Einfallen von S nach 70—80 N. Dies geschieht am gleichen Kamm, an dem die Diskordanz des Hochstegenkalkes am Nordrand des Ahornkernes zu erkennen ist. Von dieser Lokalität an erhebt sich der Ahornkern zu seiner Kulmination in der Achse Mayrhofen—Ginzling. Hier beginnt das Herausheben der trennenden Muldengesteine nach Westen (Becke spricht vom „Auftauchen der Wurzel einer Schiefermulde“).

Von nun an ist das Einfallen des Ahornkernes sowohl an der Nordals auch an der Südgrenze nach N gerichtet. Das läßt sich in allen Profilen vom Schwarzachtal bis zum Grünberg feststellen. Erst im Elskar ist wieder eine bekannte Diskordanz zu beobachten. Hier fallen die Achsen nach Westen ein.

Die Diskordanz des Hochstegenkalkes im Wimmertal und im Elskar und das Umschwenken der Fallrichtung an der Südgrenze des Ahornkernes läßt sich am ehesten durch ein Herausheben des Ahornkernes mit der Kulmination in der Achse Mayrhofen—Ginzling erklären. Dabei ist es auch verständlich, daß sich der Hochstegenkalk im größten Teil meines Arbeitsgebietes dem heraushebenden Gneis anpassen mußte und heute daher diesem konkordant aufgelagert ist. An den Enden des Gneiskernes werden sich naturgemäß am ehesten die

alten Lagerungsformen erhalten und, da ich annehme, daß der Hochstegenkalk auf dem Ahornkern transgredierte, ist die Diskordanz an einer derartigen Stelle erklärlich. Nehmen wir für den Hochstegenkalk triadisches Alter an, so muß diese Hebung nach der Trias erfolgt sein. Die Konkordanz im größten Teil des Gebietes um den Ahornkern ist durch das Anpressen der höheren Decken aus dem Süden zu erklären. Der Ahornkern selbst bildet also ein Bollwerk gegen diesen „Deckenansturm“. Er wurde selbst zum Teil verschont (besonders im nördlichen Teil) und bildet für den nördlich anschließenden Raum einen „Windschatten“, wodurch die komplizierten Verhältnisse der Gerlossteinwand vielleicht erklärlich sind.

## 2. Die Trenknermulde.

Die Gesteine der Trenknermulde trennen den Tuxer Zentralgneis vom Ahornkern. Becke deutete 1903 einzelne Glimmerschiefer-einschaltungen an. Hammer und Thiele bearbeiteten diese Zone im Detail („Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone“ von Hammer. Vom Schönachtal bis Häusling verfolgt). Ich setzte mir daher das Ziel, diese trennende Muldenzone weiter zu verfolgen, und sie auf Grund ihrer Gesteine zu unterteilen.

Ganz allgemein lassen sich die Gesteine der Trenknermulde in eine obere und eine untere Gruppe trennen. Die obere Gesteinsgruppe, bestehend aus phyllitischen Serizitquarziten, Schiefergneisen, Quarziten, quarzitischen Schiefen und Amphiboliten, ist vom Schönachtal über das Wimmer- und Schwarzachtal bis zum Bodengrund feststellbar. Vom Bodengrund schiebt sich die tiefere Gruppe, bestehend aus Glimmerschiefern und B-Gneisen, ein. Die obere Gruppe verengt sich nun gegen die Mitte der Trenknermulde, so daß ein Profil in der Gegend des Trenkner wie folgt aussieht: Die Randbildungen des Ahornkernes gehen in Gesteine der unteren Gesteinsgruppen über. Dann folgt die obere Gruppe, anschließend wieder die untere und schließlich gehen daraus die Gesteine der Tuxermasse hervor. Die letzten einwandfreien Vertreter der oberen Gesteinsgruppe finden sich im Popbergkar.

Im Gegensatz zu Hammer konnte ich feststellen, daß die Grenze zwischen dem Ahornkern und der oberen Gesteinsgruppe tektonischen Charakter aufweist. Erst im Bodengrund setzt mit dem Erscheinen der tieferen Gesteinsgruppe jene Übergangszone ein, die weiter nach Westen bestimmend wird. Die Mächtigkeit der Trenknermulde beträgt im Osten etwa 3 km und verringert sich nach Westen auf ca. 800—1000 m.

Innerhalb der Trenknermulde sind Gesteinsgrenzen nur schwer aufzufinden. Auch die Gesteine der oberen Gruppe gehen ineinander über. Den Hauptteil der oberen Gruppe stellen die Schiefergneise. Diese liegen in der Mitte der Mulde. Gegen den Ahornkern zu schalten sich phyllitische Serizitquarzite ein, die durch ihre von Pyritresten stammende Rotfärbung an den Schichtflächen leicht kenntlich sind. Die Schiefergneise sind grünlich oder rötlich, gut geschiefert und zeigen

linsenförmige Feldspataggregate (eingeregelt). Vor dem Mikroskop lösen sich diese Linsen in Albitanreicherungen, die in körniger Form zusammengeschlossen sind, auf. Diese Linsen werden von Serizitflatschen umschlossen. Auch Hellglimmer, Kalkspat, Biotit und Erz sind vorhanden. Nach Süden schließen sich stark geschieferte Quarzite von leicht grünlicher Farbe an die Schiefergneise an (Mittergrat auf der Höhenbergalpe). Weiters sind auch dunkelblaugraue Quarzite, die rötlich anwitern, zu beobachten. Diese bilden „Am Rötel“, südlich der Ahornspitze die letzten Vertreter der Gesteine der oberen Gruppe.

Vom Bodengrund gegen Westen kann man die schon vorher erwähnten Gesteine der tieferen Gesteinsgruppe auffinden. Es handelt sich um Glimmerschiefer, denen sich nach Westen hin immer mehr Biotitgneise zugesellen (Sander, 1911). Die Zone hat ungefähr folgenden Verlauf: Bodengrund oberhalb Häusling—Trenkner — südlich der Ahornspitze (Stelle wurde schon von Becke, 1903, angegeben) — Pogbergschneide. Der Stilluppgrund wird von der Trenknermulde zwischen der Dörndlaste und der Freihausaste überquert. Dann baut die Trenknermulde zum überwiegenden Teil den Dristner auf. Sie überquert das Zemtäl nördlich von Ginzling und setzt sich dann gegen die Wildschofenschneide fort. Hinweise von B. Sander auf Glimmerschiefer am Kamm zwischen Tuxer- und Zemtäl lassen eine Fortsetzung der Trenknermulde nach Westen als sicher erscheinen.

Bezeichnend für die tiefere Gesteinsgruppe ist es, daß keine scharfe Grenze aufscheint. Die Gesteine der oberen Gruppe werden ab Bodengrund immer feldspatreicher und gehen schließlich in die Typen der tiefen Gruppe über. Ebenso gehen die Gesteine des Ahornkernes und der Tuxer Hauptmasse in die der Trenknermulde über.

Der Vollständigkeit halber, sei hier auch auf das Kirchspitzkristallin hingewiesen. Aus den Arbeiten von W. Hammer und O. Thiele geht hervor, daß es sich bei diesem Gesteinszug um jenen Teil der Trenknermulde handelt, der sich im Schönachtal um den Ahornkern (Wimmertalgneis) herumschlingt und daher als überschlagener Teil der Trenknermulde über den Ahornkorn zu betrachten ist. Dieser Gesteinszug tritt zwischen den ersten beiden Hochstegenkalken auf.

Eine besondere Stellung nehmen die Amphibolite ein. Nur an einer einzigen Stelle innerhalb der Trenknermulde — am Rotkopf (zwischen Wimmer- und Schwarzachtal) — konnte ich eine Amphiboliteinschaltung auffinden. Das Gestein läßt Schieferung vermissen und zeigt in einer weißen Grundmasse uneingeregelt quadratische Hornblendenschnitte (Kantenlänge 5 mm). U. d. M. erkennen wir eine gemeine Hornblende, die randlich schon durchgehend verwittert ist. Die weiße Grundmasse wird durch sauren Plagioklas (Albit—Oligoklas) gebildet. Die Feldspate lassen eine stärkere Durcharbeitung feststellen und haben eine Fülle von Klinkozoisit, der in Körnern und auch in spießigen Formen hervortritt. Weiters sind eisenarme Glieder der Epidotgruppe zu finden. Größere Klinkozoisitkörner enthalten zonar gebauten Feldspat. Der Biotit ist auch chloritisiert. Quarz ist wenig vertreten, auch

idiomorpher Titanit kommt nur in geringen Mengen vor. Das Gestein gehört der Amphibolit—Epidotfacies zu.

Der Amphibolit tritt in Form einer Linse auf, die Ränder sind meist durch Schutt markiert. Am Nordrand also — gegen die Quarzite der Trenknermulde — ließ sich aber dennoch eine scharfe Grenze auffinden. Gegen die Tuxer Hauptmasse zu dürfte eine Übergangszone vorhanden sein. Es wäre durchaus möglich, daß die Amphibolite zu der tektonischen Einheit der Tuxer Hauptmasse gehören.

### 3. Tuxer Hauptmasse.

Hier konnten natürlich nur die randlichen Partien in näheren Augenschein genommen werden, soweit sie sich der Übergangszone zur Trenknermulde anschließen.

Während im Osten (Gebiet um die Aukarscharte) flasriger Augengneis überwiegt, kann man weiter im Westen das Gestein als Tonalitgneis ansprechen. Nahe der Amphiboliteinschaltung des Rotkopfes sind Gneise mit reicher Hornblendeführung vorhanden, was auf einen Übergang hinweist. Aplite und Pegmatite sind an der „Zentralgneisrandzone“ sehr häufig. Ebenso treten die „basischen Schlieren“ in reicher Zahl auf, während sie im Gebiet des Ahornkernes fehlen. Die u. d. M. erkennbaren Feldspate und die Serizitanreicherungen lassen erkennen, daß die Gneise nachkristallin überprägt worden sind.

Eine Sonderstellung nehmen die floititähnlichen Biotit-Hornblende-gneise ein, die im Bodengrund nördlich der Popbergscharte und beim Bergsturz neben dem Stillupphaus aufzufinden sind. Es handelt sich um dunkelgrüne Gesteine, bei denen man makroskopisch nur den Biotit in einer grünen Grundmasse erkennen kann. U. d. M. finden wir neben viel Hornblende Biotit, sauren Plagioklas und wenig Zoisit. Der Mineralbestand entspricht nicht den bekannten Floititen, das Auftreten und die Erscheinungsform ist aber dem der Floitite fast gleich.

Die Tuxer Gneismasse läßt im wesentlichen mehr Bewegung erkennen als der Ahornkern. Eine Überschiebung, die den Tuxer Gneisen Deckencharakter verleiht, läßt sich im Gebiet des Hangers nachweisen. (Hammer, Dietiker und Thiele.) Ob einstens weiter westlich Überschiebungen des Ahornkernes und der Trenknermulde vorhanden waren und durch erodierende Vorgänge vernichtet wurden oder nicht, läßt sich heute nicht mehr feststellen.

### Zusammenfassung.

Betrachten wir nun die vorgenannten Gesteinsverbände in ihrer Gesamtheit, so zwingt sich von selbst die Annahme auf, daß die Trenknermulde älter sei als der Zentralgneis. Die untere Gesteinsgruppe weist mit ihrer Übergangszone zu den angrenzenden Gneis-komplexen darauf hin. Die aufschmelzenden Vorgänge haben die einst wohl scharfe Grenze zunichte gemacht (schon Hammer hat darauf hingewiesen und stellte Intrusivverband mit dem Zentralgneis fest. Daraus schloß er, daß der Zentralgneis jünger sei.) Während die

Nordgrenze eine rein tektonische (Anpressung) blieb, ist die Südgrenze nur bis zum Bodengrund von dieser Art. Vom Bodengrund an hat mit dem Auftreten der „Wurzelgesteine“ (tiefere Gruppe) der Trenknermulde auch ein Stoffaustausch zwischen dem Gneis und dem Muldengestein stattgefunden, der die Übergangszone von heute gebildet hat. Die Grenze zur Tuxer Gneismasse ist überall als Übergangszone gekennzeichnet. Anscheinend ist hier die Aufschmelzungsfront höher emporgestiegen als im nördlich liegenden Ahornkern und hat somit auch die höheren Teile der Trenknermulde mit erfaßt. Daraus ergibt sich, daß der Ursprung dieser Migmatisationsfront südlich der Trenknermulde angenommen werden muß. Daher wäre es verständlich, wenn die weiter davon entfernten Gneismassen des Ahornkernes nur mehr bis zu den unteren Gesteinsgruppen der Trenknermulde erfaßt wurden.

Im Zuge der alpidischen Deckenbewegung legten sich die südlich des Ahornkernes beheimateten Gneisdecken (Tuxer Hauptmasse) schützend über den Ahornkern und die Trenknermulde, splitterten aber dabei Teile der Muldengesteine (Kirchspitzkristallin) ab, und preßten sie nördlich des Ahornkernes in die normale Bedeckung desselben — den Hochstegenkalk, der im Verlaufe dieser Bewegung zum überwiegenden Teil eine Steilstellung erfuhr. Naturgemäß ergab sich an den Stellen, an denen der Ahornkern abtaucht (Gegend des Wimmer- und Schönachtales und des Elskares) keine Steilstellung, so daß die ursprünglich anzunehmenden Diskordanzen des Hochstegenkalkes erhalten blieben.

Die Kulmination des Ahornkernes erreichte ihren Höhepunkt etwa in der Linie Mayrhofen—Ginzling. Sander wies im Westen von Finkenberg auf westfallende Achsen hin, während ich östlich vom Dristner Ostfallen feststellen konnte. Darauf stütze ich meine Annahme.

Die letzte große Bewegung im Gebiet des Ahornkernes dürfte eine allgemeine Hebung des Gebietes gewesen sein. Diese Hebung verursachte zusammen mit der Erosion die Freilegung der tieferen Teile der Trenknermulde, sowie das Ausheben der oberen Muldengesteine einschließlich des überschlagenen Kirchspitzkristallins. Die Hebung war auch der Anlaß zu einer erneuten Steilstellung.

Ich vertrete also die Ansicht, daß die Existenz eines Ahornkernes gegeben ist. In Bezug auf das Alter können leider keinerlei Angaben gemacht werden, da Anhaltspunkte fehlen. Eine trennende Mulde, die schon von vielen Autoren angenommen wurde, hat sich einwandfrei nachweisen lassen. Die Annahme Hammers, daß der Zentralgneis mit der „unteren Schieferhülle“ (Trenknermulde) im Intrusionsverband steht, hat für die tiefere Muldenzone einige Berechtigung, wobei ich jedoch nicht unbedingt an eine Intrusion in ein „Altes Dach“ denken möchte. Es wäre ja auch möglich, daß der Zentralgneis älter wäre als die Trenknermulde und erst später durch migmatische Vorgänge mit der Trenknermulde in den „Verband“ kam.

Ob es sich nun um einen migmatischen oder intrusiven Verband handelt, ändert nichts an der Existenz des Ahornkernes, der in den westlichen Hohen Tauern die tiefste tektonische Einheit darstellt.



**Literatur.**

1. Becke, F. u. Löwl, F., Exkursionen in den mittleren und westlichen Abschnitten der Hohen Tauern. IX. Int. Geol. Kongreß, Führer zu den geologischen Exkursionen in Österreich, Wien, 1903.
2. Dietiker, H., Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. Buchdruckerei Fluntern, Zürich, 1938.
3. Hammer, W., Der Tauernnordrand im Bereich des Gerlostales. Jb. d. Geol. B.-A., 1936.
4. Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1935.
5. Kober, L., Der geologische Aufbau Österreichs. Springer, Wien, 1938.
6. Kupka, E., Der Tauernnordrand zwischen Gmünd im Gerlostal und Astegg bei Mayrhofen (Zillertal), Tirol. Unveröffentlichte Dissertation des geologischen Inst. der Universität Wien, 1951.
7. Sander, B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (2. Bericht). Jb. Geol. B.-A., 1920/21.
8. Thiele, O., Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten, Wien, 2/II/1950.