

Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge)

Von Alexander Tollmann*)

Mit 4 Tafeln

Inhalt

| | |
|--|-----|
| Zusammenfassung | 85 |
| Stratigraphie | |
| 1. Die stratigraphische Gliederungsmöglichkeit | 86 |
| 2. Unterostalpin | 87 |
| 3. Pennin | 103 |
| Tektonik | |
| 1. Allgemeiner Teil | |
| a) Überblick | 107 |
| b) Die Parallelisierung der Einheiten W und E der Kleinarl — Tappenkarfurche | 108 |
| c) Die Stellung des Unterostalpins zum Pennin und die Fortsetzung des Unterostalpins gegen Westen | 111 |
| 2. Spezieller Teil | |
| a) Der Draugstein-Maierkogel-Zug | 112 |
| b) Der Mauereck-Zederberg-Bergstock | 118 |
| c) Die Schneibensteingruppe und die Schollen der Filzmoosalm | 119 |
| d) Die Wildkarschuppe | 121 |

Zusammenfassung

Das Westende der Radstädter Tauern in der Tappenkar-Draugstein-
gruppe wurde neu aufgenommen. Trotz der starken, gegen W zunehmen-
den Zerreißung und Verschuppung mit der unterlagernden penninischen
Schieferhülle konnten im Unterostalpin die von Osten heranstreichenden
Einheiten über das Kleinarltal hinweg auf fazieller und tektonischer
Grundlage mit Sicherheit weiterverfolgt werden, und zwar von N nach S:
Ennskrazenschuppe, Hofalmschuppe, Rauhwackenschuppe, geschlossene
Pleislingdecke und Wildkarschuppe. Die Pleislingdecke streicht in den zum
Draugstein führenden Hauptkamm weiter und zeigt enorme interne,
nordvergente, steilstehende Faltung. Die Wildkarschuppe ist praktisch auf

*) Anschrift: Univ.-Doz. Dr. Alexander Tollmann, Geologisches Institut
der Universität Wien, I, Universitätsstraße 7.

den Abschnitt E des Tappenkarsees beschränkt und in drei NW—SE streichende steile, aber offene Antiklinalen-Synklinalen-Paare gegliedert.

Die Schichtfolge reicht im Unterostalpin der Tappenkarberge nur bis in die tiefere Obertrias, Juraradiolarit ist auf geringe Reste reduziert. Die penninische Unterlage umfaßt in der Randzone reichlich quarzitisches jurassisch-tiefneokome Serien, die früher mit dem Klammkalkzug verbunden, zuletzt direkt als unterostalpinen Radstädter Permoskyth aufgefaßt worden waren.

In tektonischer Hinsicht ist neben der Hauptstrukturen prägenden älteren Phase mit nordvergenter Decken- und Faltenbildung und der kausal damit verbundenen subsequenten Querfaltung ein späterer, ähnlich gerichteter Nachschub der Schieferhülle, auch über das Unterostalpin empor, festzustellen. Als Baustil der unterostalpinen Einheiten herrscht Schuppenbau mit aufrechter, intern oft stark verfalteter Schichtfolge. Das Aufbrechen von steilen, flammenartig emporschießenden, häufig auffingern den Antiklinalen der tieferen Schichtglieder — besonders Quarzit, anisischer Schiefer und Kalk — in die Triasdolomite ist für diesen westlichsten Abschnitt der Radstädter Tauern beiderseits des Kleinarltales ein besonderes Kennzeichen, das in Zusammenhang mit der allenthalben nahen Unterlagerung durch penninische Schiefer steht, über welcher Gleitbahn die unterostalpine Platte starken Zusammenpressungen ausgesetzt war.

Die westliche Fortsetzung des Unterostalpins liegt in der Schollenreihe zum Schuhflicker E des Gasteinertales vor, die Klammkalkzone hingegen stellt ein penninisches Element dar.

Stratigraphie

1. Die stratigraphische Gliederungsmöglichkeit

Schwieriger als in den zentralen Teilen der Radstädter Tauern mit ihren zusammenhängenden Schichtfolgen ist die stratigraphische Auflösung dieses z. T. bereits in Schollen mit nur fragmentarischen Serien zerspaltenen Unterostalpins und Pennins. Die unterostalpinen Folgen entbehren aus tektonischen Gründen häufig der basalsten, zur Orientierung gut brauchbaren typischen Schichtglieder, wie Lantschfeldquarzit, unteranisische Rauhwacke und Anisbassisserie. Die Obertrias ist spärlich; westlich des Kleinarltales fehlt höhere Obertrias vom Hauptdolomit aufwärts, so daß man häufig gezwungen ist, die stratigraphische Gliederung nur auf Grund der verschiedenen Typen von Dolomit und Kalkmarmor vorzunehmen, da man sich auf markantere Triastypen nicht beziehen kann. Hinzu kommt, daß die Verschuppung mit penninischen Gesteinen, auch Quarziten, Quarzitschiefern und Marmoren, groß ist und sich dadurch auch noch gelegentlich die Schwierigkeit der Trennung von Unterostalpin und Pennin ergibt.

Gerade dieser Umstand hat es bedingt, daß erst 1924 durch W. SCHMIDT eine erste stratigraphische Gliederung innerhalb des Unterostalpins dieses Abschnittes durchgeführt wurde. W. SCHMIDT hat zutreffend erwähnt, daß die jüngeren Schichtglieder vom Hauptdolomit aufwärts fehlen — nur E des Kleinarltales ist noch jüngere Obertrias vorhanden. Auf diese Darstellung von W. SCHMIDT beziehen sich neuere Bearbeiter des Raumes. Bei der Neuaufnahme durch CH. EXNER (Karte 1956) wurde wieder hinter die Gliederung von W. SCHMIDT zurückgegangen: Es wurden innerhalb des unterostalpinen Systems nur petrographische Ausscheidungen durchgeführt, Quarzit, Rauhwanke, Dolomit, Tonschiefer, Kalkmarmor, Kalkphyllit und Schwarzphyllit wurden unterschieden, bei einigen Schichtgliedern generelle altersmäßige Zuordnung vorgenommen. Die Dolomitmassen bleiben ungegliedert, ebenso die Tonschiefer, die wieder in der „Pyritschiefergruppe“ im Sinne VACEK 1884 zusammengefaßt werden. Ungünstig auf der erwähnten, neuesten Kartendarstellung dieses Gebietes ist die Vermeidung einer tektonischen Aussage durch Verwendung der gleichen Farben für Gesteine der verschiedenen tektonischen Einheiten, wodurch Unklarheit in der Zuordnung der Gesteinszüge herrscht, obgleich durch die Anordnung der Signatur doch eine solche Gliederung angestrebt wurde. So ist z. B. auf der Karte bei keinem Kalkmarmorzug ersichtlich, ob es sich um penninische oder unterostalpine Trias- oder Juramarmore handelt — penninische Kalkschieferdeckschollen liegen ja gerade in den Tappenkarbergen verschiedentlich auch auf Unterostalpin — und wurden Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllite in der Signatur auch im Unterostalpin aufgeführt, obgleich die auf der Karte so signierten Gesteine ausschließlich im Pennin dieses Raumes auftreten. Heute ist eine kartenmäßig durchgeführte tektonische Aufgliederung nötig und auch möglich.

Zur Charakterisierung der Schichtfolge dieses Abschnittes der Radstädter Tauern sei außer auf die Mitteilungen zur Stratigraphie der Pleislinggruppe (A. TOLLMANN 1956) in erster Linie auf die 1958 in der Mosermannarbeit dargelegte Detail-Normal-Schichtfolge verwiesen. Nur was darüber hinaus noch Beachtung verdient, wird hier noch angeführt.

2. Unterostalpin

Das Unterostalpin des Draugstein-Maierkogelzuges gehört zur Pleislingdecke und stellt deren unmittelbare Fortsetzung über den Tappenkarseeriegel gegen W dar. Durch eine breite penninische Schieferzone im Raum Filzmoosalm—Nebeleck—Dürnkargraben sind davon noch mächtige unterostalpine Schollen im NW und N getrennt. Im Osten des Tappenkarsees folgt über der Pleislingdecke noch die Wildkarschuppe. Die Serien in der

Wildkarschuppe und im Draugsteinzug unterscheiden sich etwas von der Entwicklung der nördlichen Schollenregion (Mauereck—Schneibenstein). In den höheren, südlicheren Einheiten ist z. B. der Anisdolomit an Trochiten reicher, der Wettersteindolomit voll Diploporen, in der nördlichen Region sind Fossilien äußerst spärlich. Dennoch soll die im allgemeinen weitgehend übereinstimmende Serienabfolge für beide Regionen gemeinsam besprochen werden.

Twenger Kristallin

Diaphthoritisches Altkristallin ist im untersuchten Gebiet nur in geringem Ausmaß an der Basis des Unterostalpins in verschiedenen tektonischen Einheiten erhalten geblieben. Im S tritt es am Unterrand der Wildkarschuppe im Gamskarsattel (ϕ 2223), mit Quarzphyllit verschuppt, auf. N des Draugsteins erscheint es an der Basis des Gamsköpfls im N mit Mächtigkeiten bis zu 30 m wieder. Dieser Zug von Twenger Kristallin ist bereits von CH. EXNER 1956, S. 56, als diaphthoritischer granatführender Plagioklasgneis (Paragneis) beschrieben worden. Die östliche Fortsetzung dieses Kristallinspanes konnte im Norden der Zederbergalm, 400 m WNW ϕ 1677 aufgefunden werden. In der Position entspricht das Kristallin des Gamsköpfls dem mächtigen Kristallin der Hofalmschuppe östlich des Kleinarltales.

Quarzphyllit (Altpaläozoikum)

In älteren Arbeiten wurde der Quarzphyllit des Unterostalpins nicht von den Quarzit-Serizit-Schiefen abgetrennt und erscheint daher auf Kartendarstellungen oft in ungebührlich großem Ausmaß, so z. B. bei W. SCHMIDT 1924, Taf. 1, worauf bereits CH. EXNER 1956, S. 57, verwiesen hat. Allerdings ist auch noch in der Beschreibung von CH. EXNER, S. 56, den Quarzphylliten — wenn man darin, wie in diesem Raume üblich, die Radstädter Quarzphyllite als stratigraphischen Begriff und nicht nur petrographische Glieder sieht — ein zu breiter Raum zugemessen. Im weiten Raume im Rahmen der Draugsteinberge handelt es sich bei diesen Chloritphylliten, Serizitphylliten und Serizitquarziten der Unterlage um nachtriadische penninische Schichtglieder, wie der Verband mit anderen, auch kalkigen und dolomitsandhaltigen typischen penninischen Gesteinen anzeigt, und nicht um unterostalpinisches Paläozoikum. Alle die älteren Angaben über „Quarzphyllite“ im Raum der Draugsteingruppe hielten der Überprüfung nicht stand.

Breit hingegen unterlagert ein mächtiger Quarzphyllitzug die SE-Seite der Wildkarschuppe, unter dem Gamsspitz ansetzend und sich unter dem Wildkarkogel gegen NE in Richtung der Stierkarkopfbasis verbreitend.

Dunkle Phyllite überwiegen hier und gehen stellenweise in hellere Phyllite über. Grünschiefer schaltet sich ein.

Lantschfeldquarzit (Skyth)

Eine beträchtliche Revision muß hinsichtlich der Verbreitung des Permoskyths in diesem westlichen Abschnitt der Radstädter Tauern vorgenommen werden. Noch bis jüngst wurde ein weites Areal am Nordrand (Filzmoosalm) und Südrand (Tappenkarseegebiet) als Perm-Untertrias-Quarzit, als typischer Radstädter Quarzit des Unterostalpins erachtet. Diese Areale von Quarzitschiefern, Serizitquarziten und besonders Serizitschiefern stellen aber nicht die Basis der unterostalpinen Einheit dar — es liegt weder Alpiner Verrucano noch Lantschfeldquarzit vor, sondern sie sind nach tektonischer Lagerung und nach lithologischen Übergängen nach unten hin ein Bestandteil der penninischen Schieferhülle. Am sichersten zeigen die sich immer wieder einschaltenden Karbonatsandquarzite die Zugehörigkeit zu den nachtriadischen Serien an. CH. EXNER konnte bereits (1957, S. 57) diese Karbonatquarzite S des Draugsteintörls beobachten. Im unterostalpinen Permoskyth-Komplex existieren solche Karbonatquarzite nirgends. Sie sind für die nachtriadischen Gesteinsfolgen des Pennin typisch, wie bei Besprechung der penninischen Schichtglieder näher ausgeführt werden wird. Die größeren Streifen von karbonatarmen bis karbonatfreien Serizitschiefern, die damit durch schrittweise Übergänge verbunden sind, können ebenfalls nur als penninische Bestandteile aufgefaßt werden, wie auch die eigene Erfahrung von den obersten Partien der Schieferhülle auf den weiten Strecken der penninischen Unterlage der südlichen Radstädter Tauern zeigte. Außerdem liegen diese Serizit-Quarzit-Schiefer in großen Abschnitten völlig diskordant unter, an oder auf dem Unterostalpin: Zwischen Draugsteintörl und Tappenkarsee z. B. grenzen sie an verschiedene Glieder der Pleislingdecke.

Die unterostalpinen, skythischen Lantschfeldquarzite der Tappenkarberge sind in nennenswertem Ausmaß nur auf den Raum des Kleinarltales beschränkt. Mächtig zusammengeschoppt erscheinen sie am NW-Fuß des Tappenkarseeriegels und am Ostfuß des Mauereckgebirges (Taf. 2, Fig. 3). Als Ausläufer der Skythquarzit-Unterlage reicht noch ein Spieß steil empor bis auf die Schulter des Scheibenkogel-NE-Ausläufers in 2160 m (Taf. 4, Fig. 2 und Taf. 2, Fig. 4). Kleinere Vorkommen liegen auf der Draugsteinalm 200 m SE ϕ 1778 und oberhalb des Filzmoosbaches NE vom Kleinen Schneibenstein. Das auf der Karte bei CH. EXNER 1956 eingezeichnete Quarzitvorkommen innerhalb der Dolomitmasse westlich vom Maierkogel ist an der angegebenen Stelle und in der Umgebung nicht vorhanden. Hingegen zieht unweit W davon, von 2080 m an abwärts, 350 m W

♠ 2168 (Maierkogelgipfel) ein Gesteinszug mit Quarzitaussehen, der NW—SE streicht und dann auf SSW einschwenkt, auf den diese Eintragung wohl zu beziehen ist. Trotz des feinkristallinen Aussehens handelt es sich aber um einen Quarzgang, der durch späte Beanspruchungen umkristallisierte. In 2 m Breite zieht dieser Gang zunächst 9 m lang ununterbrochen, dann nach 35 m weitem Intervall auf eine Strecke von 45 m Länge zusammenhängend weiter. Die Außenfläche dieses Quarzanges, dessen S-Teil diskordant zum umgebenden Dolomit in Richtung 140/45 einfällt, ist durch Harnische gestriemt. Der umgebende Dolomit, namentlich in der Verlängerung des Ganges, ist von Quarz noch netzig durchädert und diffus verquarzt.

Beim Lantschfeldquarzit ist im Gegensatz zu den Penninquarziten und -quarzitschiefern keine Dünnblättrigkeit vorhanden. Auch in diesem Abschnitt treten im Skyth — wie gewohnt — die reinen, festen, geschichteten Quarzite auf. Die Mächtigkeit beträgt hier etliche Dekameter.

E des Kleinarltales sind die Quarzite an der Basis der Wildkarschuppe bereits durch W. DEMMER erfaßt worden. Im Südteil dieser Schuppe fehlen Skythquarzite abermals durch tektonische Diskordanz nicht nur an der Grenze zum Pennin, sondern auch zur tektonisch selbständigen Quarzphylitunterlage im Raum der Wildkarspitze.

R a u h w a c k e n s e r i e (O b e r s k y t h)

Die von W. DEMMER als Lantschfeldquarzite kartierten Serizitquarzitschiefer am NE-Rand des Unteren Wildkares, 180 m SE ♠ 1169, gehören nach ihrer lithologischen Ausbildung und der Verbindung zu Rauhwassen dem Oberskyth an.

Auch andernorts trifft man Hinweise auf dieses geringmächtige Niveau. So enthält z. B. die gefaltete Anisbassisserie, die auf der SW-Seite des Wildkarkopfes in 2260 m Höhe hinzieht, metermächtige Serizitschiefer- und Rauhwassenbändchen, die als eingefaltetes Oberskyth zu werten sind.

A n i s - R a u h w a c k e

Die Rauhwassen der Anisbasis sind im S nur gelegentlich, z. B. als isolierte Späne in Fortsetzung der Wildkarschuppe, auf der Westseite des Tappenkarsees und an etlichen anderen Stellen anzutreffen. Die Hauptmasse der Rauhwassen jedoch, von denen ein Teil diesem Niveau angehört, liegt im Raum Dürnkarm—Nebeleck-E und Zederberg vor. Bereits CH. EXNER vermutete 1957, S. 58, daß an der Zusammensetzung dieser Rauhwassen auch andere Stufen (Karn wird in Erwägung gezogen) beteiligt seien. Neben den unteranisischen Rauhwassen im Gebiet Dürnkarm—Nebeleck-E begegnet man im Zederberggebiet bis zum Sattel S

des Gamsköpfls mit karnischem Tonschiefer verschuppte Rauhdecken, die z. T. in oberladinische dunkle Bänder- und Kristalldolomite übergehen. Im allgemeinen unterscheiden sie sich von den ocker oder gelblich gefärbten Anisrauhdecken durch weißgraue Färbung und stark dolomitsandigen Zerfall. Doch gibt es Ausnahmen: Die etliche Meter mächtige unteranische Rauhdecke an der SW-Seite des Kleinen Schneibenstein, SW ϕ 1930, enthält neben gelbbraunen Typen vorwiegend graue, sandig zerfallende Varietäten und großlumige graue Zellendolomite.

Anis-Basisserie

Die dunkle Kalkschiefer—Tonschiefer—Dolomitschiefer-Folge, die der Gutensteiner Basisserie entspricht, ist hier in bemerkenswerter Mächtigkeit stellenweise im Liegenden der anischen Bänderkalke und Dolomite vertreten. Die allgemein im höheren Teil dieser Basisserie auftretenden düsterbraun verwitternden Dolomite und ausgewalzten Dolomitschiefer charakterisieren dieses Niveau gut und lassen die begleitende Ton- und Kalkschieferserie von „Pyritschiefern“ anderer Altersstufen unterscheiden. Man begegnet dieser Serie in beträchtlicher Mächtigkeit in der Wildkarschuppe: So am Südende dieser Einheit bei der Weißgrubenscharte (Taf. 4, Fig. 11) mit 20 m Ton- und Kalkschiefer im Liegenden und 8 m schwarzem, düsterbraun verwitterndem Dolomit im Hangenden, ferner an der Westseite des Gamskars, bei der Gamskarscharte (ϕ 2223), in der breiten Einfaltung über dem mächtigen Sockel des Wildkarkopfes, am Ost- und Westrand des Unteren Wildkars und an der Basis der Wildkarschuppe N des Unteren Wildkars. Auch in der der Pleislingdecke angehörenden Draugsteingruppe (am NW-Fuß des Tappenkarseeriegels und NE-Kamm des Scheibenkogels) und in der nördlichen Schuppenzone in Fortsetzung der Ennskraxenschuppe (Dürnkarsalm N ϕ 2028) trifft man die Basisserie. Neben der gewohnten kalkig-tonschieferigen Ausbildung enthält diese Serie hier auch ungewohnt mächtige reine Tonschieferpartien, so z. B. an der SW-Seite des Gamskars (300 m NW des Gamskarspitzgipfels). Nicht zu dieser Anisbasisserie hingegen gehören die von W. DEMMER 1962-hierher gestellten mächtigen Tonschiefer an der Grenze Pleislingdecke—Wildkarschuppe N des Unteren Wildkars (300 m E vom Eisbrunnen). Sie wechselagieren mit Radiolariten und werden bei den Juraschichtgliedern besprochen werden. Radiolarite in Begleitung von Tonschiefern wurden auch im Ostteil des Unteren Wildkars aufgefunden.

Eine sehr reichhaltige und mächtige Entwicklung weist die Anis-Basisserie auf der Westseite des Wildkarkopfes auf, die allerdings eine tektonische Verdoppelung erfuhr. Von unten nach oben folgen hier in der Rinne 200 m NE ϕ 2223 übereinander: 15 m schwarze Kalk- und schwarze,

düsterbraun verwitternde Dolomitschiefer; einige Meter schwarze Tonschiefer, in welchen als tektonischer Kern 1 m helle Serizitschiefer mit Rauhwackebändern („Rauhwackenserie“) und einige Kalklinsen stecken; am Oberrand der Tonschiefer, 3,5 m höher, stellt sich nochmals eine solche metermächtige Serizitschiefer-Rauhwacken-Folge ein; dann treten 3 m stark verfaltete Rauhwacken mit Dolomitschollen auf; darüber über einer Brekzienlage folgen noch 4 m kalkige Tonschiefer. Das Profil ist nur auf Grund der Reichhaltigkeit an Schichtgliedern von Interesse, durch die Verfaltung nicht aber für die Reihung in der Abfolge maßgebend.

In Begleitung der Anis-Basisserie tritt auf der SW-Seite des Weißgrubenkopfes beim Ausspitzen der steil emporgepreßten Anisschieferfolge 350 m WNW ϕ 2369 eine durch Verdoppelung 7 m mächtige Serie aus gelben Kalk-, Dolomit- und serizitischen Schiefen auf, z. T. rauhwackenähnlich verwitternd.

Reste von Versteinerungen konnten in den Tappenkarbergen in der sonst allgemein fossilereen Basisserie gefunden werden. Die kalkige Anis-Basisserie auf der Dürnkaralm 200 m N ϕ 2028 führt massenhaft kleine Rundstielcrinoidenglieder mit maximal 2 mm Durchmesser. Die Kalke der stark gepreßten Anis-Basisserie im Mauereck-Ostabfall in der Rinne 150 m N ϕ 1850 enthalten in 1610 m Höhe außer runden und 5-eckigen Crinoidenstielgliedern lokal gehäuft bis 2 cm lange Seeigelstacheln.

A n i s k a l k

Der blaugraue, gelbe oder rosa Kalkmarmor oder Bänderkalk bildet neben dem Trochitendolomit das Leitgestein der Hauptmasse des Anis. Er erreicht Mächtigkeiten bis zu etlichen Dekametern. Bis zur jüngsten Kartierung wurde er noch mit Jurakalk verwechselt, nur W. SCHMIDT hatte schon 1924 auf das Fehlen der nachtriadischen Schichtglieder in den westlichsten Radstädter Tauern verwiesen. Mehr als in den zentralen Radstädter Tauern, wo dieser Unterscheidung das Hauptaugenmerk zuzuwenden ist, ist hier auf die Unterscheidung von unterostalpinen Aniskalken und den z. T. nur schwach metamorphen penninischen jurassischen Kalkmarmoren (Kalkglimmerschiefern und klammkalkähnlichen Marmoren) zu achten. CH. EXNER hat sich auf der Karte 1956 durch eine gemeinsame Signatur für unterostalpine und penninische Kalkmarmore beholfen. Im allgemeinen ist es aber doch gut möglich, diese beiden Typen zu trennen. Nur zwei Vorkommen müssen hervorgehoben werden, deren Zuordnung gewisse Schwierigkeiten bereitet: Der Kalkmarmor SE des Gr. Schneibensteingipfels ist eher dem Pennin zuzuordnen; jener des Höhenzuges NE vom Gamsköpfl zeigt über der in der Masse penninischen Charakter tragenden Marmor- und Kalkschieferplatte zuoberst noch sicher anisische

unterostalpine auflagernde Kalk- und Dolomitschlierenkalktypen. Im Beispiel der Mauereck-NW-Seite NW \diamond 2112 ist die für den erwähnten Höhenzug vorgebrachte Deutung mit Sicherheit realisiert: penninische Kalkglimmerschiefer treten dort tektonisch in unmittelbaren Kontakt mit Aniskalken, so daß in einem aus der Entfernung einheitlichen Kalkpaket hier sichere penninische und unterostalpine Glieder vereint sind. In diesem und in allen übrigen — außer den erwähnten — Fällen war eine Trennung mit Sicherheit möglich.

Als charakteristisches Schichtglied stellen sich in Verbindung mit den Aniskalken die 1958 näher beschriebenen „Dolomitschlierenkalke“ ein.

Die Crinoidenführung ist, wie schon 1956, S. 87, erwähnt wurde, nicht nur auf Jurakalke beschränkt, so daß auf dieser Basis keine Unterscheidungen vorgenommen werden können. Im Aniskalk ist sie zwar spärlicher, die großen Mengen der „Pentacriniten“ fehlen, aber auch hier sind runde und fünfeckige Crinoidenstielglieder lagen- und nesterweise anzutreffen. 1957 hatte CH. EXNER (S. 60, Karte) den „crinoidenführenden kristallinen Kalk im Dürnkär“ in den Jura eingereiht. Der gesamte Fels des Berges \diamond 2175 NE vom Nebeleck, an dessen SE-Flanke EXNER den in den Jura gestellten Crinoidenkalk verzeichnet, besteht aber nur aus mitteltriadischem Dolomit. Hingegen wird der 400 m NE davon vorhandene Felszacken von einem solchen crinoidenreichen Marmor unterlagert, auf den sich diese Angabe beziehen dürfte. Nicht nur der erwähnte Crinoiden-Marmor, sondern auch alle anderen crinoidenführenden Kalkmarmore der Draugsteingruppe gehören aber dem Anis an, wie auch aus dem Schichtverband nach der Neukartierung hervorgeht. Crinoiden fanden sich nun im untersuchten Gebiet an folgenden Stellen: Mauereckgebirge-SW-Seite 150 m SSW \diamond 2112; Mauereck-Ostseite 500 m E \diamond 2040; Nebeleckkamm 400 m NE \diamond 2175; Ostfuß des Scheibenkogel-NE-Kammes E \diamond 2065.

Oberanisischer Trochitendolomit

Den Oberteil des Anis repräsentieren die 1958 (Mitt. GGW.), S. 329, bzw. 1958 (Jb. GBA.), S. 84, beschriebenen Trochitendolomite. Während sie in der Wildkarschuppe und Draugsteingruppe einen hohen Fossilgehalt aufweisen, konnten in den hellen Anisdolomiten der nördlichen Schuppenzone keine Fossilien gefunden werden (Faziesunterschied).

Diese dem Wettersteindolomit der Radstädter Tauern äußerst ähnlichen, nur großstückiger und wenig sandig verwitternden Dolomite erreichen — in ihrer gesamten Höhe fossilführend — Mächtigkeiten bis über 100 m, so z. B. auf der Weißgrubenkopf-Westseite. Hier läßt der mittelgraue, hellgrau verwitternde Dolomit eine Grobbankung bis -schichtung erkennen. Er zeigt gelegentlich Bänderung und häufig endogene syndia-

genetische Brekzienbildung, die bei gebänderten Typen besonders auffällt. Gegen oben hin stellen sich dunklere Dolomitpartien ein. Noch innerhalb dieser wahrscheinlich dem Anis angehörigen dunklen Dolomite kann man als einen auch andernorts wiedererkennbaren Typus einen dunklen, gebänderten, oolithischen Dolomit abgrenzen, der auf der Westseite des Gamskares, 250 m ENE ϕ 2136 (Rauchek), große, schlanke Gastropoden führt.

Die Crinoidenführung der Trochitendolomite der höheren tektonischen Einheiten ist stellenweise enorm. Folgende Stellen lieferten Stielglieder: W- und SW-Seite des Weißgrubenkopfes, SW-Seite des Gamskares, mehrere Punkte am Ostfuß des Höhenzuges zwischen Weißgrubenkopf und Gamskarspitz, NE vom Gamskarspitz, Ostsockel des Scheibenkogel-NE-kammes. In allen Fällen handelt es sich um *Entrochus* cf. *silesiacus* QU., diese charakteristische Form des alpinen Trochitendolomites.

Weit verbreitet, aber fossilleer sind die hellen anisischen Dolomite auch in der nördlichen Schuppenzone in Fortsetzung der Ennskraxenschuppe. Ausbildung, Verwitterungsform und Verbindung mit Aniskalken lassen das Alter dieser Dolomite erkennen. Die Abgrenzung gegen den Wettersteindolomit oder andere Dolomite der höheren Mitteltrias ist gerade in dieser Schuppenzone schwierig und nur annähernd durchführbar (Mauereck, Nebeleckkamm, Kl. Schneibenstein). Anisdolomit ist das Hauptgestein in dieser westlichen Schuppenzone, in der tektonisch die basalen und die jüngeren Schichtglieder abgeschürft wurden, so daß gerade vorwiegend solche Dolomitklötze in der penninischen Unterlage stecken.

Anisische Brekzien

Von den Brekzien der Anis-Basisserie abgesehen, treten anisische Brekzien mit schieferartigen Einschaltungen auch gelegentlich in Verbindung mit dem höheranisischen Dolomit auf, z. B. E vom Harstein auf der Filzmoosalm. Die Brekzien innerhalb des Trochitendolomites wurden bereits erwähnt.

Wettersteindolomit

Während, wie erwähnt, der Wettersteindolomit in der Draugsteingruppe (Pleislingdecke) und in der Wildkarschuppe reich an Diploporen ist, konnten in der Fortsetzung der Ennskraxenschuppe im Mauereckgebirge und im Kl. Schneibenstein in dem lithologisch dem Wettersteindolomit zuordenbaren Gestein keine Diploporen entdeckt werden. Neben dem hellen kleinbrüchigen, sandig verwitternden, typischen Wettersteindolomit trifft man auch innerhalb der fossilführenden Dolomitmasse dunkle, gebänderte, mittelgrau anwitternde Dolomite, so z. B. am NW-Rand des außerordentlich fossilreichen Wettersteindolomites des Weißgrubenkopfes. Die Be-

obachtung, daß hier und ebenso am Maierkogel die obersten Partien des einheitlichen Wettersteindolomites nahe unter den auflagernden oberladinischen Partnachsichten Dunkelfärbung aufweisen, stimmt überein mit der bisherigen Erfahrung von der Wettersteindolomitgliederung in der Mosermannlgruppe (A. TOLLMANN 1958, S. 85).

Die Fossilführung (Diploporen) im Wettersteindolomit des Weißgrubenkopf-NW-Sockels erstreckt sich über seine gesamte Mächtigkeit von 200 m, von der Basis bis zum Oberrand. Diploporenreichtum herrscht ferner im Wettersteindolomit der SE-Flanke dieses Berges, auf der Raucheck-NE-Seite, im SW-Sockel und am SW-Kamm des Wildkarkopfes, im Tappenkarseeriegel, im Maierkogel- (Gmäuerkopf-) Scheibenkogelzug und im Scheibenkogel-NE-Kamm. Die westlichsten Funde stammen vom Walchstein NW des Draugsteintörls und vom Dolomit N unterm Oberen Schwalbensattel. CH. EXNER hatte 1957, S. 59, als Fundpunkte bereits Weißgrubenkopf, Scheibenkogel-Maierkogelzug (von hier auch von W. SCHMIDT 1924, S. 333, Gyroporellendolomit angeführt), außerdem aber auch noch vom Schutt unter der Draugstein-Nordwand angegeben, wo jedoch nunmehr weder im Schutt noch im Anstehenden Diploporen angetroffen wurden.

Primäre Brekzien innerhalb des Wettersteindolomites kommen gelegentlich vor.

Partnachsichten

Im Sinne der Gliederung in der Mosermannlgruppe (1958, S. 89—93) läßt sich auch hier eine Teilung der „Raibler Schichten“ der älteren Autoren bis W. SCHMIDT in einen oberladinischen und karnischen Anteil vornehmen, wobei für ersteren der in den Radstädter Tauern eingeführte und begründete Name „Partnachsichten“ zu verwenden ist. Die Mächtigkeit des durch die Schichtung und Dunkelfärbung hier deutlich abgehobenen Oberladin-Karn-Komplexes ist bedeutend, stellenweise größer als in der Mosermannlgruppe.

Zur Abgliederung und Bezeichnung der Partnachsichten von der karnischen Serie sei noch vermerkt: Der Vergleich der Radstädter Partnachsichten mit den Partnachsichten der Typlokalität und besonders mit dem Ladinkomplex Partnachsichten-Arlbergsschichten in den klassischen Profilen des Flexenpaßgebietes, den ich heuer durchführen konnte, zeigte eindringlich die weitgehende Übereinstimmung dieser Serien in Einzelheiten. Die dunklen Kristalldolomite, die kristallinen dunklen Bänderdolomite, „Schmutzdolomite“, wechsellagernd mit Tonschieferlagen, schwarze, ocker verwitternde Dolomite, Einschaltungen geringmächtiger dunkler blaugrauer Kalke, Ockerdolomite, schließlich auch die Überlagerung von hellen Ladindolomiten über diesen Typen im Arlberggebiet, das alles sind unverkennbare Gemeinsamkeiten, die die Berechtigung der Ab-

trennung der Partnachschichten in den Radstädter Tauern und deren Einstufung unterstreichen. Wenn daher W. DEMMER, der die Abgliederung der Partnachschichtkomplexe unter der Bezeichnung „Oberladinserie“ in den Radstädter Tauern zwar übernimmt, schreibt (1962, S. 91), daß mit der Bezeichnung „Partnachschichten“ in den Radstädter Tauern „ein zu spezieller Begriff, teilweise unberechtigt übernommen wurde“, so kann diese durch nichts begründete Behauptung wohl nur auf der Unkenntnis des Heimatgebietes der Partnachschichten beruhen.

Die Ockerdolomit-Serie charakterisiert die untere Partie der Partnachschichten. Es ist dies eine Folge von gelblich oder ocker verwitternden, gut gebankten Dolomiten mit Einschaltung dunkelblaugrauer Kalkzüge, 10 m oder etliche Dekameter mächtig. Näheres darüber wurde 1958, S. 90 angegeben. Diese markante Serie erscheint fast allenthalben im Draugsteinmassiv und in der Wildkarschuppe als Grenzniveau zum Wettersteindolomit. Auf der NW-Seite des Weißgrubenkopfes tritt streckenweise durch die Zwischenschaltung eines blaugrauen Partnachdolomites eine sedimentäre Verdopplung dieses Horizonten ein. Im einzelnen umfassen die tieferen Partnachschichten in diesem Profil: zutiefst dünnbankige „Ockerdolomite“ mit hellen, gelblichen, ocker anwitternden mergeligen Dolomiten, Dolomitschiefern, Kalken und Kalkschiefern; darüber lagern bläulichgrau anwitternde Dolomite, dann folgt nochmals eine Zone mit gelbbraunen und ocker gefärbten Dolomittypen (gelbbraun verwitternde, geschichtete Dolomite, hellgelb verwitternde Dolomitschiefer, graue undeutlich gebankte und graubraune dickbankige Dolomite).

Besonders kalkreich ist diese Serie am Maierkogel (Gmäuerkopf) entwickelt, wo mehrere Meter mächtige blaugraue Kalkpartien erscheinen. Auch im Schwalbenkarl, am Ostfuß der Gamskarspitze, am SE-Fuß des Wildkarkopfes und a. a. O. gibt es etliche Meter mächtige Partien von Partnachkalken, die nicht mit Muschelkalkmarmoren verwechselt werden dürfen.

Die grauen Partnachdolomite überlagern diese Ockerdolomitserie in großer Mächtigkeit. In der Mosermannlgruppe (1958, S. 90 bis 91) beträgt deren Maximalmächtigkeit in der Pleislingdecke 80 m, in der Lantschfelddecke weit über 100 m. Hier ist mit Beträgen bis zu 200 m zu rechnen, da sich in etlichen Abschnitten auch bei solchen Mächtigkeiten noch kein Hinweis auf einen sicheren obertriadischen Horizont als Obergrenze ergibt. Es handelt sich vorwiegend um mittel- bis dunkelgraue, hellgrau anwitternde, gut gebankte Dolomite (Mergeldolomit W. SCHMIDT), um graue „Bänderdolomite“ bzw. dunkelgrauen bis schwarzen „Kristalldolomit“, der gelegentlich auch sedimentäre Brekzienlagen enthält.

In der Wildkarschuppe gehört der Inhalt der steil zusammengefalteten Raueckmulde hierher, die Schuppe auf der SW-Seite des Weißgrubenkopfes und der Muldeninhalt der Gamskarspitze. Schließlich möchte ich trotz der großen Mächtigkeit auch die Westsockelmasse des Wildkarkopfes hierher rechnen. Auch im Draugsteinmassiv ist dieser Dolomit weit verbreitet: Auf der Maierkogel-Scheibenkogel-Nordseite zieht er hinüber zum Walchbrett und Draugstein. Während die Zugehörigkeit der Bänder- und Kristalldolomite im tieferen Teil des Draugstein-Nord- und Westsockels klarliegt (Taf. 4, Fig. 5), ist das Alter der Draugstein-Gipfelmasse nicht mit Sicherheit festzulegen. Der vorwiegend mittelgraue, hellgrau anwitternde, häufig endogen brekziöse, glattstückig brechende Dolomit mit wenigen gelblich anwitternden Bänken ist aussehensmäßig am ehesten hier einzureihen. W. SCHMIDT hatte ihn 1924, S. 334 als Hauptdolomit bezeichnet und auf Taf. 1 als „Fleckendolomit“ eingetragen, womit er die tieferen Partien des Hauptdolomites und bestimmte Dolomite des Oberladin-Karn-Komplexes bezeichnete. Während aber Hauptdolomit auf Grund der lithologischen Ausbildung ausscheidet, käme außer Partnachdolomit auch noch Anisdolomit eventuell in Frage.

In der Ennskraxenschuppe W des Kleinarltales trifft man diesen grauen Oberladindolomit im Mauereckgebirge und im Nordabfall des Kleinen Schneibenstein, ohne daß hier eine scharfe Abgrenzung gegen unten möglich wäre. An der Obergrenze dieses Dolomitkomplexes stellt sich S ϕ 1553 im Mauereck-Ostausläufer eine etwas wechsellagere Ausbildung mit gut gebankten, durch Dolomitmergellagen, gelblich verwitternde Dolomite und Tonschieferlagen mit Brekzien gegliederten Partnachdolomiten als Grenzbildung zum Karn ein.

Im Gebiet der Zederbergalm bis zum Zederberggatter S des Gamsköpfls wurden graue Partnachdolomite, und zwar Bänderdolomite, zum Teil in Rauhwaacke verwandelt.

K a r n

Das ungestörteste Karnprofil in der Mosermanngruppe ist jenes des Faulkogels, das 1958 beschrieben wurde. Über einem 30 m mächtigen basalen sandsteinführenden Tonschieferkomplex folgen dort braun verwitternde und auch graue Dolomite, dann abermals ein Tonschieferniveau mit Dolomitlagen, grüne Schiefer, Dolomite und schließlich eine Wechselfolge von Kalk und Dolomit. Es wurde betont, daß die Abfolge der einzelnen Horizonte innerhalb des Karns sehr variabel ist.

Karnische Tonschiefer und Sandsteine

W des Kleinarltales reicht die Schichtfolge in der unterostalpinen Trias nur bis ins Karn. Auf weiten Strecken können auch hier die dem Unter-

karn angehörigen mächtigen kalkfreien Tonschiefer beobachtet werden. Solche schwarze Tonschiefer sind am Zederbergsattel S des Gamsköpfels aufgeschlossen und ziehen von hier gegen E zur Zederbergalm. W. SCHMIDT hat schon 1924, S. 334 eine detaillierte Darstellung der Schiefer-Dolomitfolge am Zederberggatter gegeben. Ein zweiter Zug karnischer Schiefer, im Untergrund wahrscheinlich im E mit dem südlichen verbunden, streicht von der NE-Fortsetzung des Gamsköpfels gegen ESE zur Zederbergalm hinunter. Allein schon die Mächtigkeit der kalkfreien Tonschiefer spricht für ihre Zuordnung zum Karn. Hinzu kommt noch die Einlagerung von Sandstein, der ja für diese Stufe so charakteristisch ist und dessen Eigenart gegenüber den älteren Quarziten schon bei Besprechung der Sandsteinlagen des Faulkogels (1958, S. 92) hervorgehoben wurde. Im südlichen Tonschieferzug sind düstergraubraune Sandsteine eingeschaltet, wie sie in gleicher Art auch in der Mosermannlgruppe beobachtet wurden, die man nach Ausbildung und Stellung dem Lunzer Sandstein gleichsetzen kann. Diese Sandsteinzüge sind schon von CH. EXNER 1957, S. 60, erwähnt worden. Am Südrand des nördlichen Zuges aber, 100 m N- ϕ 1992 im Bereich der Zederbergalm, ist in der Bachrinne in äußerst instruktiver Form die Einlagerung von sehr hellem, hellgrünem bis weißgrauem, gelblichbraun verwitterndem Sandstein, von schwach karbonatsandhaltigem feinkörnigem Sandstein und Feinstquarzit in diesem mächtigen Tonschiefer erschlossen. Den Übergang und damit die stratigraphische Zugehörigkeit dieser Feinstquarzite und milden hellen Serizitschiefer zum Karn ist hier unmittelbar einsichtig. Die Verfestigung dieser stets noch körnigen Sandsteine bis Quarzite erreicht nie das Ausmaß der bereits dicht anmutenden Lantschfeldquarzite. Die klare Einstufung dieser eigenartigen Sandstein-Quarzit-Typen ist insofern von Wichtigkeit, da im Areal der Dürnkaralm in einem die bisherige Darstellung noch bei weitem übersteigenden Ausmaß Tonschiefer mit genau solchen eingeschalteten Sandsteinen bis Quarziten hinziehen. Durch CH. EXNER war diesen Quarziten permoskythisches Alter zugeschrieben worden. Es handelt sich aber auch hier, wie schon die lithologische Entwicklung der etwa beim Weg vor der Dürnkaralmhütte aufgeschlossenen Feinstsandsteine zeigt, um Karn, was in diesem Abschnitt ebenso auf Grund der Zugehörigkeit zu den lokal gut erschlossenen karnischen Tonschiefern hervorgeht.

W. SCHMIDT hat 1924, Taf. 1, die beiden Tonschieferstreifen N des Draugsteinzuges zu Recht zu seinen Raibler Schichten gerechnet und auch im Raum Dürnkaralm-Mauereck mehrere Zonen von Karnschiefern auf der Karte eingetragen. Von CH. EXNER war hingegen (1957, S. 60) für diese und die übrigen Tonschiefer der Tappenkarberge karnisch-rhätisch-liassisches Alter ins Auge gefaßt worden.

Die karnischen Tonschieferzüge der Draugsteingruppe werden im folgenden mitbesprochen.

Karnische Dolomite, Brekzien und Kalke

Im Draugsteinzug ist das Karn in drei Mulden eingefaltet (Taf. 4, Fig. 4). Die südlichste Einfaltung auf der SE-Seite des Schwalbenbrettes (Walchbrettes) im Schwalbenkarl wird durch eine mit mächtigem Tonschiefer mit Sandsteinlagen eingeleitete Mulde repräsentiert, die im Kern braun verwitternde dunkle Dolomite enthält. Die nächste, nördlichere Mulde auf der Draugstein Nord- und Westseite (Taf. 4, Fig. 5), die sich ins Schwalbenkarl fortsetzt, enthält außer den schwarzen Tonschieferbändern bräunliche Dolomitbrekzien und dunkle, braungrau anwitternde gebänderte, gebankte Dolomite. Die Tonschieferbänder sind hier nicht basal angeordnet, sondern den Dolomiten zwischengeschaltet. Die dritte, nördlichste Mulde im Schwalbenbrett—NE-Sockel führt eine ähnliche Gesteinsgesellschaft.

Ein schmaler Zug braun anwitternder karnischer Dolomite steckt auch noch im Kern der den Maierkogel auf der Nordseite durchziehenden Mulde (Taf. 2, Fig. 3 und Taf. 4, Fig. 1). Man sieht also, daß im Draugsteinzug das Karn in den Mulden zwar nur gelegentlich durch die basalen Tonschiefer eingeleitet wird, jedoch stets recht charakteristische karnische Gesteinstypen wie braun verwitternde Dolomite mit Tonschieferlagen und braun verwitternde Dolomitbrekzien enthält. Auch in der Pleislinggruppe z. B. ist ja bei weitem nicht jedes Karn wie im Idealfall durch Tonschiefer eingeleitet, sondern es konnte schon dort auf die große primär-sedimentäre Variabilität gerade der karnischen Folge hingewiesen werden.

Bisher waren Karn und Oberladin im Draugsteinzug von W. SCHMIDT 1924, S. 334, und Fig. 8 als „Raibler Schichten“ zusammengefaßt worden. Bei EXNER 1956/1957 fehlt, wie erwähnt, eine Dolomitgliederung, die Frage, ob Obertrias in den Tappenkarbengen vertreten sei, blieb offen (S. 59).

In der Wildkarschuppe ist Karn in Form von Dolomit, Tonschiefern und auch Kalken im Oberbau des Wildkarkopfes im Liegenden des den Gipfel bauenden Hauptdolomites in wilder Verfaltung vertreten. Dies hat bereits W. SCHMIDT 1924, S. 332, erkannt, allerdings auch hier unter seinem Überbegriff „Raibler Schichten“ die Partnachsichten der südlicheren Mulden der Wildkarschuppe subsummiert, über denen nirgends mehr Karn folgt.

Das westlichste Karn in den Radstädter Tauern tritt auf der Ostabdachung der Muschelkalkdolomit-Anhöhe SE der Draugsteinhütte auf. Karnische Dolomitbrekzien stecken hier in reinen Tonschiefern des Karn. Der Altersnachweis der Dolomitbrekzie gelingt unmittelbar: Sie führt vereinzelt Komponenten aus „Lunzer Sandstein“, also dem hier ausschließlich auf das Karn beschränkten, braun verwitternden Sandstein.

Hauptdolomit (Nor)

Der helle, großstückig brechende und ansonsten gut gebankte Hauptdolomit zieht einerseits nahe der Obergrenze der Pleislingdecke unter der Überschiebung der Wildkarschuppe noch in unser Gebiet (ESE vom Eisbrunnen), andererseits bildet er den Gipfelaufbau des Wildkarkogels. Die Draugsteingipfelpartie, die W. SCHMIDT (1924, S. 334) als Hauptdolomit bzw. (Karte Taf. 1) als Fleckendolomit bezeichnete, besteht, wie ausgeführt, aus mitteltriadischem Dolomit, wie CH. EXNER bereits 1957 vermutet hatte.

Rhät

Im untersuchten Gebiet nicht vorhanden.

Das nächstliegende, fossilführende Rhät wurde von W. DEMMER nahe unter dem Gipfel der Ennskraxe in der Ennskraxenschuppe entdeckt. Eine Vergleichsbegehung zeigte, daß dort tektonisch eingeschuppt über ladinischem Dolomit und unter Hauptdolomit Rhät in Kössener Fazies liegt. Die schönste und fossilreichste Serie steht im Sattel W ϕ 2410 an. Über fossilführenden Partnachschiefern ist hier das Rhät mit 3,5 m Tonschiefern mit Kalklagen, 2 m Kalkschiefern, 4 m ocker verwitternden Tonschiefern mit einer außerordentlich fossilreichen Korallenkalkbank und 3 m plattigem, fossilgrusreichem, blaugrauem Kalk überschoben.

Fossilinhalt: In der vom Sattel gegen SW hinunterziehenden Furche führt die Fortsetzung der 2 m Kalkschieferbank lokal massenhaft *Gervilleia inflata* SCHAFF. In der im Sattel überlagernden Korallenkalkbank und in den begleitenden Ockerschiefern konnte eine kleine, noch nicht bestimmte Fauna gesammelt werden. Sie umfaßt unter anderem:

Thecosmilia bavarica FRECH h

Thecosmilia clathrata EMMR. hh

Dimyopsis (Plicatula) intusstriata EMMR. ss

Terebratula gregaria SUESS ns.

In den fossilreichen, plattigen, blaugrauen Kalken darüber sind besonders Echinodermen (*Isocrinus bavaricus* WINKL., Seeigelgehäuseteile und Seeigelstachel) auffällig.

Die darüberfolgenden 12 m dunklen, dickbankigen Kalke mit etlichen Dolomitlagen können ihrer Position nach als Oberrhätkalk oder als norischer Plattenkalk im Sinne DEMMERS aufgefaßt werden. Im Kössener Rhät sind keine Anzeichen für eine ansonsten nach oben hin zu erwartende Inversion vorhanden, hingegen liegt die Korallenkalkplatte noch immer aufrecht: die gewachsenen metergroßen und dm-hohen Thecosmilien-Riffkalklinsen im Hangaufschwung E des Sattels sind prächtig in Lebensstellung erschlossen, als zentral aufwärts, seitlich aber liegend nach außen ge-

wachsene Stöcke. Der ober diesem Kössener Rhät folgende dunkle Kalk ist an der Ober- und Untergrenze diskordant begrenzt und geht nicht in den Hauptdolomit über, gelegentlich folgen darüber gegen den Hauptdolomit hin nochmals schmale, fossilführende, dunkle Rhätkalkschiefer, z. B. am NNE-Ende des Zuges. Die Kalke enthalten zwei lumachellereiche Einschaltungen von der Art des Kössener Rhäts. Eine sichere Entscheidung über die Einstufung dieser Kalke als Plattenkalk oder Oberrhät wird erst nach Revision dieses Raumes gefällt werden. Grundsätzlich ist die Existenz von Plattenkalk im Unterostalpin der Radstädter Tauern ja bereits in der Hochfeindgruppe erwiesen (A. TOLLMANN 1959, S. A 92), und durch die Auffindung eines weiteren Vorkommens von über 10 m mächtigem gesichertem obernorischem Plattenkalk in der Zmülingschuppe 350 m ESE des Zmülingsgipfels bestätigt (TOLLMANN, Aufnahmebericht für 1962, im Druck).

J u r a

Im Abschnitt W des Kleinarltales fehlt Jura im Unterostalpin mit Ausnahme eines Schieferzuges ober der Tappenkarseealmhütte und am Schwalbenbrett-Südrand.

Im Kamm E des Kleinarltales hingegen scheint doch, entgegen den bisherigen Erwartungen, Jura im Bereich des Unteren Wildkares vertreten zu sein. Die mächtige, bisher (W. DEMMER 1962) in das Anis gestellte Tonschieferzone in der Rinne 200 m SE vom Eisbrunnen, die von 1780 m aufwärts saiger stehend emporzieht und sich N der ϕ 2018 dreifach aufspaltet, enthält stellenweise in einem 10 m mächtigen Anteil sehr schwach metamorphe dünne Lagen grauer, grüner und violetter Radiolarite, die cm- und dm-weise mit schwarzen Tonschiefern wechsellagern. Die sehr mächtige reine Tonschiefermasse selbst ist dem Anisbasiskomplex bereits fremd, die Radiolarite können nach allen bisherigen Erfahrungen nur als höherer Jura aufgefaßt werden. Die Schiefer sind im Westen am Südrand von 20 cm mächtigen, gelblichgrünen, lokal von grünen Tonfasern durchsetzten und von grünem Glimmer bestäubten Kalkmarmoren begleitet, die mit den jurassischen „Aptychenkalken“ der Hochfeindgruppe vergleichbar sind. Weiter im Osten stellen sich am Nordrand 3 m mächtige crinoidenführende gelbe Kalkmarmore ein, die mit hellen Dolomitschollen (Hauptdolomit?) in Verbindung stehen. Die tektonische Stellung dieser früher als Basisserie der Wildkarschuppe gedeuteten Schiefer ist insofern verständlich, da man sie nun als Reste von Jura im Hangenden der hier bis in den Hauptdolomit reichenden Pleislingdecke unter der Wildkarschuppe deuten kann. Der Radiolarit läßt eben kaum eine andere Einstufung zu. Ähnlich zu deuten sind ferner die aus der Tiefe emporkommenden Radiolaritschiefer im Ostteil des Unteren Wildkares und der reine Tonschiefer-

anteil in deren Ostfortsetzung. Ferner stehen leicht metamorphe grüne und stellenweise violette Radiolarite neben kalkigen Schiefern auch in der turmförmigen Klippe W unterhalb des Unteren Wildkares an (200 m N ϕ 1887). Als Lias verdächtige Kalkschiefer erscheinen schließlich in dem trennenden Sporn an der Innenseite des Gamskarriegels 150 m W dieser ϕ 1887. Alle diese aus dem Untergrund auftauchenden, lithologisch als Jura deutbaren Gesteinszüge können als hangendster, aufgepreßter Teil der Pleislingdecke betrachtet werden.

Schließlich sei in diesem Zusammenhang auch an die problematischen Schiefer N oberhalb der Tappenkarseealmhütte erinnert, die am Südrand des Unterostalpins diskordant das Karn durchsetzen. Während der Großteil der Schiefer aus reinen, schwarzen bis schwarz-grün gefleckten mächtigen Tonschiefern besteht, die dem Metamorphosegrad nach sicherlich dem Unterostalpin und nicht dem Pennin angehören, kommen am Nordrand dieser Schieferzüge, 250 m NNE der Almhütte, in Verbindung damit dünnlagige, hellviolette, grünlich bis weißliche Radiolarite und leicht struppig struierte grün-violette kieselige Tonschiefer vor. Ein gleicher Schieferzug wurde auch am Südrand des Walchbrettes (Schwalbenbretts) 100 m NE ϕ 2040 aufgefunden. Auch diese mit Radiolarit verknüpften Schiefer kann man ganz wie die vorher erwähnten am besten als tektonisch verschleppte Juraschiefer am Südrand der Pleislingdecke deuten.

Insgesamt aber spielen jurassische Schichtglieder hier in den westlichen Radstädter Tauern keine Rolle mehr: Die von M. STARK 1939, S. 98, als unterostalpine Juramarmore gedeuteten Kalkmarmore des Gr. Schneibenstein (Teufelswand) gehören bereits dem Pennin an, der von CH. EXNER 1957, S. 60, als Jura gedeutete Crinoiden führende Kalk des Dürnkares besitzt, wie erwähnt, anisisches Alter. Die in der Signatur der Karte von CH. EXNER (1956) noch zum Unterostalpin gestellten nachtriadischen Schwarzphyllite, Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer sind ein Zugeständnis an eine früher angenommene „Schwierigkeit der Abgrenzung des Radstädter Mesozoikums von der Tauernschieferhülle“ (S. 62). EXNER selbst hat aber bereits hinsichtlich der Kalkglimmerschiefer erkannt, daß sie wie die entsprechenden Gesteine der Tauernschieferhülle aussehen und spricht sich im Text (1957, S. 62) gegen diese Abgrenzung der Schwarzphyllite N der Tappenkarberge von jenen der Tauernschieferhülle aus. Aus dem Vergleich zu den Verhältnissen im Grenzgebiet Unterostalpin—Pennin in den übrigen Radstädter Tauern kann mit aller Klarheit die Abtrennung des Pennins rings um die westlichsten Ausläufer des Radstädter Mesozoikums vorgenommen werden.

3. Pennin

In Annäherung an die Obergrenze des Pennins gegen die auflagernden unterostalpinen Decken hin stellen sich auch hier wie im übrigen Grenzbereich der Radstädter Tauern bis St. Michael im E bestimmte, sonst in den höheren Teilen der oberen Schieferhülle zurücktretende Gesteinstypen ein. Die weiter im Liegenden so mächtigen, weit verbreiteten Schwarzphyllite weichen in diesem Grenzbereich den Serizitphylliten, Serizitquarziten, Karbonatquarziten, auch Kalkglimmerschiefern und stark karbonatsandigen Bänderschiefern. Grünschiefer und Serpentin tritt gelegentlich hinzu. Als eigenständig ausgebildete penninische, nicht unterostalpine Schichten kommen in dieser Grenzzone, erst vom Westende der Radstädter Tauern an gegen W, Klammkalke und -schiefer hinzu.

a) Die quarzitischeserizitischen Gesteine der penninischen Schieferhülle

Das Auftreten der quarzitischeserizitischen Serie am Oberrand des Pennins hat nicht nur hier, sondern auch weiter im Osten im Untergrund der Radstädter Tauern Verwirrung gestiftet. Erst im Vorjahr konnte gezeigt werden (Aufnahmebericht 1962), daß ausgedehnte Quarzitzüge im Bereich des Ostrandes der Radstädter Tauern, im Speiereck-Abschnitt, die von CH. EXNER und S. PREY als permoskythische Quarzite des Unterostalpins gewertet worden waren, zu den penninischen, nachtriadischen Karbonatquarziten gehören. Dadurch, daß dort hochpenninische Kalkglimmerschiefer von diesen Autoren als Anismarmore zusätzlich zum unterostalpinen System gerechnet worden waren, hatte sich dort eine unzutreffende tektonische Deutung der penninisch-unterostalpinen Grenzzonen ergeben. Ganz das gleiche Problem bzw. Phänomen tritt nun auch hier, an der Untergrenze der Tappenkarberge hervor. Am Ostende der Radstädter Tauern konnte im Vorjahr das nachtriadische Alter und die penninische Stellung dieser Karbonatquarzitzüge durch den Übergang im Streichen in schwarzeckbrekzienartige, sicher nachtriadische Brekzien erwiesen werden.

In grundsätzlich gleicher Art stellen sich auch in diesem westlichsten Abschnitt der Radstädter Tauern die Serizit-Quarzit-Serien am Pennin-Oberrand ein. W. SCHMIDT hat 1924 die penninischen Serizitschiefern der Unterlage der Radstädter Tauern noch mit dem paläozoischen Quarzphyllit vereint. Während M. STARK 1939, S. 97, nur die hellen, Quarzgeröll-führenden Quarzite als permische Glieder an der Basis des Radstädter Mesozoikums auffaßte, sich über die Stellung der Karbonatquarzite (Begriff 1912, S. 198, von M. STARK geprägt) aber nicht äußerte (S. 98) und nur die Selbständigkeit der mit den Klammkalcken gehenden, allerdings für paläozoisch gehaltenen,

tenen Serizitschiefer betonte (S. 98), hat CH. EXNER große Teile dieses penninischen Serizitschiefer- und Karbonatquarzit-Rahmens als unterostalpinen Permoskyth eingestuft (1957, S. 57 und Karte), andere Abschnitte dieses Rahmens — etwa die mächtigen Quarzite E des Tappenkarsees — als Bestandteil der penninischen Schwarzphyllitserie ausgeschieden (Karte 1956). Gerade diese aber könnten noch am ehesten als unterostalpine Basis betrachtet werden — W. SCHMIDT hatte bereits 1924, S. 332, auf sie aufmerksam gemacht und W. REHSNER ihren Verlauf auf seiner geologischen Karte 1950 dargestellt. Eine solche Trennung dieses auf weite Strecken sich fortsetzenden und den Tappenkarsee querenden Zuges fester Quarzite quer zum Streichen ist ungerechtfertigt. Die gesamten Quarzitschiefer in das Permoskyth zu stellen, ist auf Grund der darin vielfach auftretenden Karbonatsandlagen unmöglich. Der allmähliche Übergang zu Serizitphylliten, die ihrerseits wieder mit karbonatsandhaltigen Phylliten (Streifenschiefern), also typischen penninischen Schichtgliedern, verbunden sind, zwingt zur Einreihung dieser Quarzite ins Pennin.

Als Alter dieser quarzitischen Gesteine erachte ich nicht unbedingt, wie ja zunächst naheliegen würde, den Lias. Die Deutung als Lias wäre ja insofern denkbar, da es sichere Liaskarbonatsandsteine in der Schieferhülle der Tauern, aber auch weit verbreitet in anderen zentralalpinen Einheiten (tieferes Unterostalpin der Hochfeindfazies usw.) bis hinüber zu den reinen, festen, nur durch die Karstformen und die Verwitterung makroskopisch sogleich als Karbonatquarzite erkennbaren Liasquarziten der Tatriiden in den Westkarpaten gibt. Als Alter dieser hochpenninischen Quarzite ist aber eher Tiefneokom anzunehmen: Zunächst deshalb, weil dieser Quarzit in der Unterlage der östlichen Radstädter Tauern lokal in Dolomitzbrekzien vom Schwarzecktypus übergeht, für die oberjurassisch-tiefneokomes Alter in Frage kommt. Aus der Westfortsetzung der Serizitschieferzone hat bereits E. BRAUMÜLLER (1938, S. 55) von der Südseite des Saukarkogels Dolomitgerölleinstreung gemeldet. Ferner aber ist ein solches Alter auch deshalb möglich, weil — um bei dem Vergleich mit dem Unterostalpin zu bleiben — auch im Unterostalpin der Hochfeindfazies mächtige sandige Ablagerungen im Tiefneokom bekannt sind, nämlich die Begleitschiefer und Sandsteine der Schwarzeckbrekzien s. str. (Malm-) Neokom kommt deshalb auch in Frage, weil im Verband der quarzitischen Schieferhüllspäne an der Ostseite des Mauereckgebirges 250 m S ϕ 1850 noch gering metamorphe dunkelgraue bis violette Radiolarite aufgefunden wurden. Bei einem großräumigeren Vergleich, etwa bei Berücksichtigung der Ostschweizer Penningliederung durch W. NABHOLZ, kann auf die dort bereits bekannte Existenz eines solchen höheren Quarzitniveaus hingewiesen werden, nämlich auf die über den im Dogger ansetzenden Nolla-

Schiefern und -Kalken auftretenden Safienquarzite und -quarzitschiefer. Naturgemäß aber stehen all diese Überlegungen über diese ja nicht einmal in ihrem tektonischen Verband gegenüber der tieferen Schieferhülle geklärten Penninglieder noch immer auf sehr schwacher Basis.

Aus der Zone dieser Serizitphyllite hat M. STARK (1940, S. 15) **Porphyroid-Gesteinszüge** beschrieben; nicht allerdings aus unserem Gebiet, sondern weiter vom W, und zwar vom Raum des Großarltales (Rosenstein—Aubauer u. a.) und des Gasteiner Tales. Die Karte von M. STARK (1939, Taf. 4) zeigt neben den Porphyroiden die verschiedensten Späne von z. T. offenbar eingeschuppten Gesteinen in diesem Raum; da sowohl unterostalpine (Radstädter Mesozoikum, Radstädter Kalke) als auch penninische Schichtglieder (Grünschiefer u. a.) innerhalb der Serizitphyllitzone liegen. Die Porphyroide sind nach der Darlegung von M. STARK (1940, S. 17) mit überlagernden „Quarziten (gern mit Quarzgeröllen, deren manche zart rötliche Farbe haben)“ verbunden, so daß sie demnach als permische, unterostalpine Elemente zu werten sind, und zwar samt diesen, in unserem Gebiet nicht vorhandenen Quarzittypen. Diese Elemente stellen demnach nur tektonische Einschaltungen dar, ähnlich anderen Radstädter Gesteinen.

In unserem Raum stellt sich W des Tappenkarsees (s. Karte) ein mächtiger Zug von Serizitschiefern und Serizitquarziten an der Grenze Pennin—Unterostalpin ein. Die Hauptmasse besteht aus silberhellen, lokal aber auch aus graugrünen und grau violetten, dunkleren Serizitschiefern, die blättrig-schmierig verwittern. Diese Schiefer sind hier auf weiten Strecken auch frei von Karbonatsand-Einschaltungen, die erst im SW dieser Masse, im Raum des Draugsteintörls auftauchen. Die dunkelvioletten Typen, etwa jene im Bachbett 100 m W der Tappenkarseealmhütte, sehen im Handstück bereits wie „Quarzphyllit“ aus, sind aber derart durch Übergänge mit den übrigen Serizitphylliten verbunden, daß an eine Abtrennung und Einreihung ins Paläozoikum nicht gedacht werden kann.

Im Süden dieses Serizitschieferzuges tritt E ϕ 1956 ein fester, reiner Quarzit auf, von unterostalpinen Anisgesteinen begleitet. Die rasch an Mächtigkeit zunehmende Fortsetzung dieses Quarzites liegt am rechten Tappenkarseeufer im Raum ϕ 1876. Es handelt sich hier um relativ dichte, meist aber dünnblättrige und lagige feste Quarzite. Aus der Lagerung unmittelbar unter dem Unterostalpin wäre gerade bei diesen Quarziten an eine Vertretung des Permoskythkomplexes denkbar, aber Dünnblättrigkeit und die Art der Verwitterung — er bildet E ϕ 1876 Naturbrücken (Karbonatquarzit) — läßt aber doch eher an Penninquarzit denken, obgleich bei diesem Zug die Entscheidung nicht sicher zu fällen ist.

Penninische Quarzit-Serizitschiefer unterlagern ferner den Draugstein E des Filzmoossattels, ziehen vom Nebeleck in einem breiten Streif in den

SW-Abschnitt der Dürnkaralm und erscheinen auch noch als Unterlage des Mauerecks an dessen Ostfuß im Südteil des Dürnkarwaldes, bis nahe an die Schwabalm heranreichend. Von der Filzmoosalm nach W und NW hin gehen sie in karbonatsandhaltige Phyllite und Bänderschiefer über, also in einem Abschnitt, in dem bisher noch ein ausgedehntes Permo-skyth-Terrain N der Tappenkarberge angenommen worden war.

b) Schiefer und Grüngesteine

Erst am Südrand des untersuchten Gebietes tauchen die großen Flächen der penninischen Schwarzphyllite auf, von der Draugsteinalm über das südliche Tappenkar zur Weißgrubenscharte hinüberziehend. Im Grenzbereich zum Unterostalpin hingegen herrscht neben den quarzitisch-serizitischen Gesteinen, die im Ostabschnitt dominieren, hier ein karbonatsandhaltiger Phyllit bis Serizitschiefer, der in den anderen Abschnitten der Radstädter-Unterlage als „Streifenschiefer“ bezeichnet wurde. Dieser Streifenschiefer kann in Serizitschiefer, in graue blättrige Phyllite, in unreine Kalkschiefer und auch in Kalkglimmerschiefer übergehen. Vereinzelt sind in diese Streifenschiefer Grünschieferzüge eingeschaltet, z. B. auf der Filzmoosalm E des Harstein oder im Filzmoos-Bachbett 300 m N der Almhütten. Das Bronzit-Serpentin-Vorkommen W vom Filzmoosattel auf der Filzmooshöhe ist bereits von M. STARK 1939 (Karte) und CH. EXNER 1957, S. 92, und Karte konstatiert worden. Weithin ist dieser Bronzit-Serpentin im Grundmoränenschutt auf der Filzmoosalm, von der Filzmooshöhe gegen N verfrachtet, anzutreffen. Gerade die festen, bronzitreichen Serpentine haben sich im Moränenmaterial angereichert.

Es ist hervorzuheben, daß CH. EXNER als erster (1956/57) die Zugehörigkeit der Schieferhüllanteile N der Tappenkar-Draugstein-Berge zum Pennin erkannt hat. Vorher waren diese Serizitschiefer und Phyllite von W. SCHMIDT (1924) zum unterostalpinen Radstädter Quarzphyllit-Quarzit-Komplex gestellt worden und war sogar in den Schwarzphylliten im S der Draugsteingruppe (Arler Kalkphyllite M. STARKS) Unterostalpin vermutet worden (vgl. Taf. 3).

c) Kalkmarmor

Das Problem der Trennung mancher penninischer Juramarmore bzw. Kalkglimmerschiefer und unterostalpinen Aniskalke wurde schon vorher erörtert. Im allgemeinen aber sind diese beiden Gesteinstypen gut unterschieden. Größere charakteristische Kalkglimmerschiefervorkommen begegnet man z. B. am Scheibenkogelgipfel, im Höhenzug W des Mauereckgebirges, im Südteil der Draugsteinalm N ⚡ 1933 und am Gr. Schneibenstein.

Ein eigenartiger Kalktypus tritt am NW-Sockel des Gr. Schneibenstein, 100 m W ϕ 2037 S des Finstersattels auf. Hier stellt sich über den penninischen Streifenschiefern, diskordant die Anisdolomitmasse unterlagernd, ein stark metamorpher gelblicher, auch rosa und lagenweise blaugrauer, stark geschieferter Kalkmarmor ein mit lokalen Einschaltungen von gelben, stark ausgewalzten Dolomitspindeln, deren Herkunft aus einstigen sedimentären Lagen erkennbar ist. Die damit in Übergängen verbundenen schiefrig-phyllitischen, rostfleckigen Lagen schließen auf Grund ihrer Ausbildung eine Zuordnung zum Muschelkalk aus und lassen penninischen Jurakalk vermuten. Der primäre Dolomitgehalt spricht nicht gegen ein jurassisches Alter, da gerade im Pennin Dolomitsedimentation auch im Jura bekannt ist (z. B. Hochstegendolomitmarmor). Die extreme Stengelung des Gesteins läßt dieses am besten mit den Klammkalken vergleichen. Einen sicheren Hinweis für die Zugehörigkeit solcher gelblicher kristalliner Kalkmarmore zum Pennin liefert das Vorkommen 400 m weiter südwestlich, 150 m SSW ϕ 1852. Dort sind in solchen Marmoren 10 cm starke Serizitquarzitschieferlagen stratigraphisch und sich verzahnend eingeschaltet, die es im Unterostalpin in dieser Art nicht gibt.

Tektonik

1. Allgemeiner Teil

a) Überblick

Die Draugsteingruppe bildet mit den Nachbarbergen das Westende der zusammenhängenden Masse der Radstädter Tauern. Bereits hier löst sich das unterostalpine Mesozoikum, gegen Westen fortschreitend, in mehr und mehr vom Pennin durchspießte Schollen auf, wodurch die Zuordnung der Schollen zu den ursprünglichen Deckeneinheiten immer schwieriger wird. Dennoch ist diese Großgliederung noch durchführbar. Mit dem Gr. und Kl. Schneibenstein endet der Zug des Radstädter Mesozoikums gegen Westen fast schlagartig. Nur mehr geringe und schmale Späne setzten gegen NW, später gegen W in der Schieferhülle fort über den landschaftlich so markant hervortretenden Schuhflicker zwischen Gasteiner- und Großarlal.

Die tektonischen Einheiten der Draugstein—Mauereck-Gruppe können mit Sicherheit mit jenen des Kammes östlich der Kleinarl—Tappenkarsee-Furche parallelisiert werden. Über deren Zuordnung zu den in den zentralen Radstädter Tauern aufgestellten Decken wird Abschließendes erst nach Durchverfolgung bestimmter Grenzen auszusagen sein. Theoretische Überlegungen hierüber haben ja mit wechselndem Aspekt bereits W. SCHMIDT 1924 und W. DEMMER 1962 angestellt.

b) Die Parallelisierung der Einheiten beiderseits der
Kleinarlfurche

(Taf. 3)

Die Ennskraxenschuppe (W. SCHMIDT 1924) entspricht nach tektonischer Stellung und biofazialen Merkmalen der Mauereck- und Kl.-Schneibenstein-Schuppe.

Darüber lagert die Rauhwackenschuppe (W. SCHMIDT 1924), deren Fortsetzung W des Kleinarltales ebenfalls bereits W. SCHMIDT im Rauhwackevorkommen der Dürnkaralm gefunden hatte.

Dazwischen aber schaltet sich E des Kleinarltales, die Rauhwackenmasse noch unterlagernd, über dem Altkristallin (dieses aber noch umfassend!) die Hofalmschuppe (W. DEMMER 1962) mit geringmächtiger tieferer Trias. Auch in unserem Gebiet liegt die Rauhwackenmasse nicht direkt der Ennskraxenschuppe auf, sondern es schaltet sich als eine der Hofalmschuppe entsprechende Zwischenserie ein Anispaket ein, an dessen Basis noch Schieferhüllteile mit emporgeschleppt sind. Die Fortsetzung der Hofalmschuppe verläuft NW der Schwabalm zur SE-Seite des Mauereckgebirges (Muschelkalkplatte der Dürnkaralm), dann in starker Zersplitterung durch den NW-Teil des Dürnkares (s. Taf. 3). Ihre weitere Fortsetzung ist S der großen Penninaufpressung in der Zederbergplatte zu suchen (Höhen 2124 und 2097), die am NW-Abfall zum Filzmooskessel noch von einem Anisdolomitspan der Ennskraxenschuppe unterlagert wird. Das Gamsköpfl und die westlicheren Schollen vom Harstein zum Gr. Schneibenstein, in sich vielfach geschuppt, könnten als Äquivalente dieser Schuppe gewertet werden.

Die Hauptmasse der Pleislingdecke schließlich, die östlich der Kleinarlfurche ein eigenes „Deckfaltenstockwerk“ aufbaut, setzt ohne Unterbrechung über den Tappenkarseeriegel in den Draugsteinzug fort.

Die höchste, in sich weiter geschuppte Decke, die über der Wildkarkopfüberschiebung (W. SCHMIDT 1924) abgetrennte Wildkarschuppe (W. DEMMER 1962), schneidet am Tappenkarsee-NE-Ende schräg ab und verbindet sich nicht mit dem Draugsteinzug, sondern hebt mit geringen Resten SW der Tappenkarseealmhütte aus. Sie ist nach Stellung und Serienmerkmalen (besonderer Entrochus-Reichtum im Trochitendolomit u. a.) der Kesselspitzdecke zuzuordnen.

Stellungnahme zur tektonischen Deutung des Gebietes durch W. SCHMIDT

Bereits W. SCHMIDT hat 1924 die Grundzüge dieses Baues im großen erkannt. Bis zum Mauereck gelang ihm die Parallelisierung mit der Enns-

kraxenschuppe (S. 325), die jetzt bis zum Kl. Schneibenstein fortgeführt werden konnte. Existenz und Fortsetzung der Hofalmschuppe war ihm noch nicht bekannt. Das Rauhackenband wurde der Rauhacke im Dürnkargebiet zurecht gleichgesetzt, hingegen ist die Zuordnung des Pennin-Schieferzuges, der vom Nebeleck gegen SE zieht, als „Quarzphyllit“-Basis des Rauhackenbandes nicht zutreffend. Die Auffassung, daß die Zederbergplatte mit einer „Bernkarkogelschuppe“ des Ostens zu parallelisieren sei, trifft nicht zu. Eine selbständige Bernkarkogelschuppe kann ja nach W. DEMMER auch im Osten nicht aufrechterhalten werden. Die Zederbergplatte N der Draugsteingruppe ist nur durch die jüngere Aufschuppung des penninischen Untergrundes N davon in eine scheinbar höhere Position gelangt als ihr Pendant im N (Hofalmschuppenfortsetzung). Die Zugehörigkeit der Berge N des Tappenkarsees zur Pleislingdecke (S. 331) steht durch den deutlichen unmittelbaren Zusammenhang bereits bei W. SCHMIDT außer Zweifel.

Weiträumigere Parallelisierungen

Das Problem der Zuordnung der tieferen Schuppen zu den bekannten Radstädter Decken, das durch die noch immer nicht geschlossene Kartierung des Gesamtgebietes der Radstädter Tauern besteht, ist schon genügend diskutiert worden, so daß hier nur die sich aus der Schau von Westen neu ergebenden Gesichtspunkte erwähnt werden sollen. Praktisch läßt es sich auf die Frage nach der Stellung der Ennskraxenschuppe zurückführen. W. SCHMIDT glaubte darin am ehesten die Lantschfelddecke wiederzufinden (S. 330), ferner aber dachte er daran, daß diese Ennskraxenschuppe am Sattel S des Nebelecks mit der Pleislingdecke zusammenhinge (S. 330 und 329: „Oben am Sattel gegen Filzmoos zu erkennt man, daß dieser Zusammenschluß beider Schuppen wirklich ganz unzweifelhaft ist, dieser selbst liegt flach, nur ganz wenige Meter ist die Trias über dem Quarzphyllit unterbrochen. Hier verwächst also die Ennskraxenschuppe mit der Pleislingdecke und das Rauhackenband ist zu Ende“ — Anm. v. Verf.: Sperrung im Original). Tatsächlich aber beträgt die Unterbrechung zwischen den verschiedenen Schuppenteilen N und S des Sattels, der von penninischen Schichtgliedern, nicht von Quarzphyllit eingenommen wird, 300 m, keineswegs ist ein Zusammenhang dieser stark zerrissenen Späne vorhanden, noch dazu gehört die südliche Schuppe gar nicht der zusammenhängenden Pleislingdecke an. Es ist wichtig, darauf hinzuweisen, daß hier keine unmittelbare Verbindung zwischen Ennskraxenschuppe und Pleislingdecke besteht, da ja auch W. DEMMER 1962, S. 177, eine derartige Verbindung im Osten des Kleinartales annahm. Über diesen Abschnitt im Hofalmgebiet war DEMMER

zur Meinung gelangt: „Der ursprüngliche Zusammenhang von Ennskraxenschuppe und höherer Deckfalteneinheit (Anm. d. Verf.: so wurde die Faulkogelschuppe der Pleislingdecke bezeichnet) ist aber unverkennbar entlang des westlichen Stirnteiles des Kristallins abzulesen.“ Wenn man aber eine solche Verbindung vom Südrand des Ennskraxenmesozoikums über nur kurze, schuttverdeckte Stellen, Karte W. DEMMER 1962) zum Mesozoikum der Hofalmschuppe über dem Kristallin annimmt, so ist damit noch keineswegs der ursprüngliche faltenförmige Zusammenhang zur Hauptmasse der Pleislingdecke im „Oberen Deckfaltenstockwerk“ gegeben. Über die diese Züge der Unterlage diskordant schneidende Rauh-wackenmasse hinweg besteht zur zusammenhängenden Pleislingdecke keine Verbindung. Das Rauh-wackeband insgesamt als nur ein normalstratigraphisch eingeschaltetes Glied in einem hypothetischen Faltenkern zu werten, verbieten hier die Lagerungsverhältnisse zur Wettersteindolomitscholle im Norden, besonders aber die reichere Schichtfolge der Rauh-wackenschuppe in der nun W des Kleinarltales kartierten Fortsetzung der Rauh-wackenschuppe: In der Rauh-wacke selbst ist im Zederberggebiet sicher auch Partnachdolomit verarbeitet — DEMMER selbst hat diese Vermutung auch schon für das von ihm untersuchte Gebiet ausgesprochen —, andere Schichtglieder treten noch zur Rauh-wacke hinzu. Es hat also die Neuaufnahme des Hofalmgebietes durch W. DEMMER die Verbindung von Pleislingdecke und Ennskraxenschuppe noch nicht erweisen können, die ja auch, wenn man den Standpunkt von W. SCHMIDT vertritt, daß die Ennskraxenschuppe mit der Lantschfelddecke ident sei, hier im Norden in der Form nicht möglich wäre, da ja noch auf der Südseite der Moser-mannlgruppe die beiden Decken übereinander existieren. Wenn durch die Neukartierung von W. DEMMER nachgewiesen worden wäre, daß „die Trias der Hofalm-Schuppe... sowohl als Wurzel der Ennskraxenschuppe als auch als zurückgebliebene Stirn der oberen Deckfalteneinheit anzusehen“ sei (1962, S. 178), dann wäre damit der Nachweis erbracht worden, daß die Ennskraxenschuppe nicht der erst weiter im S mit Sicherheit identifizierbaren Lantschfelddecke angehörte, sondern als ein weiterer abgequetschter Bestandteil der hier ja bereits an der Basis so außerordentlich stark verfalteten Pleislingdecke anzusehen wäre. Wenn W. DEMMER hier eine wesentliche Abweichung in seiner Auffassung von dem von mir betonten Prinzip der aufrechten Decken mit starker Internverfaltung in den Radstädter Tauern erblickt (S. 184), da er die Radstädter Decken — offenbar verallgemeinernd — für zerrissene Liegendfalten hält, so ist es zu früh, hier Gegensätze zu sehen, wo erst die Kenntnis des noch unkartierten Abschnittes über die Stellung der Ennskraxenschuppe letztlich Klarheit schaffen wird und die nunmehr vorliegenden Grundlagen gegen Zusam-

menhänge in der Stirnregion in den westlichen Radstädter Tauern sprechen — sowohl gegen die Auffassung von W. SCHMIDT im neu kartierten Abschnitt S Nebeleck als auch gegen eine Verbindung aller Einheiten im Hofalmgebiet im Sinne W. DEMMERS. In den zentralen und östlichen Teilen der Radstädter Tauern steht der Baustil der Decken aus aufrechten Serien durch die allgemein bis zum Lantschfeldquarzit, Alpinen Verrucano oder sogar Twenger Kristallin hinunterreichender Schichtfolgen außer Frage.

c) Die Stellung des Unterostalpins zum Pennin und die Fortsetzung des Unterostalpins gegen Westen

Im großen gesehen liegt das Unterostalpin der Tappenkarberge in seiner Gesamtheit dem penninischen Schieferuntergrund auf. Diese primäre Auflagerung ist noch auf weiten Strecken am Nord- und Südrand zu beobachten. Auch am Nordrand ist die Auflagerung — abgesehen vom tief eingemuldeten Kl. Schneibenstein-Zug — ungestört erhalten geblieben und es braucht durch die Entdeckung der penninischen Schieferunterlage auf der Westseite des Kleinarltales NW der Schwabalm nicht mehr an ein Einspießen der Tappenkarberge am Nordrand in die penninische Unterlage im Sinne von CH. EXNER 1957, S. 55, gedacht werden.

Am Südrand des Unterostalpins kam es im Raum des Draugsteintörls bei einer jüngeren, weiteren Einengung zum Aufpressen und Überschlagen des penninischen Untergrundes über die Tappenkarberge. Hier sind verschiedene Schichtglieder der Schieferhülle streng diskordant über die Schwalbenbrett- und Scheibenkogel-Südseite aufgefahren. Dadurch erhalten wir einen deutlichen Hinweis auf die Mehrphasigkeit des Geschehens.

An den Bewegungsflächen zwischen den einzelnen Schuppen der unterostalpinen Berge W des Tappenkarsees ist in verschiedenem Umfang Schieferhülle eingeschleppt worden. Die diskordante Untergrenze des Unterostalpins am Süd- und besonders am SE-Rand des Aufnahmegebietes, also namentlich in den Bergen E des Tappenkarsees muß hervorgehoben werden (Taf. 2, Fig. 1; Taf. 4, Fig. 11). Rigoros werden hier die Internstrukturen des Unterostalpins abgeschnitten.

Die westliche Fortsetzung der unterostalpinen Serien liegt ausschließlich in der gegen WNW ziehenden Schollenreihe vor, die durch ihre klippenartige Aufragung aus der umgebenden Schieferhülle leicht verfolgt werden kann. Sie streicht über die Gehänge N des Ellmaubaches über das Gr. Arltal N Großarl zum Schuhflicker hinüber. Die Klammkalkzone mit ihren Kalken, dunklen Schiefen und Serizitschiefern ist nicht, wie bisher allgemein angenommen wurde, dem Unterostalpin zuzurechnen (vgl. W. DEL NEGRO 1960, S. 24 und E. BRAUMÜLLER 1961, S. 2, Taf. 1), sondern ist eine eigene, ursprünglich am weitesten im Pennintrog im Süden behei-

matete Fazies des Pennins. Die erwähnten Schollen von Radstädter Gesteinen in Fortsetzung des Unterostalpins (vgl. A. TOLLMANN 1963, Taf. 4) sind nur dadurch erhalten geblieben, daß sie in einer späteren Phase der Einengung, lange nach ihrer horizontalen Überschiebung, an Bewegungsflächen innerhalb der Schieferhülle eingeklemmt wurden. Die steil nordfallende Serie des Schuhflickers zeigt sogar noch eine kurze südvergente Aufschuppung des nördlichen Penninstreifens an. Junge, nachgosauische südvergente Aufschuppungen, die wir aus dem Gebiet E des Tauernfensters mehrfach vom Kalkalpen-Südrand kennen, greifen demnach hier im Raum ohne mittelostalpinen Kristallinwiderlager sogar in den Randteil des Tauernfensters vor.

2. Spezieller Teil

a) Der Draugstein-Maierkogelzug

Der Draugsteinzug stellt als unmittelbare Fortsetzung der Pleislingdecke die zentrale, komplizierteste und interessanteste Einheit des untersuchten Gebietes dar. In imponanter Mächtigkeit ziehen die hellen Triasdolomitmassen der Pleislingdecke mit ihren dunklen Oberladin- und Karn-Schieferbändern von den Faulkogel- und Rothorn-NW-Wänden über die Steinschlagrinne gegen SW. Wettersteindolomit, Oberladin und Karn lassen sich weiterhin über den Tappenkarseeriegel zu den E-Vorlagen des Maierkogels und in diesen selbst verfolgen. Dort ist in saigeren bis steil nordüberschlagenen prächtigen, engen Falten die Oberladin-Karn-Serie in den Wettersteindolomitsockel in zwei Zügen tief eingefaltet (Taf. 4, Fig. 1). Auch die Fortsetzung des Zuges W des Schwalbensattels kann grundsätzlich im Sinne von W. SCHMIDT 1924, S. 333, durch eine verdoppelte, zum Draugstein hinüberziehende Mulde gedeutet werden.

Von E gegen W fortschreitend sind folgende bemerkenswerte Einzelheiten festzuhalten: Bei der Steinschlagrinne baut sich über dem Lantschfeldquarzit eine mächtige Mitteltrias auf, wobei die Frage der von DEMMER vermuteten Wiederholung von Wettersteindolomit erst zu klären ist. In der nunmehr kartierten SW-Fortsetzung der Zone N unterhalb des Eisbrunnens ist dieser fragliche Wettersteindolomit nicht mehr vorhanden, so daß hierzu noch nichts gesagt werden kann, außer der Tatsache, daß in den streckenweise mit dem Gehänge einfallenden mächtigen Partnachsichten eine klare Antiklinale auftritt (Taf. 2, Fig. 2). Das Karn über den gut gebankten Dolomiten und Dolomitschiefern der Partnachsichten setzt mit Tonschiefern und mächtigen Brekzien ein. Die mit dem Hang einfallenden karnischen Tonschiefer, die in der Rinne E des Eisbrunnens

emporziehen, nehmen weiter im Osten ein breites Gehänge ein. Über fraglichem Hauptdolomit folgt die früher als Anis aufgefaßte Juraschieferzone mit Radiolariten und Kalkmarmoren. Erst darüber setzt, an der Basis äußerst zerschlitzt, die Wildkarschuppe ein.

Über das durch mehrere NNW—SSE ziehende Brüche zerhackte Wasserfallgebiet SW ϕ 1448 hinüber hebt dann die Oberladin-Karn-Serie gegen W über dem an Diploporen reichen Wettersteindolomit des Knoflerloches aus bzw. zieht am Südrand am Tappenkarseeufer weiter. Diese karnische Serie N ober dem See mit ihren typischen bunten Dolomitbrekzien, Kristalldolomiten, grünen Tonschiefern und schwarzen Dolomiten hat bereits W. SCHMIDT 1924, S. 333, beschrieben. Sie liegt in einer steilen Einfaltungszone; Süd- und Mittelteil dieses Zuges tauchen steil gegen N, im Norden aber hebt sie über dem Wettersteindolomit aus: Das ist am Ostende N ϕ 1787 zu sehen, das erkennt man aber auch an ihrer westlichen Fortsetzung am Maierkogel-Südfuß.

Die Ostwände des Maierkogels lassen die Struktur dieses Bergzuges bestens erkennen (Taf. 4, Fig. 1). W. SCHMIDT hat 1924, Taf. 3, Prof. 6, das Wesentliche richtig dargestellt. Eine zweigeteilte Mulde steckt, in Übereinstimmung mit dem nordvergenten Bau gegen S hin geschlossen, steil im Wettersteindolomit. Die kalkreiche Ockerdolomitserie der tieferen Partnachsichten leiten den Muldeninhalt ein und umgrenzen ihn gegen außen. Sie war von W. SCHMIDT 1924, S. 333, noch als Karn aufgefaßt worden, der höhere Teil des Oberladins und der schmale Karnspan hingegen als Hauptdolomit. Karn steckt nur als steiler Span braun anwitternder Dolomite im Kern des nördlichen Muldentales.

Die Meinung, daß es sich bei diesen Falten im Maierkogel um die Fortsetzung der „Gruppe der Neukarschuppen“ handle (W. SCHMIDT 1924, S. 333) ist unberechtigt. Interne Verfaltungen verschiedenster Art und Intensität wurde ja aus der Pleislingdecke aus verschiedenen Positionen beschrieben (A. TOLLMANN ab 1956), sie hängen mit dem Zusammenstau der unterostalpinen Decken am Nordrand des Tauernfensters zusammen. Da aber keinerlei Verbindung der Falten im Draugsteinzug mit jenen im Neukarsystem bestehen, ist keine nähere Beziehung gegeben. Die Überlegungen über die Altersbeziehungen zwischen Neukarschuppen und Draugsteinmulde (W. SCHMIDT 1924, S. 333) sind auf dieser Basis also hinfällig.

Am flacheren SW-Gehänge des Maierkogels fallen die Partnachsichten mit dem Hang bereits wieder nach S, den Faltenbau mit Wettersteindolomit im sichtbaren Kernteil betonend. Kleine Teilmulden stellen sich ein, z. B. 300 m NNW ϕ 1976.

Während also einerseits steile, gegen S geschlossene Mulden aus Partnachsichten im Maierkogelzug von oben her einspießen, ist bei den bis-

herigen Kartierungen die eindrucksvolle starke Zerschlitung durch rückgefaltete, steil aus der Tiefe aufdringende Skythquarzit- und Muschelkalk-Antiklinalen noch unbekannt geblieben. Als genaues Gegenstück bzw. Fortsetzung der saigeren Aufpressung des Quarzit-Muschelkalksockels im Gersbachgraben östlich des Kleinarltales (W. DEMMER 1962) dringen im NE-Sockel des Maierkogelmassivs flammenartig diese tieftriadischen Glieder empor. Vom Quarzit-Wandabfall am Tappenkarseeriegel-Nordfuß wird ein Quarzitkeil 300 m NW ϕ 1381 gegen S aufgepreßt, ein zweiter reicht von dieser Masse bis zum Nordrand der Maierkogel-Ostwände (Taf. 2, Fig. 3), ein dritter Fortsatz NW davon bringt schieferreiche Anis-Basisschichten in Aniskalke und diese als weite, sich flach legende Rückfalte 450 m lang an der Basis der Maierkogel-Ostwand gegen S. Diese Rückfaltung, die an WSW orientierten Achsen geprägt ist, zeigt auch noch die damit verbundenen Quersfaltungen (N fallende und SSE fallende Achsen). Der lange, an der Basis des Maierkogels von N her zurückgepreßte Muschelkalkkeil drang diskordant durch den Wettersteindolomit und erreichte auf breiter Front den Inhalt der Mulde aus Partnachschichten, die durch diese Einspießung abgelenkt nun noch unter den Muschelkalk der gleichen Einheit zu liegen kommen! Die unmittelbare Unterlagerung des Muschelkalkes durch die eingerollten Partnachschichten sieht man in der Höhle am Fuß der Wände, ferner aber auch ist das eigenartige Auftreten der Partnachschichten ober der Wasserfallwandkante in 1600 m unter der Quarzit-Muschelkalkkrümmung nur so zu verstehen.

Eine zweite solche Aufpressung der Basis der Pleislingdecke entwickelt sich im Verlauf des Muschelkalkzuges, der in der Karrinne zwischen Scheibenkogel- und Maierkogel-NE-Kamm hinzieht. Im Karhintergrund hebt sich dieser tieftriadische Gesteinszug steil heraus, Skythquarzit und tiefanisische Basisschichten stoßen aus der Tiefe durch den Wettersteindolomit empor bis zu den auflagernden Partnachschichten und ziehen an der Nordseite des Scheibenkogels hoch in den Nordwänden gegen Westen, wo sie NW der Gipfelkote enden (Taf. 4, Fig. 2). Die Achsen im Muschelkalkmarmorzug der Karrinne sind horizontal W-E orientiert. Ungefähr W-E orientierte Achsen (080/10) treten auch auf der Höhe des Maierkogel-NE-Kammes im Partnachdolomit auf (Taf. 4, Fig. 3).

Der Scheibenkogel stellt die Westfortsetzung des Maierkogels dar. Zwischen den Wettersteindolomit-Antiklinalen steckt steil südfallend der Muldeninhalt aus Partnachdolomit. Das auffälligste ist die relativ flach nordvergent überschobene Deckscholle aus penninischen Kalkglimmerschiefern am Gipfel, die bereits W. SCHMIDT 1924, S. 332 (allerdings noch ohne nähere Einstufung), später CH. EXNER (1957, S. 61: Kalkglimmerschiefer) erwähnten. Hier ist die unterlagernde Schieferhülle in späterer

Phase noch über ihre Auflagerung weit emporgefaltet worden. Das erkennt man im Profil des Draugsteintörls auch schon im Serizitschieferanteil der Schieferhülle beiderseits des Sattels. Der im S noch nordfallende Schiefer dreht gegen N auf Südfallen um und hebt, an W-E-Achsen stark gefaltet, gegen N aus (Taf. 2, Fig. 4, und Karte). Die Kalkglimmerschiefer der Gipfelplatte überlagern diese penninische Serizitquarzitschiefer.

Während W. SCHMIDT 1924, S. 332, die scharfe Diskordanz der (penninischen) Gipfelplatte des Scheibenkogels über dem gefalteten Untergrund betonte, nahm CH. EXNER gegen diese Auffassung Stellung (1957, S. 61), auf Grund seiner Beobachtung einer konkordanten Unterlagerung der Kalkglimmerschiefer durch Diploporendolomit SE des Gipfels. Während zwar bei ausschließlicher Betrachtung dieses Grenzstückes gegen den Dolomit der Eindruck einer Konkordanz entsteht, ist doch bei ausgreifenderem Überblick die Auffassung von W. SCHMIDT zu bestätigen, daß die (penninische) Deckscholle diskordant auf dem Unterostalpin aufsitzt, was das schräge Abschneiden verschiedener unterostalpiner Schichtglieder an dieser Grenzfläche zeigt (vgl. Karte Taf. 1).

Die Kalkglimmerschiefer des Scheibenkogels schneiden gegen Westen an einer N-S ziehenden Bruchstörung ab, deren südliche Fortsetzung an der Ostseite des Wettersteindolomit-Schildes des Walchsteines verläuft. An dieser Störung ist der Walchstein aus der ursprünglichen Schieferbedeckung emporgehoben, wie man an den im Westen darüber normal aushebenden Schiefeln erkennt. Die S-N gerichtete Aufschiebung des Pennins über dem Unterostalpin beträgt hier vom Walchstein-Südrand bis über den Oberen Schwalbensattel 500 m. Der Nordrand dieser bis W vom Oberen Schwalbensattel reichenden Deckmasse ist erhalten und besteht aus Bänderschiefern, Phylliten und Serizitschiefern. Noch deutlicher als bei ihrem östlichen Pendant, der Scheibenkogel-Deckplatte, kommt hier die scharfe Diskordanz zum unterostalpinen Untergrund zum Ausdruck, da die verschiedenen steilstehenden triadischen Dolomitzüge praktisch im rechten Winkel gekappt werden (Taf. 4, Fig. 4). Die der Überschiebungsfäche parallele Zerschering ist im Grenzbereich stark ausgeprägt und schneidet schräg zur Materialdifferenz durch. Die Daten der Grenzfläche am Oberen Schwalbensattel lauten: Sedimentäre Schichtungsfläche 110/50, Scherflächen 260/50, Überschiebungsfäche 270/50, Faltenachsen 190/20. Die Scherflächen lassen sich mit großer Lagekonstanz bis weit ins Innere der Deckscholle feststellen.

Der Abschnitt W des Schwalbensattels

Die außerordentlich enge Verfallung von schwer gliederbaren Dolomiten und Schiefeln der Mittel- bis Obertrias macht die tektonische Auflösung

dieses Zuges schwierig. Folgende Grundzüge sind auf der Westseite des Schwalbenkares und den Draugsteinzug-Nordhängen abzulesen (Taf. 4, Fig. 4, 5). Als südlichste Antiklinale tritt Wettersteindolomit unmittelbar N unter dem Oberen Schwalbensattel auf, hier noch durch Diploporen sicher einstuftbar (Taf. 4, Fig. 7). Die von E herüberziehenden Partnachkalke und -Ockerdolomite fallen darunter ein, sind eingemuldet und streichen in diesem Abschnitt N-S. Die nächstnördlichere, zweite Mulde ist auf der Ostseite des Schwalbenbrettes noch mit ihrer Muldenkernumbiegung erschlossen (Fig. 4): Der Muldenschluß liegt 200 m NW des Oberen Schwalbensattels im kristallinen schwarzen, braungrau verwitternden Bänderdolomit, gegen außen von den unterkarnischen, schwarzen Tonschiefern in 15 m Mächtigkeit umgeben, die auch Sandsteinlagen enthalten. Antiklinal aufgepreßt ist wiederum N davon der helle Wettersteindolomit (?), der weit emporreicht. Als dritte Mulde erscheint der karnische Dolomit und Tonschieferzug, der am Nordhang bei 2150 m die NE-Kante überquert. Die mächtigen schwarzen Tonschiefer charakterisieren gemeinsam mit den höher oben auftretenden Dolomitbrekzien die karnische Serie. Die im N unterlagernden hellgrauen, gebänderten Dolomite sind nach ihrer Ausbildung in dem an der ganzen Draugstein-Nordseite durchverfolgbaren, mächtiger werdenden Band dem Oberladin zuzuordnen, also antiklinal vorgepreßt. Die weitere, auf Fig. 4 dargestellte Abfolge von geschichteten grauen, z. T. braun verwitternden Dolomiten und begleitenden Tonschiefern bis hinab zum Unteren Schwalbensattel sind nur mit Wahrscheinlichkeit im Karn einzureihen (4. Mulde).

Die Verhältnisse am Unteren Schwalbensattel liegen folgendermaßen: Die von hier gegen N ziehende Rinne folgt einem gleichsinnigen Bruch, an dem der Westflügel abgesunken ist. Im Ostteil liegt die normale Folge des tieferen Sockels einigermaßen ungestört, gegen W einfallend, übereinander: Wettersteindolomit unten, die dünn-schichtige, an ocker verwitternden Dolomiten reiche, hier mächtige Serie der tieferen Partnachschichten darüber und die dickgebankten, hellgrau verwitternden höheren Anteile der Partnachschichten zuoberst. W der Störung sind die nun wesentlich tiefer geschalteten Wettersteindolomite und Ockerdolomite der Partnachserie bereits im Schuttfuß verdeckt, nur der höherladinische dickbankige Partnachdolomit ist als Sockel der Felsrippe in ziemlicher Mächtigkeit erschlossen. Bei den darüberliegenden, äußerst intensiv an genau W-E orientierten Achsen verfalteten dünnbankigen Dolomiten und Kalken handelt es sich wohl wiederum um die tieferen Partnachschichten, die antiklinal nochmals hochkommen. Das zeigt die gelblich verwitternde Lage im Kern der Falte, die nordvergent geschlossen umbiegt. Die nun dar-

über folgenden Dolomitpartien bilden im braun angewitterten Dolomit und in den Tonschiefern die schon erwähnte 4. Mulde.

Die Fortsetzung der Zonen gegen W zeigen Taf. 4, Fig. 5, und die Karte. Die Durchverfolgung der Horizonte auf der Nordseite des Draugsteinzuges ist gut durchführbar, trotz einiger schräger interner Abscherungen im Karn der Draugstein-NE-Seite. Am Draugstein selbst ist nur die mächtige, tonschieferreiche Karnmulde zwischen dem Partnachdolomit des Sockels im Liegenden und dem wohl ebenfalls dem Oberladin angehörenden Dolomit im Hangenden vorhanden. Gegen S hin spitzen die charakteristischen karnischen Schichtglieder der Mulde — wie z. B. die Dolomitrekzien und Tonschiefer — aus, wie die Westaufschlüsse des Draugsteins zeigen. Die stratigraphische Stellung des Dolomites der Draugstein-Walchbrett-Gipfelpartie läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden: Gegen die naheliegende Einstufung als Hauptdolomit (W. SCHMIDT 1924, S. 334) spricht das für Hauptdolomit einigermaßen untypische Aussehen und die Position: Die Dolomitmasse gibt sich durch ihren Zusammenhang bis zum Schwalbenbrett-Ostabhang dort als mitteltriadische aufgepreßte Dolomitmasse zu erkennen.

Die Erkenntnis von W. SCHMIDT 1924, S. 333, von einer großen, nach N überklappten Mulde, durch Zwischensattel geteilt, hat sich demnach grundsätzlich bestätigt, aber noch durch die Ausscheidung weiterer Verfaltungen verfeinern lassen. Seine naheliegende Meinung hingegen, daß die Internverfaltung mit Zwischensattel die unmittelbare Fortsetzung von jener des Maierkogels darstelle, ist nicht mehr gültig, da das gesamte Wettersteindolomit-Partnachschichten-Paket des Maierkogel-Scheibenkogel-Zuges, dessen Verfaltung gegen Westen abnimmt, beim Unteren Schwalbensattel nur in die tiefsten Sockelteile des Schwalbenbrett-NE-Kammes zieht und die Falten darüber neu einsetzt. Grundsätzlich also handelt es sich im gesamten Raum bis hinüber zum Neukar-Faltensystem nicht um durchlaufende Teilfalten, sondern lösen immer wieder neue, gegen Westen zu in jeweils höheren Partien der Pleislingdecke ansetzende Teilfalten die östlichen Faltenzüge ab.

Durch Unteren und Oberen Schwalbensattel ziehen N-S gerichtete Störungen. Beim Unteren Sattel bei \diamond 2028 ist der westliche Flügel, wie erwähnt, an einer Störung abgesenkt. Beim Oberen Schwalbensattel hingegen ist der Westflügel mit dem Unterostalpin im Sattel und dem Walchstein S davon gegenüber den östlich davon zum Scheibenkogel hinaufziehenden Penningliedern herausgehoben.

b) Der Mauereck-Zederberg-Bergstock

Durch den vom Nebeleck gegen SE ziehenden, 300 m breiten Schieferhüllstreifen wird diese Gruppe in zwei Stöcke geteilt, die Mauereck-Dürnkarmasse im NE und die Zederberg-Gamsköpfl-Platte im SW. Der penninische „Aufbruch“ dazwischen war von W. SCHMIDT 1924, S. 329, als Quarzphyllit des Rauhwaackebandes gedeutet worden, bei der Aufnahme durch CH. EXNER (Karte 1956) ein Teil davon als Schieferhülle kartiert worden.

Die Ennskraxenschuppe zeigt in den NE-Abfällen des Mauereckgebirges eine aufrechte unterostalpine Serie, die mit Lantschfeldquarzit und unteranisischer Rauhwaacke einsetzt. Ebenso wie diese Triasbasis wurde nun auch die unterlagernde Schieferhülle, die vom Norden bis in den Raum der Schwabalm heranreicht, erfaßt — Schichtglieder, die auch auf den neuesten Detailaufnahmen noch nicht zur Darstellung gelangt waren. Im einzelnen folgen hier über dem penninischen Serizitquarzitschiefer überschoben mächtiger Lantschfeldquarzite (s. Karte), unterstanisische Rauhwaacke, Anisdolomit, Wettersteinkalk und Partnachdolomit, zuoberst schließlich karnische Tonschiefer und Sandsteine, die durch ihr der Hangneigung der Dürnkaralm entsprechendes Einfallen gegen S streckenweise flächenmäßig auftreten. Die Auffassung von einer flach eingeklemmten Mulde von Hauptdolomit in ladinischem Dolomit, die W. SCHMIDT 1924, S. 329, und Taf. 3, Prof. 6, entwickelte, trifft demnach nicht zu.

Die Auflagerung der der Hofalmschuppe angehörenden Anisschichtglieder ist auf weiten Strecken über dem Oberladin bzw. Karn der Ennskraxenschuppe erschlossen. Die Teilabschnitte dieser Schuppe, also etwa die Muschelkalkmarmorplatte 400 m N der Dürnkaralmhütte, der Anismarmorzug N ϕ 1852 usw. sind auf Taf. 3 ersichtlich. Nur in der Querstörungszone W des Mauereckgipfels ϕ 2112 treten Einpressungen des Kalkmarmors in den Dolomituntergrund auf, so daß lokal diese Marmore abtauchen. Daß die Rauhwaackenvorkommen und daran gebundene Anisgesteine eine eigene, nächsthöhere Schuppe darstellen, zeigt am besten ihre in den Ostabfällen des Dürnkarplateaus erschlossene Überlagerung. Im Almgebiet ist gelegentlich die zerrissene Hofalmschuppe in ihrem Liegenden ausgequetscht.

Penninische Einschaltungen treten nicht nur im breiten, erwähnten Streifen SE des Nebelecks auf, sondern auch im Liegenden der Hofalmschuppe, z. B. NE der Scholle 2175 und W vom Mauereckgebirgskamm, ebenso auch im Liegenden der Rauhwaackenschuppe (Dürnkaralm-Ost-abfälle).

Das Streichen der Faltenachsen ist in allen Einheiten generell WNW-ESE orientiert und besonders im Aniskalk der Hofalmschuppe, in den unterlagernden Kalkglimmerschiefern NW des Mauerecks und in der pennini-

schen Schieferunterlage gut erfaßbar. Die kausal damit verbundenen Querfaltenachsen) sind in stark zurücktretendem Maß ebenfalls nachweisbar.

Der so weit gegen NE abwärts reichende Rücken N des Mauereckgebirges wird vorwiegend aus Anisdolomitschollen gebildet. Diese Massen zwischen ϕ 1852 und 1526 verdanken ihre heutige Position einer bedeutenden Hangabsetzung, wobei Teile des Sockels der Ennskraxenschuppe über den Penninschiefern abwärtsglitten. SW ϕ 1852 sind die mehrfachen Hangabsetzungen erschlossen, weiter abwärts reiht sich eine wilde Großschollenlandschaft an.

Die Gamsköpfl-Zederbergplatte umfaßt die gleichen tektonischen Einheiten wie der Bergstock N davon: Anisdolomit der Ennskraxenschuppe zutiefst in den NW-Abfällen, darüber Kalkglimmerschiefer und Aniskalke und -dolomite der Hofalmschuppe, zu der die Zederbergplatte und das Gamsköpfl mit dem basalen Twenger Kristallin gehören. Der W-E streichende Zug aus mächtigen karnischen Tonschiefern mit auflagernden bzw. damit verschuppten Rauhwacken (hier zumindest teilweise oberladinische Rauhwacke) auf der Zederbergalm und beim Zederberggatter ist nach seinem Gegenstück auf der Dürnkaralm und der Lagerung der Schiefer NE des Gamsköpfls wohl ebenso wie jener zu deuten: Die Tonschiefer und die darin W des Zederbergsattels auftretenden Anisschollen sind am besten zur Ennskraxenschuppe zu stellen, die Rauhwacken ein Bestandteil des Rauhwackenbandes. Das steile Abtauchen des Gamsköpfls gegen S unter die karnischen Mergel ist am ehesten als jüngere Aufpressung letzterer zu beurteilen.

c) Die Schneibensteingruppe und die Schollen der Filzmoosalm

Noch wesentlich weiter als in der Mauereckgruppe ging die Zerreißung des Unterostalpins im Raum der Filzmoosalm und am westlichsten Ende der Radstädter Tauern. Gegenüber der Darstellung bei CH. EXNER 1956 (vgl. Taf. 3 dieser Arbeit), bei der hier noch eine fast einheitliche Triasdolomitmasse gezeichnet wird, ist allein die Schneibensteingruppe in neun Schollen verschiedener Dimensionen zerrissen, die gleichsam in der Schieferhüllgrundmasse schwimmen. Die ungefähr W-E verlaufenden Hauptzonen dieser Schieferhülldurchspießungen waren bereits durch M. STARK 1939 (vgl. Taf. 3 dieser Arbeit) erkannt worden. Auf eine Besprechung des Baues sämtlicher Schollen sei verzichtet — die Karte zeigt ihre Zusammensetzung und Lagerung. Nur einige Wesenszüge seien hervorgehoben.

Der Kleine Schneibensteinzug ist stratigraphisch schwer gliederbar; die dargestellte Muldenform trägt den Gegebenheiten am

meisten Rechnung. Auf der SW-Seite wird die Schichtfolge mit lang hinreichenden Rauhacken und Aniskalken eingeleitet, so daß hier Sicherheit über die Serienabfolge herrscht. Über dem auflagernden Anisdolomit der Südwände folgt im Kammbereich heller, kleinbrüchiger Dolomit, nach der lithologischen Ausbildung Wettersteindolomit. Die Zuordnung des dunklen Kristalldolomites der NE-Abfälle zum Oberladin ist gut begründet. Da schließlich auf der Nordseite über der Schieferhülle abermals ein Dolomit vom Aussehen des Anisdolomites erscheint, ist ein Hinweis auf Muldenstruktur gegeben. Die von CH. EXNER 1957, S. 61, auf Grund von vermeintlichem N-S-Streichen der Dolomite des Kleinen Schneibenstein angenommene Querfaltung ist demnach nicht gegeben. Die auf der Nordseite des Bergzuges auftretenden, allein ins Auge springenden Flächen, die steil in Richtung 120° einfallen, sind durch enge Klüftung entstanden, entsprechen also nicht der Schichtung.

NE vom Kl. Schneibenstein steckt bei ϕ 1563 noch eine isolierte unterostalpine Scholle aus Skythquarzit, Aniskalk und Anisdolomit im Filzmoosbachtal. Isoliert deshalb, weil die im Tal anstehenden quarzitischen Gesteine nicht (unterostalpinen) Permoskyth sind, das bisher von hier über ein weites Areal über die Achterhütte bis zum Nebeleck verzeichnet worden war, sondern Schichtglieder der penninischen Schieferhülle, umfassend Serizitquarzite, graue, grüne, helle und dunkle Phyllite, Bänderschiefer mit Karbonatsandlagen und Karbonatlagen, Serizitschiefer. Der dünnsschichtige Lantschfeldquarzit, der S der erwähnten Höhe 1563 am Filzmoosbach ansteht, unterscheidet sich deutlich davon.

Der Gr. Schneibenstein (Teufelswand) S der penninischen Schieferzone des Finstersattels ist nur morphologisch eine Einheit, tektonisch hingegen ein Schollenhaufwerk von Aniskalk- und -dolomitblöcken. Eine penninische Schieferzone streicht im Sattel S ϕ 2037 gegen E durch. SW unterhalb dieser Kuppe ist die Verfaltung an WNW—ESE orientierten Achsen in der penninischen Unterlage beträchtlich. Seit M. STARK (1939, S. 98) ist die Jurakalkeinfaltung im Gipfelgebiet des Gr. Schneibensteins bekannt. Es handelt sich dabei um von S eingeschuppte Schichtglieder der Schieferhülle, Bänderschiefer, Phyllite und Kalkmarmore, über denen im S nochmals eine durch Hangabsetzung zweigeteilte Aniskalk- und -dolomitscholle aufrucht. Die Deutung der Teufelswand durch M. STARK 1939, S. 98, als „Stirn mit nach S fallenden, dem Triasdolomit eingefalteten Jurakalken“ trifft demnach nicht zu, da in der geschuppten Schollenmasse keinerlei Nachweise einer Stirnstruktur zu führen sind. Ebenso hat sich die Auffassung von CH. EXNER 1957, S. 54, von einem nach S konvexen Faltscharnier in der Südflanke des Gr. Schneibensteins nicht bestätigt.

Über den Gr. Schneibenstein zieht knapp E des Gipfels eine N—S, genauer NNE—SSW orientierte Verwerfung durch. Die Verwerfung ist auf der Nordseite in einer starken, morphologisch wirksamen Zerrüttungszone weiterzuverfolgen, im S hängt die Zerreißung der tektonisch höheren Dolomitscholle des Südabfalles mit diesem Zerrüttungsstreif zusammen und ist gleich orientiert. Die starke Parallel-Zerscherung des Ostteiles des Gr. Schneibensteines ist diesem Störungssystem zugeordnet. Die enge Kluftschar im Dolomit fällt steil in Richtung 110, abschnittsweise einer Bankung ähneln. Das wahre, mittelsteil SW gerichtete Schichteinfallen aber (245/35) kann hier durch Materialunterschiede, durch Einschaltung dunkler Dolomitlagen in hellem Dolomit festgestellt werden. Die Fortsetzung dieses schichtartige Plattung hervorrufenden Kluftsystems im N wurde bereits vorher von der Nordseite des Kl. Schneibenstein besprochen.

Die Einstufung der Dolomitmassen der übrigen Schollen des Raumes E der Schneibensteingruppe zum Anis und nicht zum Ladin ergibt sich mehrfach aus der engen Verbindung der Schollen mit blaugrauen anisischen Kalken und anisischen Dolomitschlierenkalken und aus dem Aussehen des oft hellgelb und großstückig verwitternden Dolomites. Am Westrand des Harsteins (Heusteins) unterhalb der Sattelzone und N davon sind noch die wild verfalteten peninischen Schichtglieder (Kalkphyllite und Quarzitschiefer) mit W—E-Achsen (280/50) aufgeschlossen. Eine Zuordnung dieser isolierten Schollen zu bestimmten Schuppen muß auf Grund der geringen Schichtfolge und dem isolierten Auftreten unterbleiben. Es könnte wohl etwa beim Karn E des Harsteins aus Analogiegründen an einen Reste der Ennskraxenschuppe gedacht werden, aber solche Vermutungen sind nicht näher zu untermauern.

d) Die Wildkarschuppe

(Taf. 2, Fig. 1, 2 und Taf. 4, Fig. 10—11)

Auch im Wildkarsystem hat bereits W. SCHMIDT 1924, S. 332, die Grundzüge des Baues erkannt, nämlich die „Wildkarkogel-Überschiebung“, an der die Wildkarschuppe über die nördliche Unterlage auffuhr, die Schuppung in der Wildkarscharte, in der eine zweite, südlichere Aufpressung erfolgte und die wilde Verfaltung der im S anschließenden Berge. Die Dissertation von W. REHSNER 1950 bringt für diesen Abschnitt nichts Neues. Seine Karte stellt hier nur eine Vergrößerung der Aufnahme von W. SCHMIDT dar, inklusive aller Fehlangaben. CH. EXNERS Karte reicht vom W her bis zum Rauchek und zum Weißgrubenkopf, ohne daß aber hierbei eine Gliederung der Radstädter Anteile erfolgt wäre. Im Detail hingegen wurde in neuerer Zeit der Nordteil der Wildkarschuppe durch W. DEM-

MER (1962) aufgenommen bis zu einer NW—SE über Unteres Wildkar und Seeschartl ziehenden Linie.

Die Verhältnisse an der Überschiebungsfläche der Wildkarschuppe SE oberem Eisbrunnen wurden schon besprochen. Die erste neu untersuchte Höhe im Norden, der Wildkarkopf (= Wildkopf, ϕ 2380) besteht aus zwei tektonischen Stockwerken. Im Unterbau reicht die Schichtfolge über diploporenführenden Wettersteindolomit zum Partnachdolomit (Taf. 2, Fig. 1). Ich rechne die über dem für die tieferen Partnachschieben charakteristischen Ockerdolomit folgenden mächtigen Dolomite der Westwand noch hierzu. Da darüber kein Karn oder Hauptdolomit auftritt, handelt es sich um das gleiche Schichtglied wie in der südlich folgenden Raucheckmulde, das auch dort große Mächtigkeit erlangt. Darüber folgt im Wildkarkopf eine horizontal liegende, weit nach N vorstoßende Antiklinale aus Anis samt Basisschichten und Wettersteindolomit, der in den Westwänden im Norden eine prächtige Teilstirn mit umgeschlagener, gebankter Dolomitserie an einer W-E-ziehenden Achse bildet. Die Anisbasisserie ist charakteristisch, der Wettersteindolomit des Oberbaues führt reichlich Diploporen, so daß an dem Vorhandensein dieses höheren Stockwerkes kein Zweifel bestehen kann, auch wenn es sich um eine nicht weiter verfolgbare Struktur handelt. Die aufrechte Serie des Gipfelmassivs reicht über Partnachdolomit und Karn bis zum Hauptdolomit. Sie ist im Süden, besonders aber im karnischen Anteil im Osten an W-E-Achsen äußerst stark verfault. Das durch Verfaltung bedingte „wilde Gekröse“ E unterm Gipfel hob bereits W. SCHMIDT 1924, S. 332, hervor. Von W gegen E hin ist die gesamte Masse des Wildkarkopfes an der Basis gegen die unterlagernden Quarzphyllite rigoros abgeschnitten. Der im Süden noch über den Hauptkamm hinüberreichende Unterbau verschwindet an der Ostseite, vom Oberbau sind am Unterrand zunächst noch Wettersteindolomitschollen erhalten, schließlich aber stößt stellenweise sogar Karn unmittelbar an die Quarzphyllitbasis.

Gegen Süden hin reiht sich nun die Gamskarantiklinale an, wie diese NW-SE streichende Aufwölbung, der morphologisch die Sattelzone mit der Depression bei ϕ 2223 im Hauptkamm entspricht, genannt sein soll. Unterostalpine Quarzphyllite und Twenger Kristallin bilden hier den Kern der Aufwölbung und reichen von E her bis über den Sattel. Über schmalem, auflagerndem Anisschiefer und -kalk zieht der Anisdolomit in der Achse des Gamskares abwärts, gelegentlich aus der Schuttverhüllung aufragend. Wettersteindolomit und Partnachschieben reihen sich, überlagernd, zu beiden Seiten an.

Von der Gamskarantiklinale gegen S hin beherrscht alle Elemente diese strenge NW-SE-Orientierung im Streichen. Antiklinalen wechseln mit

Mulden ab. Die Gamskarspitzmulde S der Gamskarantiklinale reicht wieder bis zu Partnachschieben mit Ockerdolomit und höherem hellem Dolomit. Im Sattel S davon (Rauecksattel) reiht sich die nächste, schmale, steil aufgepreßte Antiklinale an (Rauecksattelantiklinale), die gegen NNW in den NE-Sockel des Rauecks hinunterzieht. Der Aufbau dieser in sich mehrfach zerlappter Antiklinale ist am besten in den Abfällen E des Hauptkammes zu studieren (Taf. 4, Fig. 11). Die flammenartig auffingernden Anisbasisschichten im Kern sind von Anisdolomit, fossilführendem Trochitendolomit und diploporenführendem Wettersteindolomit umgeben. Die Anschnitte des Antiklinalenkerns NW des Hauptkammes sind unübersichtlich, da schleifende Schnitte entstehen. In den Rinnen SE des Raueckgipfels spießen Anisbasisschichten mehrfach saiger zwischen den zerrissenen Trochitendolomiten empor.

Das Raueck selber ist wiederum eine tief eingesenkte, mit ihrem jüngsten Schichtglied, den Partnachschieben, bis zum Tappenkarsee hinunterstreichende Mulde (Raueckmulde). Der Südschenkel dieser Mulde reicht über den Weißgrubenkopf-NW-Kamm ungestört über immer tiefere Schichtglieder bis zum Aniskalk, der dem Pennin Quarzit (?) am Bergfuß SW ϕ 2295 auflagert. Im Weißgrubenkopf selbst aber setzt der die Partnachschieben sonst unterlagernde Wettersteindolomit noch bis zum Gipfel über die am Osthang nun darunter durchlaufenden jüngeren Schichten fort. 330/50° steile Störungsflächen haben diese lokale Aufschuppung verursacht. In der Fortsetzung gegen SW grenzt die Partnachschiebenplatte diskordant an einer sich hier gegen W wendenden Störung an Trochiten- und Wettersteindolomit. Prächtig sind die Verhältnisse auf der Ostseite des Weißgrubenkopfes gegen die diskordant unterlagernde Schieferhülle erschlossen (Taf. 4, Fig. 11).

In Übereinstimmung mit dem NW streichenden Großfaltenwurf steht hier die Kleinfaltung, durch die der Muschelkalk der Basis an gleich gerichteten Achsen mehrfach verschieden hoch in den überlagernden Wettersteindolomit eingepreßt wurde.

W. SCHMIDT sah im Streichen der Züge des Weißgrubenkopfes bereits das Einsetzen der Draugsteinfalte (1924, S. 332). Dem ist aber nicht so, da die beiden Abschnitte in verschiedenen tektonischen Einheiten liegen. Aber der Faltenwurf kann wohl in beiden Fällen auf das schon bei der ersten Phase der Überschiebung hier am Südrand dieses unterostalpinen Teilkörpers besonders wirksame Nachdrängen des Pennins zurückgeführt werden, da die Achsenorientierung im Raum der Weißgrubenscharte und W davon im Pennin und den südlichsten Faltenwellen im Unterostalpin übereinstimmt. Ein nach S konvexes Faltenscharnier in der Südflanke des Weißgrubenkopfes, das CH. EXNER 1956, S. 54, annimmt, ist nicht

vorhanden. Die Abscherung der Basis der unterostalpinen Falten ist durch eine spätere Weiterbewegung über den Pennin erfolgt.

Die einzige Fortsetzung dieser höchsten tektonischen Schuppe im Westen jenseits des Tappenkarsees ist in den schmalen Triasspänen S der Tappenkarseealmhütte erhalten, die also nicht der Lantschfelddecke angehören, wie W. SCHMIDT (S.332) vermutete, sondern der Wildkarschuppe. Es ist beachtenswert, daß hier alle tieferen Radstädter Decken am Südrand unter der Wildkarschuppe fehlen, die ja unmittelbar dem Pennin auflagert.

Literatur

- Bistritschan, K.: Geol. Übersichtskarte des Bundeslandes Salzburg 1:200.000. Salzburger Heimatatlas, Salzburg 1952.
- Braunmüller, E.: Aufnahmsbericht über Blatt St. Johann i. Pg. (5050) Kristallin und Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1938, S. 58—57, Wien 1938.
- Führer für die Exkursion am Nordrand des Tauernfensters im äußeren Rauris- und Wolfsbachtal. — 4 S., Tf. 1—2, Tagg. Geol. B.-A., Wien 1961.
- Clar, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sitzber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I., 146, 249—316, Wien 1937.
- Del Negro, W.: Geologie von Salzburg, 348 S., Innsbruck (Wagner) 1950.
- Salzburg. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Salzburg, 56 S., 1 Taf., Wien 1960.
- Demmer, W.: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern (Kamm östlich des Kleinarntales). — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 196 S., Karte 1:10.000, 12 Taf., Wien 1962.
- Exner, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. 168 S., Tf. 1—8, Wien (Geol. B.-A.) 1957. — Geol. Karte hierzu 1:50.000, Wien 1956.
- Frech, F.: Geologie der Radstädter Tauern. — Geol. Pal. Abh. E. Koken, 9, N. F. 5, H. 1, 1—66, Jena 1901. Mit geol. Karte 1:75.000, Jena (Fischer) 1901.
- Kober, L.: Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 98, 201—242, Wien 1922. Mit tekton. Übersichtskarte und Tektonogramm.
- Die Radstädter Tauern, In: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl., 282 bis 288, Wien (Deuticke) 1955.
- Reihnsner, W.: Stratigraphie und Tektonik der westlichen Radstädter Tauern. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 158 S., Karte 1:25.000, Tafeln, Wien 1950.
- Schmidt, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 99, 309—339, Taf. 1—4 (Taf. 1 = Geol. Karte 1:75.000), Wien 1924.
- Stark, M.: Entwicklungsstadien bei krystallinischen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. II a, 148, 41—106, Taf. 1—3, Karte 1:79.000, Wien 1939.
- Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß-Arl- und Gasteiner Tal. — Sber. Ak. Wiss. Wien, Abt. I., math.-natw. Kl., 149, 13—50, Taf. 1—2, Wien 1940.
- Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie des Großarl- und Gasteinertales. — Ebenda, m.-n. Kl., Abt. I, 159, Wien 1950.
- Tollmann, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1956, 146—164, Taf. 1—2, Wien 1956.
- Geologie der Mosermanngruppe. — Jb. Geol. B.-A., 101, 79—115, Taf. 6—10, Karte 1:12.500, Wien 1958.
- Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1959, A 91—95, Wien 1959.
- Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1961, A 82—84, Wien 1961.

- Aufnahmsbericht 1961 über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1962, A 77—81, Wien 1962.
- Ostalpensynthese. — 256 S., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- Tr a u t h, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 1. Teil: 100, 101—212, 1926; 2. Teil: 101, 29—65, Wien 1928.
- U h l i g, V.: Zweiter Bericht über geologisch-tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 117, 1379 bis 1422, Wien 1908.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 3. Dezember 1962.

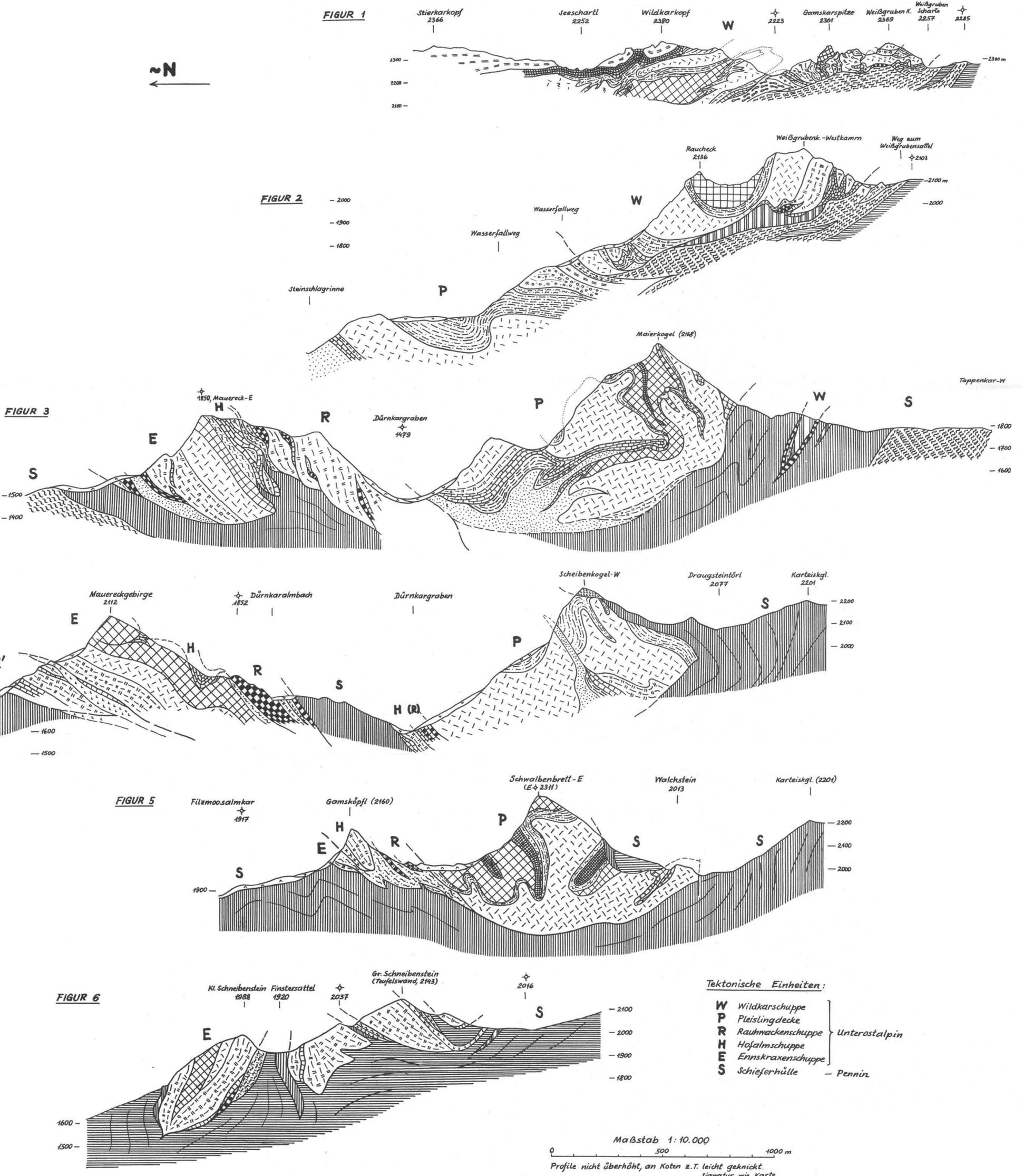


**GEOLOGISCHE KARTE DER TAPPENKAR-BERGE
(RADSTÄDTER TAUERN)**

A. Tollmann 1962

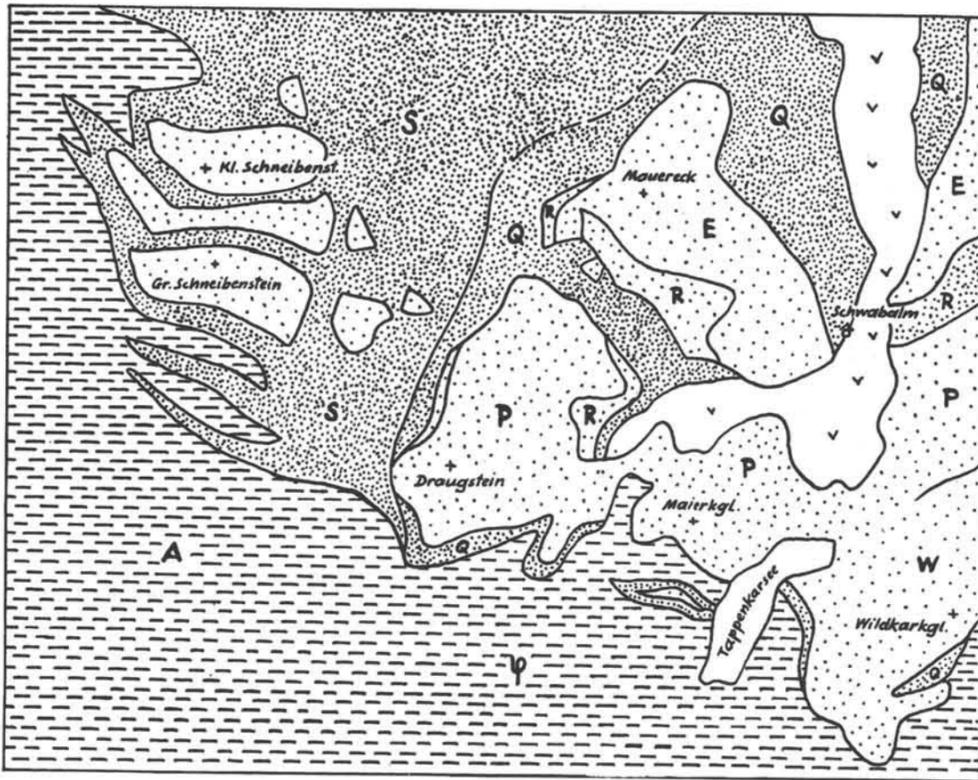
PROFILE DURCH DIE TAPPENKAR-BERGE (RADSTÄDTER TAUERN)

A. Tollmann 1962



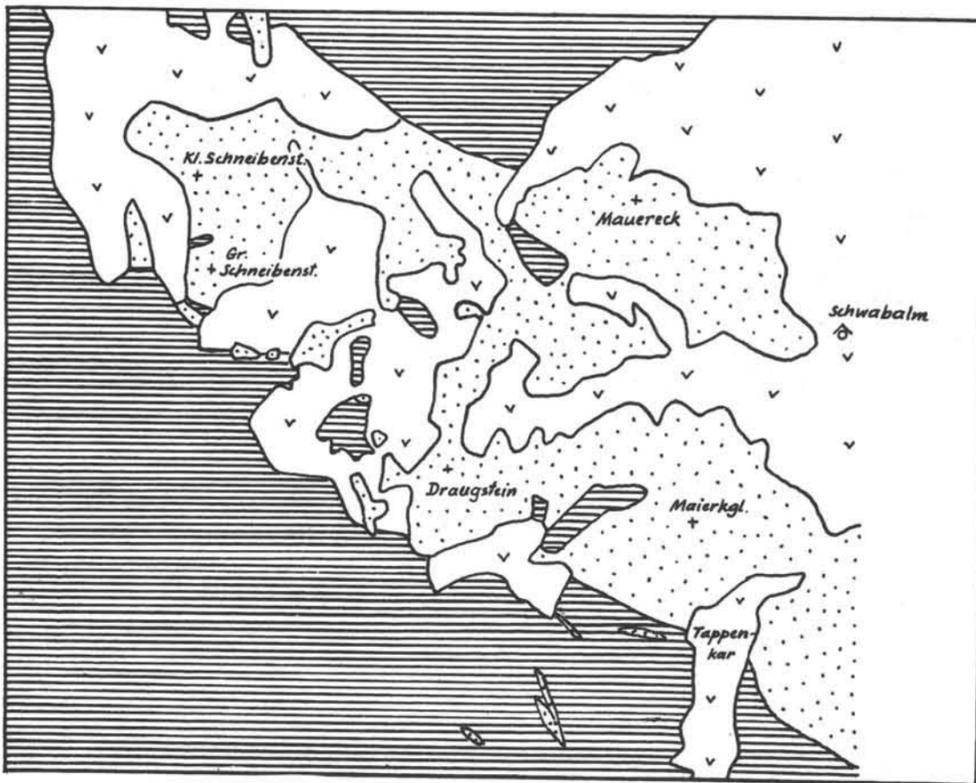
DIE AUFFASSUNGEN VOM TEKTONISCHEN BAU DER TAPPENKAR-BERGE

W. SCHMIDT 1924 (Ostteil) und M. STARK 1939 (Westteil)



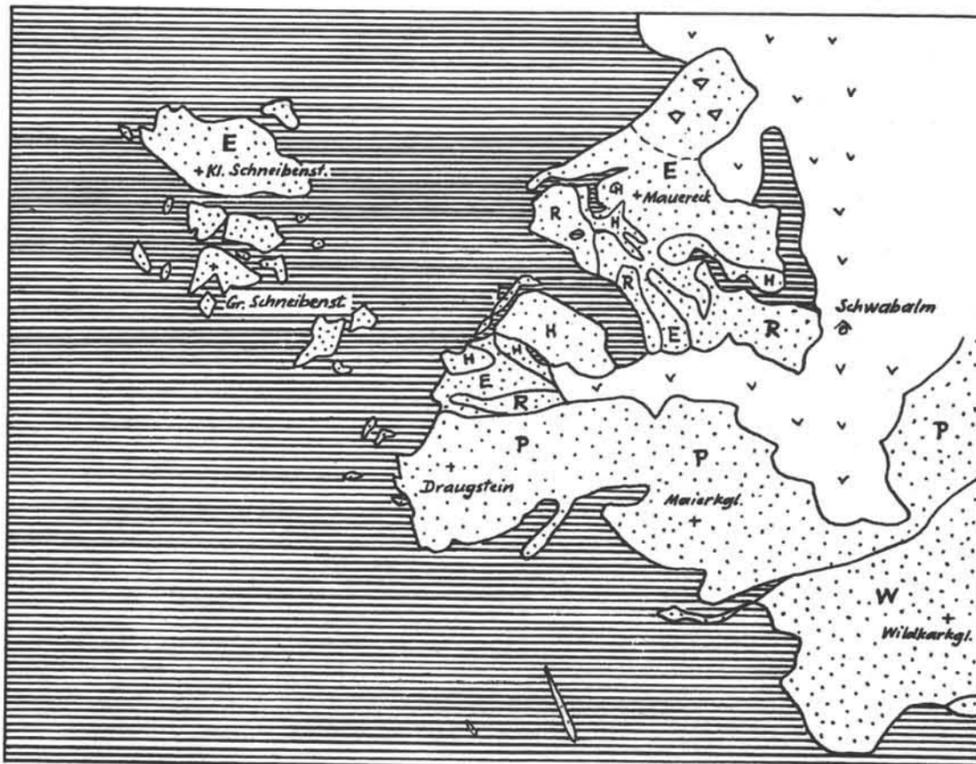
- Schuttverdeckung
- Unterostalpin:**
Mesozoikum i.a.
Wildkarschuppe
Pleislingdecke
Rauhwaackeband
Ennskraxenschuppe
- Radstädter Quarzphyllit-Quarzit
(unterostalp. Paläozoikum u. U. Trias
n. W. SCHMIDT) u. Kristallin
- Serizitschiefer im Bereich der Klamm-
Kalk-Radstädter Serie (M. STARK)
- Arler Kalkphyllite (M. STARK)
Schwarze Phyllite (Unterostalpine
Obere Radstädter Decke ? n. W. SCHMIDT)

Ch. EXNER 1956



- Schuttverhüllung
- Unterostalpin
- Pennin

A. TOLLMANN 1962



- Schuttverhüllung
- Unterostalpin
- Pennin
- Unterostalpine Schuppen:**
W Wildkarschuppe
P Pleislingdecke
R Rauhwaackenschuppe
H Hofalmschuppe
E Ennskraxenschuppe

ANSICHTSPROFILE AUS DEN TAPPENKAR-BERGEN (RADSTÄDTER TAUERN)

A. Tollmann 1962. Signatur wie Karte

Fig. 1: Maierkogel - Ostwand

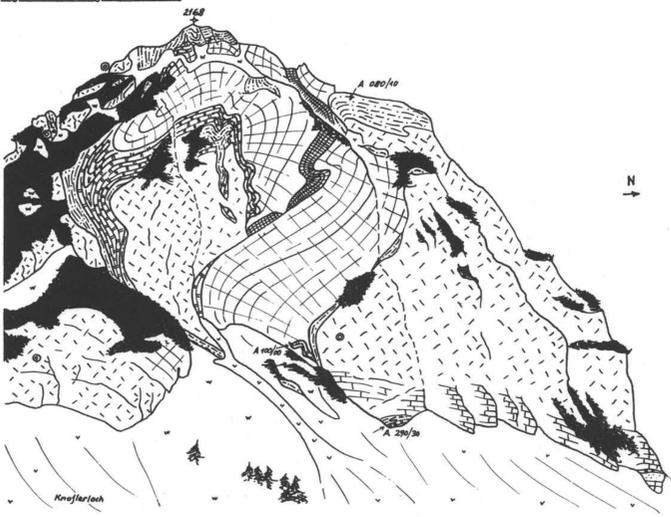


Fig. 2: Scheibkogel - NE-Kamm von E

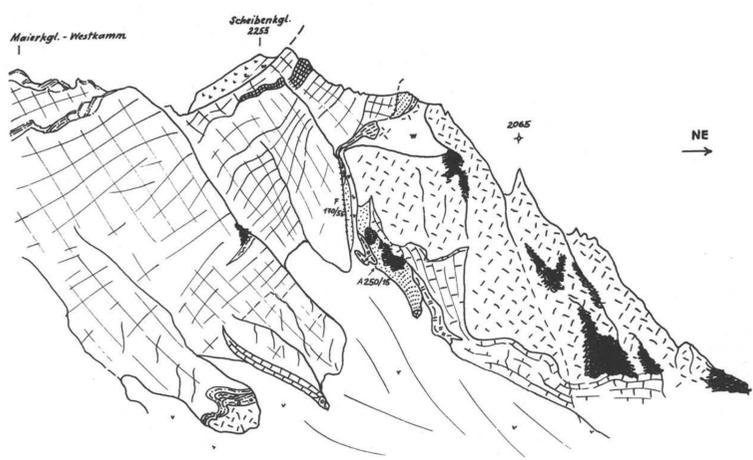


Fig. 3: Maierkogel - NE-Kamm von W

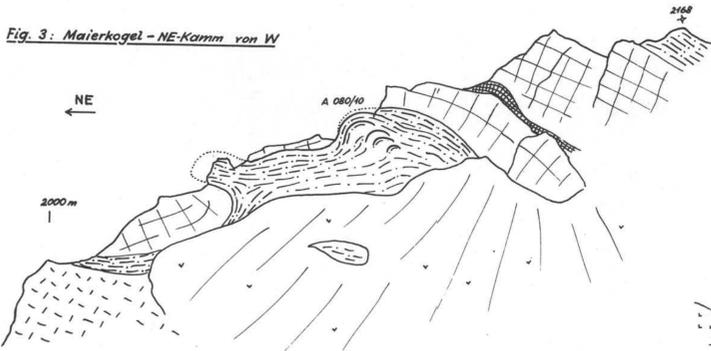


Fig. 4: Schwalbenbrett - Ostwände

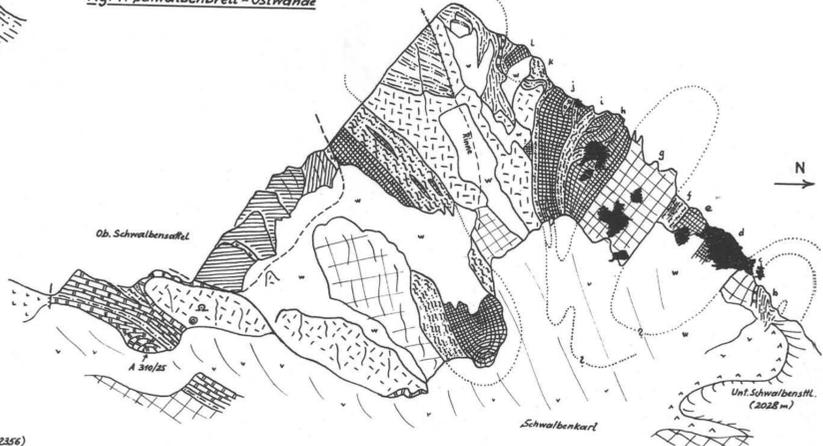


Fig. 5: Draugstein - Schwalbenbrett - Nordseite

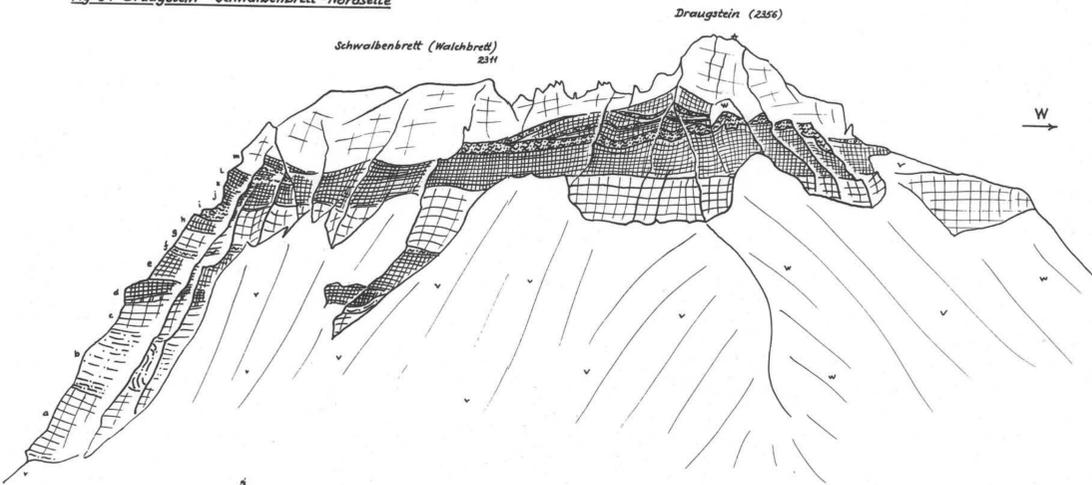


Fig. 6: Scheibkogel von SE

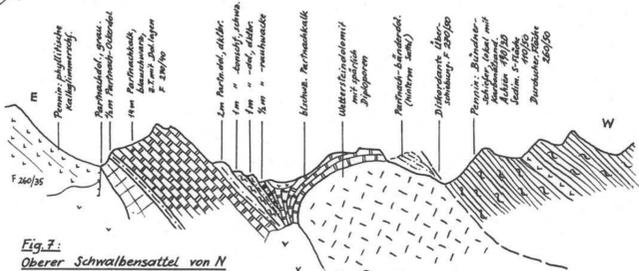
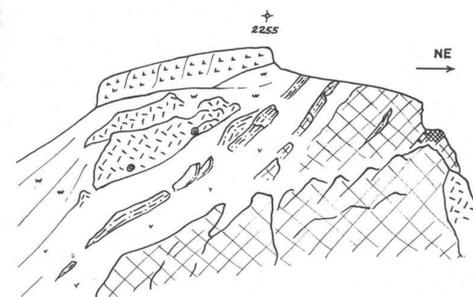


Fig. 8: Nebeleck - Gamsköpfl - Zug von NW

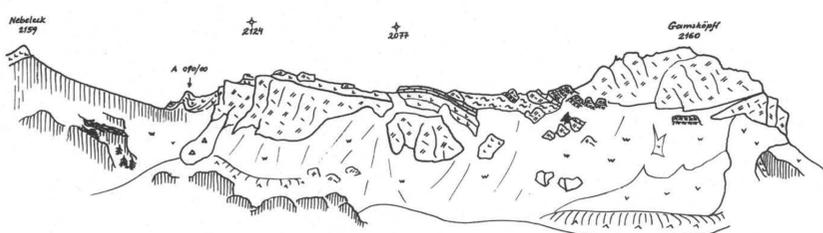


Fig. 9: Schneibensteingruppe von SE

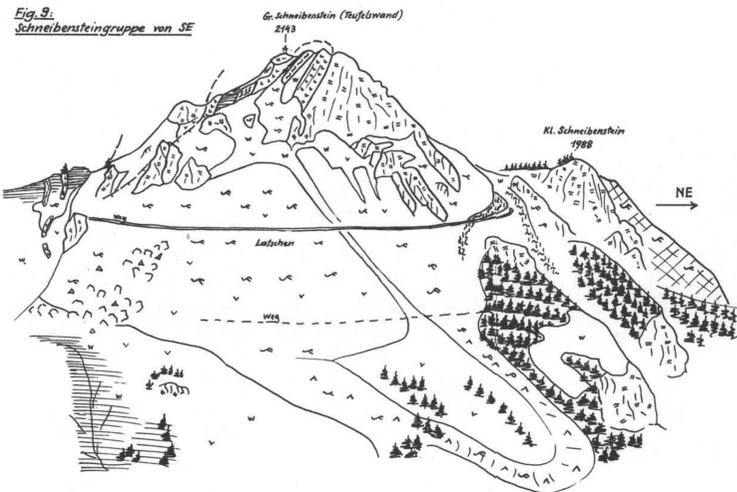


Fig. 10: Die Berggruppe E vom Tappenkarsee von W

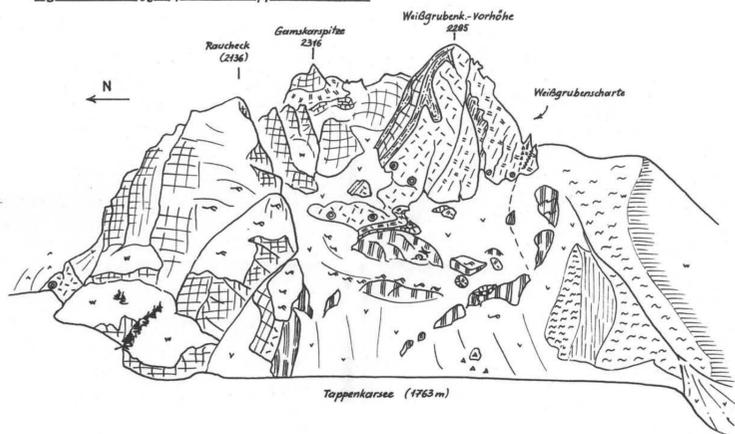


Fig. 11: Die Berggruppe E vom Tappenkarsee von E

