

VERGLEICHENDE UNTERSUCHUNGEN AN NACHTRIADISCHEN
BRECCIEN DES UNTEROSTALPINS IN DEN RADSTÄDTER
TAUERN UND TARNTALER BERGEN (SALZBURG-TIROL)

H.HÄUSLER, Wien

Sedimentologische Beobachtungen

a) Radstädter Tauern (Hochfeinddecke südlich Tweng)

Die beste stratigraphische Gliederung der unterostalpinen Serien findet sich bei A.TOLLMANN (1977: 107, Tab.3; 141, Tab.5; 144, Tab.6). Die Gliederung der Breccienserien über den fossilführenden Liaskalken beruht auf lithostratigraphischer Zuordnung.

Demnach umfaßt die untere, im Bereich des Fuchskares/Tweng gut aufgeschlossene Breccienserie, die Türkenkogelbreccie (zwischendurch auch als Türkenwandbreccie bezeichnet, A.TOLLMANN 1966: 52), Lias bis Dogger.

Im Hangenden des oberen Radiolarites folgen die als Schwarzeckbreccien (im engeren Sinne - da früher auch die tiefer-jurassischen Anteile darunter fielen) bezeichneten, Riesenschollen führenden Schichten. Auf Grund der vermutlich untermalmischen Position des Radiolarites kommt ihnen ein obermalmisches bis ?unterkretazisches Alter zu.

In einem tonreicheren Feinbreccienzyklus über den Liastonschiefern zeigt eine 70 cm lange Quarzitplatte durch Imbrikation eine Schüttung von Süden nach Norden an. Ebensolche Einregelungen sind in diesen Lias-Dogger Breccien westlich des Ht. Fuchssees wiederholt zu beobachten. In den zyklischen Breccienbänken der Scharte SW Kämpen zeigen jedoch mehrere, bis 1 m lange Quarzitplatten eine entgegengesetzte Imbrikation, während in anderen Wandaufschlüssen wiederum Imbrikationen mit rekonstruierbarem Süd-Nord-Transport domi-

nieren. Das Bindemittel dieser Breccien ist karbonatisch bzw. quarzitisch.

Erstmals konnten in der Türkenkogelbreccie nördlich des hinteren Fuchssees mikroklinführende Gneiskomponenten (H 209) aufgefunden werden.

Über die gute Bankung und häufig auch Gradierung der Türkenkogelbreccie wurde bereits berichtet (H.HÄUSLER 1980).

Ohne daß wegen der geringen Zahl an Imbrikationsbeobachtungen eine statistische Auswertung möglich ist, weisen bisher die Mehrzahl gut eingeregelter Quarzitschollen sowohl in der Türkenkogelbreccie als auch in der Schwarzeckbreccie auf eine Schüttung von Süden nach Norden.

Die Schwarzeckbreccie führt Groß- und Riesenschollen von Karbonat und Kristallin. In unmittelbarer Umgebung der Karbonat-Riesenschollen liegt oft eine reine Karbonatbreccie ohne erkennbares Bindemittel vor, die nur wenige grünliche Phyllitflatschen als Komponenten enthält. Im Hangenden ist das Verhältnis dann umgekehrt, sodaß nur mehr vereinzelte Karbonatkomponenten in einer grünlichen, phyllitischen Matrix schwimmen. Von dieser Matrix sind dann oft wieder echte Kristallinkomponenten schwer abtrennbar. Diese Matrix besteht zum Teil aus (? unterkretazisch) aufgearbeitetem Kristallin. Es sind somit epizonal metamorphe grünliche Phyllite das Bindemittel zwischen absteigend metamorphen, stark zerscherten und vergrüntem Kristallinkomponenten. Die Bearbeitung der Schliffserien soll auch hier eine genauere Auflösung bringen.

b) Tarntaler Berge (Hippolddecke, Reckner Decke;
Wattener Lizum)

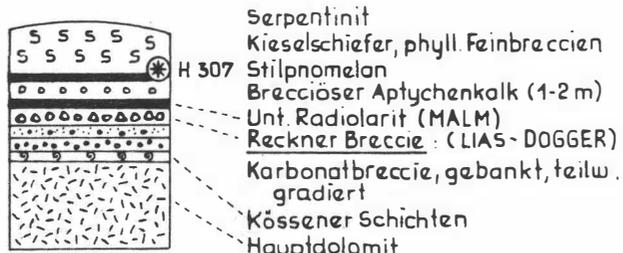
In der Folge sollen die Jurabreccien der Reckner Decke der Kürze halber als Reckner Breccie bezeichnet werden (Abb.1).

Die Reckner Breccie der Reckner Decke und die Tarntaler Breccie (im engeren Sinn) der Hippolddecke sind zeitlich gut vergleichbar (Lias-Dogger) aber von unterschiedlicher Zusammensetzung. Die Tarntaler Breccie führt Quarzitschollen (nach E. CLAR 1940: 74, bis 5 m Größe) und Arkoseserien. Eine Quarzitschollenbreccie fehlt der Recknerserie, Arkosen treten nur geringmächtig im Niveau der Kiesel-schiefer bzw. Radiolarite auf. Die Karbonatbreccien sind in beiden Fällen gleich ausgebildet (z.B. in der Reckner Breccie in der Sonntagsrinne westlich der Lizumer Hütte und in der Tarntaler Breccie auf dem Weg zum Torjoch). Im Gegensatz zur Reckner Breccie (und auch zur Türkenkogelbreccie) fehlen der jurassischen Tarntaler Breccie zyklische Abfolgen und Gradierung.

Erstmals wurden in den Radstädter Tauern Kristallinkomponenten in den tieferen Jurabreccien (unter dem Radiolaritniveau) festgestellt. Trotz der bekannten Schwierigkeiten einer lithostratigraphischen Zuordnung sei vergleichsweise auch auf Kristallinkomponenten in den tieferjurassischen südpenninischen Serien hingewiesen, wie sie in Fuscher Phylliten der Klammkalkzone als auch in der Richbergkogelserie der Gerloszone (Isskogelbachprofil, Dis-sertationsgebiet F. POPP) im Liegenden der Klammkalkzone bzw. deren Äquivalente auftreten.

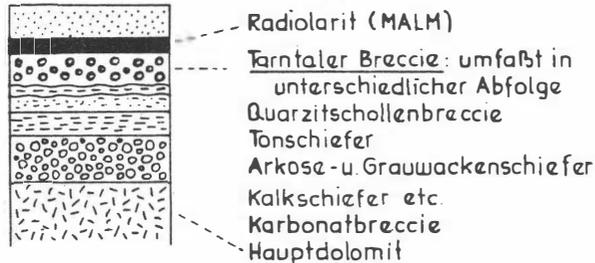
TARNTALER BERGE

RECKNER-DECKE (BEREICH LIZUMER RECKNER)



Serpentinit
Kieselschiefer, phyll. Feinbreccien
Stilpnomelan
Brecciöser Aptychenkalk (1-2 m)
Unt. Radiolarit (MALM)
Reckner Breccie: (LIAS-DOGGER)
Karbonatbreccie, gebankt, teilw. gradiert
Kössener Schichten
Hauptdolomit

HIPPOLD-DECKE (BEREICH TORJOCH)



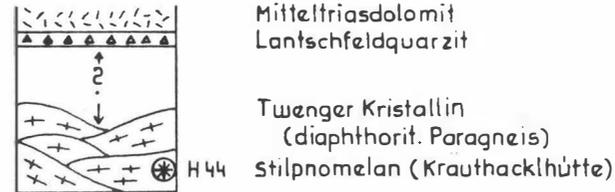
Radiolarit (MALM)
Tarntaler Breccie: umfaßt in unterschiedlicher Abfolge Quarzitschollenbreccie
Tonschiefer
Arkose- u. Grauwackenschiefer
Kalkschiefer etc.
Karbonatbreccie
Hauptdolomit

Abb. 1: Vergleich der untersuchten breccien = führenden mesozoischen Schichten im Unterostalpin östlich und westlich des Tauernfensters

(Tarntaler Berge zum gr. Teil nach M. ENZEN + BERG-PRAEHAUSER 1976, Profile schematisch, nicht maßstäblich)

RADSTÄDTER TAUERN

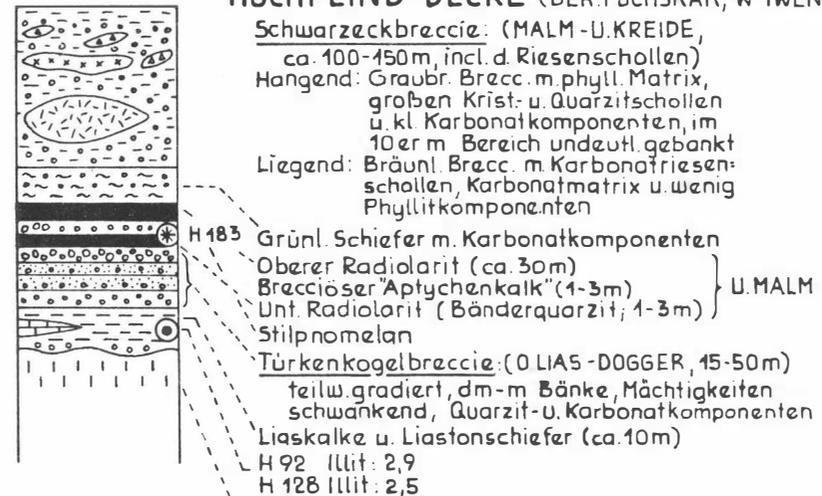
LANTSCHFELD-DECKE (BEREICH ROSSKOGEL, W TWENG)



Mitteltriasdolomit
Lantschfeldquarzit

Twenger Kristallin
(diaphthorit. Paragneis)
Stilpnomelan (Krauthacklhütte)

HOCHFELD-DECKE (BER. FUCHSKAR, W TWENG)



Schwarzeckbreccie: (MALM-U. KREIDE, ca. 100-150m, incl. d. Riesenschollen)
Hangend: Graubr. Brecc. m. phyll. Matrix, großen Krist.- u. Quarzitschollen u. kl. Karbonatkomponenten, im 10er m. Bereich undeutl. gebankt
Liegend: Bräunl. Brecc. m. Karbonatriesenschollen, Karbonatmatrix u. wenig Phyllitkomponenten

Grünl. Schiefer m. Karbonatkomponenten
Oberer Radiolarit (ca. 30m)
Brecciöser Aptychenkalk (1-3m)
Unt. Radiolarit (Bänderquarzit; 1-3m)
Stilpnomelan
Türkenkogelbreccie: (O LIAS-DOGGER, 15-50m) teilw. gradiert, dm-m Bänke, Mächtigkeiten schwankend, Quarzit- u. Karbonatkomponenten
Liaskalke u. Liastonschiefer (ca. 10m)
H 92 Illit: 2,9
H 128 Illit: 2,5

Diskordante Rhät/Liasgrenze mit endogenen Breccien
Oberrhätkalk, Kössener Schichten mit Lumachellen
Permoskyth-Triasserie über Twenger Kristallin

Die Dolomit-Olisthotherymata und Breccien der Nordrahmenzone in vermutlich unter-mittelkretazischen penninischen Serien sind hauptsächlich vom unterostalpinen Bereich nach Norden geschüttet worden (W.FRISCH 1981: 146). Diesem Niveau entspräche etwa auch die von H.PEER (1976: 112) erwähnte grobklastische grüne Serie der Gasteiner Höhe im Hangenden des Klammkalkes bzw. der Fuscher Phyllite.

c) Gedanken zur Brecciengnese

Im folgenden soll ein vorläufiges Arbeitsmodell der Breccienbildung mitgeteilt werden.

Die Türkenkogel-, Tarntaler- und Reckner Breccie können als Ablagerungen gravitativ bewegter submariner Schuttströme gedeutet werden, die episodisch an Abbrüchen (scarps) in tiefere Meeresbereiche gelangten. Diese Breccien können als scarp-Breccien bezeichnet werden, für die ein rasches Schuttfließen ohne weiten Transportweg charakteristisch ist (vgl. R.TRÜMPY 1975).

Es dürfte zudem während der einzelnen Lieferereignisse auch zu einer allgemeinen Absenkung des Meeresbodens gekommen sein, da liassische Belemniten- und Crinoidenmarmore eher in einem flacheren Meeresbereich als die malmischen Radiolarite und Radiolaritquarzite abgelagert worden sein dürften.

Der Sedimenttyp der Schwarzeckbreccie hat wegen der ursprünglich tonigen Matrix und des gehäuften Auftretens von Groß- und Riesenschollen (bis über Hausgröße) Olisthstromcharakter.

Die Arkosen der Tarntaler Breccie müssen von einem z.T. subaerischen Liefergebiet bezogen werden, das sich nördlich der Reckner Serie, möglicherweise

zwischen Reckner- und Tarntaler Einheit befand. Die Sandlieferung ist hauptsächlich in den nördlicher gelegenen Bereich erfolgt. Die Bankung und teilweise Gradierung der Reckner Breccie weist auf eine distalere Position hin, während der Tarntaler Breccie eine proximalere Position zum Liefergebiet zukäme. Während Arkosen in geringerem Umfang auch in der Reckner Einheit auftreten, ist das Verbreitungsgebiet der Quarzitschollen auf den nördlichen Bereich, die Tarntaler Serie, beschränkt. Die Gesamtmächtigkeit der Tarntaler Breccie dürfte jene der Reckner Breccie bei weitem übertreffen (Profile, M.ENZENBERG-PRAEHAUSER 1976). Das Auskeilen einzelner Breccienbänke der Reckner Breccie (= Breccie des inneren Lizumstales, Beobachtungen M.ENZENBERG 1967: 8, Abb.2) deutet auf eine Schüttung von einem nördlicher gelegenen Horst der Tarntaler Bruchstaffel hin.

Bei der Annahme einer generellen Breccienschüttung von Süden müßte, da die Hochfeinddecke selbst Hauptverbreitungsgebiet dieser Breccien ist, die Lieferung aus dem noch südlicher gelegenen Ablagerungsraum der Lantschfelddecke gekommen sein. Die Erosion wäre jedenfalls auf den Bereich nördlich der Pleislingdecke beschränkt gewesen, da deren Schichtfolge, die (heute) bis zum Radiolaritniveau des Malm reicht, im Jura sehr breccienarm ist.

Lag im Sinne von A.TOLLMANN (1977; Lungauer Schwelle) in den Radstädter Tauern ein großes Erosionsgebiet, von dem alle Jurabreccien stammen müßten, am Nordrand des Unterostalpins, so sollten im Jura der Malutz Schuppe proximalere Anteile der Breccienausbildung zu finden sein.

Da nach der Ausbildung eine große Ähnlichkeit mit scarp-Breccien besteht, könnten die Breccienbereiche der einzelnen Decken aber jeweils lokalen, an Brüchen abegangenen Schuttströmen entsprechen, wofür erste

sedimentologische Hinweise existieren.

Abschließend sei festgestellt: Mit dem Aufreißen des südpenninischen Ozeans ab dem Lias setzte ein Zerrungsvorgang ein, der in Plattformnähe zu randlichen Schollenverstellungen - vergleichbar etwa mit Grabenbruchstrukturen - führte. Die Ausbildung von Bruchstufen (Twenger Bruchstufe im Osten, Tarntaler Bruchstufe im Westen) hatte eine verstärkte Breccienbildung zur Folge.

Erst im Zuge der Subduktion des Südpennins kam es im Bereich des labilen unterostalpinen Kontinentalrandes zu einer Kompression, verbunden mit neuerlichen Schollenverstellungen, einer Sedimentumstellung und neuen Breccienbildungen. Während dieser Zeit dürfte auch die Anlage des internen unterostalpinen Deckenbaues erfolgt sein (Niveau der Schwarzeckbreccie).

Neue Stilpnomelanvorkommen im unterostalpinen Mesozoikum

a) Radstädter Tauern

Neben dem von H.HÄUSLER (1980) bereits erwähnten Stilpnomelanvorkommen in den absteigend metamorphen Paragneisen an der Basis der Lantschfelddecke im Bereich der Krauthacklhütte südlich des Roßkogels bei Tweng (H 44) ist über ein neues Vorkommen im Mesozoikum der darunterliegenden Hochfeinddecke zu berichten (Abb.1).

In den malmischen Radiolaritquarziten westlich des hinteren Fuchssees (= südlicher der drei größeren Seen) treten gut eingeregelt Stilpnomelane auf (H 183). Deren Vorkommen weist auf ein ehemals eisenreiches aber an Magnesium armes Ausgangssediment hin.

Ferner tritt Stilpnomelan in fein verfältelten, grünlichen ?Unterkreideschiefern im SW des Vd. Fuchssees auf. Dieses Vorkommen ist in der Position ähnlich dem weiter unten beschriebenen Auftreten von Stilpnomelan in den Tarntaler Bergen (H 307).

Es soll versucht werden, das Bildungsalter dieser postkristallin nicht mehr beanspruchten Stilpnomelane zu ermitteln.

Daneben sollen die in den unterlagernden Liastonschiefern auftretenden Hellglimmer datiert werden, um einen Vergleich mit den bisher noch wenig bekannten Stilpnomelan-Altern zu erhalten.

Trotz der viel jünger wirksamen Tauernmetamorphose könnte deren Bildung in der Endphase des unterostalpinen Deckenbaues vor sich gegangen sein, worauf auch die Neubildung im Überschiebungsbereich (Lantschfelddecke über Hochfeinddecke, H 44 s.o.) hinweisen dürfte.

b) Tarntaler Berge

Neben dem, von G.FISCHER & J.NOTHAFT (1954) beschriebenen, aber auf der Karte leider nicht lokalisierbaren Fundpunkt von Stilpnomelan in den jurassischen Kieseltonphylliten, die in Kontakt mit dem Reckner-Serpentin stehen, konnte, ebenfalls im oberen Jura der Reckner Decke, im Hangenden der Radiolarit-"Aptychenkalk"-Serie des Stafflsees westlich des Geier ein weiteres Vorkommen von Stilpnomelan (H 307) gefunden werden, dessen Datierung ebenfalls versucht werden soll (Abb.1).

Dadurch wäre auch indirekt die Garbenbildung der Na-Amphibole (Osannite) zeitlich faßbar, da nach den Schliffuntersuchungen von G.FISCHER & J.NOTHAFT (1954: 411 ff., Abb.7) die Bildungsphasen relativ zueinander folgendermaßen erfaßt worden sind:

- Phase 1: Bildung des Stilpnomelans 1 in s1 (der dem neuen Vorkommen westlich des Staffl-sees entspräche)
- Phase 2: Verbiegung des Stilpnomelans 1
- Phase 3: Blastese des Osannits auf s2 Flächen
- Phase 4: Tektonische Durchbewegung dieser gesproßten Osannite
- Phase 5: Postosannitische Generation von Stilpnomelan 2 in ac-Klüften der Na-Amphibolschiefer unter Verdrängung des Osannits von den Klüften aus.

Ferner kommt es durch Gleichgewichtsverschiebungen der eisenreichen Silikate zu Verdrängungen des Stilpnomelans durch posttektonisch neugebildeten Chlorit (Pennin) und wiederum am Außenrand des Mg-Chlorites zur Bildung von großen Porphyroblastengarben von Stilpnomelan ohne deutliche Beziehung zur tektonischen Prägung. Die Autoren betonen, daß die Kristallisation der Na-Amphibole erst nach dem Einsetzen, aber vor dem Abschluß alpiner Verformungen begann und noch über deren Abschluß hinausreicht.

Ein weiteres Vorkommen alpidisch gesproßter Stilpnomelane beschreibt F.KARL (1951: 232) in malmischen Karbonatquarziten des Pennins (Richbergkogelserie), worauf Ch.EXNER (1971: 223) hinweist.

c) Metamorphose

Das Auftreten von Stilpnomelan in Metasedimenten wird nach H.G.F.WINKLER (1979: 211) der "very-low-grade"-Metamorphose zugerechnet, wobei im Gegensatz zur früheren Auffassung Stilpnomelan nicht an hohe Drücke gebunden sein muß. In den malmischen Schiefern der Lackenspitze tritt nach E.CLAR (1940: 276, Fußnote) außerdem Biotit auf, dessen Bildung er allerdings auf die Tauernkristallisation zurückführt.

Nach der Illitkristallinität unter 3,0 (H.HÄUSLER 1981) liegen die mesozoischen Serien im Übergangsbereich zur "low-grade"-Metamorphose (H.G.F.WINKLER 1979: 73; epizonaler Bereich).

Trotz der tiefen tektonischen Position im Unterostalpin ist die Metamorphose des Jura der Hochfeinddecke geringer als im Permoskyth der hangenden Quarzphyllitdecke, die dort im Zuge der alpidischen Metamorphose 450°C bei 4 - 4,5 kb erreicht hat (G.VOLL zit. in A.TOLLMANN 1977: 106). Allerdings ist die altersmäßige Einstufung der Metamorphose in den mesozoischen Serien der Hochfeind- bzw. Reckner Decke noch offen.

An einer geochronologischen Erfassung einzelner Deformationsakte im Permoskyth der Radstädter Tauern arbeitet zur Zeit P.SLAPANSKY (1981).

Literatur:

- CLAR, E. 1937: Über Schichtfolge und Bau der nördlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet).- Sitzber.Akad.Wiss.Wien, math.-natw.Kl., Abt.I, 146, 149-316, 27 Abb.
- 1940: Von der Tarntaler Breccie (Lizum).- Sitzber.Akad.Wiss.Wien, math.-natw.Kl., Abt.I, 149, 71-84, 1 Taf.
- ENZENBERG, M. 1967: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol.- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 17, 5-50, 9 Abb., 3 Taf.
- ENZENBERG-PRAEHAUSER, M. 1976: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol).- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr., 23, 163-180, 2 Taf.
- EXNER, Ch. 1971: Stilpnomelan im Gneis der Radstädter Tauern.- Der Karinthin, 64, 219-224.
- FAUPL, P. 1978: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen.- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr.,

- 25, 81-110, 7 Abb.
- FISCHER, G. & NOTHAFT, J. 1954: Natronamphibol-
(Osannit)-Aegirinschiefer in den Tarntaler
Bergen.- TMPM, 4 (Festband B.Sander), 397-419,
14 Abb.
- FRISCH, W. 1981: Die Fortsetzung der "Nordrahmen-
zone" im Westteil des Tauernfensters.- Jber.1980,
Hochschulschwerpkt. S 15, 2, 139-148.
- HÄUSLER, H. 1980: Untersuchungen an Jura/Kreide-
Brekzien der Hochfeinddecke (Unterostalpin
der Radstädter Tauern in Salzburg).- Jber.
1979 Hochschulschwerpkt. S 15, 1, 128-132, 1 Abb.
- 1981: Kurzbericht über sedimentologische Unter-
suchungen an Jura/Kreidebrekzien im Unterost-
alpin der Radstädter Tauern.- Jber. 1980 Hoch-
schulschwerpkt. S 15, 2, 183-184.
- PEER, H. 1978: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen
Tauern zwischen Schuhflicker und Gasteiner Ache.-
Unveröff.Diss.Formal- u.Naturwiss.Fak.Univ.Wien,
146 S., 66 Abb., 2 Tab., 7 Taf., 1 Beil.
- SLAPANSKY, P. 1981: Mehrphasige Deformation und Meta-
morphose im Permoskyth der nördlichen Radstädter
Tauern (Preuneggatal).- Jber. 1980 Hochschul-
schwerpkt. S 15, 2, 20a-20d.
- TOLLMANN, A. 1977: Geologie von Österreich, Bd.1,
Die Zentralalpen.- XIV + 766 S., 200 Abb., 25 Tab.
- 1980: Geology and Tectonics of the Eastern Alps
(Middle Sector).- Abh.Geol.B.-A., 34, 197-255,
52 Abb.
- TRÜMPY, R. 1975: Age and location of mesozoic scarp
breccias in the Swiss Alps.- IXth Int.Congr.
Sedimentology, 313-318, 1 Abb.
- WALKER, R.G. 1981: Fazies Models.- Geoscience Canada,
Reprint Series 1, 211 S.
- WINKLER, H.G.F. 1979: Petrogenesis of metamorphic rocks.-
348 S.
- ZIMMER, W. 1978: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen
Tauern bei Großarl.- Unveröff.Diss.Formal- u.
Naturwiss.Fak.Univ.Wien, IV + 179 S., 69 Abb.,
14 Taf., 1 Kt.