

Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein, Teil 1 : Bezüge zur Stockwerktektonik = The pattern of diagenesis and metamorphism by vitrinite reflectance and illite-"crystallinit...

Autor(en): **Ferreiro Mählmann, Rafael**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **75 (1995)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-57145>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein Teil 1: Bezüge zur Stockwerktektonik

The pattern of diagenesis and metamorphism by vitrinite reflectance and illite-"crystallinity" in Mittelbünden and in the Oberhalbstein Part 1: The Relationship to stockwerk tectonics

von *Rafael Ferreira Mählmann*^{1,2}

Abstract

Using coal petrological and clay mineralogical methods, especially determination of vitrinite reflectance (VR) and illite-"crystallinity" (IC), it was possible to map a very complicated pattern of diagenesis and metamorphism in the Mittelbünden/Oberhalbstein area although facies indicating and facies critical minerals are very rare. Medium values of IC and VR are used to describe the boundaries between diagenesis, low anchizone, high anchizone, epizone, and greenschist facies respectively. Three tectonic stockwerks (1. Upper Austroalpine, 2. Lower Austroalpine/South Penninic, 3. Middle and North Penninic) indicating different paleogeothermal evolutions can be distinguished. The tectonic boundaries are marked by important metamorphic discontinuities. Within the stockwerks specific relationships between deformation and metamorphic overprint exist. The observed fold and nappe tectonic temperature evolution is inconsistent with a maximum Tertiary post kinematic metamorphism. The Turba-Mylonite zone can be prolonged from the Oberengadin to Tiefencastel. A progressive metamorphic discontinuity characterizes the Turba-Mylonite zone as an important normal fault.

Keywords: vitrinite reflectance, illite-"crystallinity", diagenesis, low grade metamorphism, stockwerk tectonics, Penninic, Austroalpine, Grison Alps, Switzerland.

Zusammenfassung

Mit kohlepetrologischen und tonmineralogischen Methoden, hauptsächlich der Bestimmung der Vitrinitreflexion (VR) und der Illit-"Kristallinität" (IK), gelang es, ein sehr komplexes Diagenese-Metamorphose-Muster Mittelbündens und des Oberhalbsteins auszukartieren. Während faziesweisende und fazieskritische Minerale aufgrund der ungeeigneten Lithofazies der untersuchten Sedimentgesteine selten bleiben, konnten dagegen mit Inkohlungsparametern und Illit-"Kristallinität"-Indizes Diagenese-Metamorphose-Zonen ermittelt werden. Vergleichende Untersuchungen liefern für die einzelnen Grenzen (Diagenese, schwache, starke Anchizone, Epizone und Grünschieferfazies) mittlere IK/VR-Wertepaare. Diese sind die Grundlage für die Darstellung der Verteilung von Diagenese und Metamorphose in einer Diagenese-Metamorphose-Karte. Aufgrund ihrer paläogeothermischen Geschichte lassen sich drei tektonische Stockwerke (1. Oberostalpin, 2. Unterostalpin und Südpenninikum, 3. Mittel- und Nordpenninikum) trennen, deren Grenzen durch bedeutende Metamorphosediskontinuitäten gekennzeichnet sind. Innerhalb der einzelnen Stockwerke sind spezifische Bezüge zwischen Deformationen und Tempera-

¹ Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde der Johann Wolfgang Goethe Universität, Senckenberganlage 28, D-60325 Frankfurt/Main, Deutschland.

² Neue Adresse: Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullistr. 30, CH-4056 Basel, Schweiz.

tureinflüssen festzustellen. Deutlich werden prä-, syn- und postorogene, faltentektonische und deckentektonische Temperaturüberprägungen, die gegen eine maximale tertiäre, postkinematische Metamorphose sprechen. Schliesslich kann aufgrund einer grossen progredienten Metamorphosediskontinuität die Turba-Mylonit-Zone vom Oberengadin bis nach Tiefencastel weiter verfolgt und als eine bedeutende Abschiebung erkannt werden.

1. Einleitung

1.1. TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Alle im Arbeitsgebiet an der West-/Ostalpengrenze aufgeschlossenen Decken (Abb. 1) wurden in die Untersuchungen einbezogen. Es sind dies, von der tektonisch höchsten zur tektonisch tiefsten Einheit, die oberostalpinen, die unterostalpinen sowie die süd-, mittel- und nordpenninischen Decken (Abb. 2).

Die oberostalpinen Decken (Silvretta-Decke, subsilvrettide Schuppen) sowie Ela-Decke und Teile der Albula-Zone bildeten im Jura nach der Öffnung der penninischen Tethys den proximalen Teil des südöstlich angrenzenden passiven Kontinentalrandes der Austroalpinen Platte i.S.v. CHANNELL et al. (1990) – (vgl. auch WEISSERT und BERNOULLI, 1985; DER COURT et al., 1986; SAVOSTIN et al., 1986; FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Der distale Bereich, das Unterostalpin (Tschirpen-Dorfberg-Decke, FERREIRO MÄHLMANN et al., 1993), ist heute innerhalb der Arosa-Zone (Südpenninikum) in Form von Deckenresten oder tektonischen Melangekomponenten erhalten. Ein E-W-Deckentransport in der Ober-Kreide (SCHMID und HAAS, 1989; FROITZHEIM, 1992) hat dazu geführt, dass das südliche Oberostalpin (Silvretta-Decke i.w.S.) weit nach W transportiert

wurde und heute auf Tschirpen-Dorfberg-Decke und Arosa-Zone auflagert.

Das Unterostalpin des Oberhalbsteins (Julier-, Err-, Carungas-Decke, Untere Albula-Zone) bildet einen gut erhaltenen Teil des distalen, ausgedünnten Kontinentalrandes der Austroalpin- und der Adria-Apulia-Platte (EBERLI, 1988; BERNOULLI et al., 1990). Im Vergleich zum Oberostalpin haben die unterostalpinen Einheiten einen wesentlich geringeren E-W-Transport in der Kreide mitgemacht.

Im Liegenden der austroalpinen Decken (Ober-, Unterostalpin) sind die südpenninischen Einheiten aufgeschlossen (Arosa-Zone und Platta-Decke, Abb. 2). Diese enthalten Ophiolithe, hemipelagische Sedimente und Flysche. Meist handelt es sich um tektonische Melangeeinheiten, Megaboudins und, im Fall der Platta-Decke, um grössere Schuppen (DIETRICH, 1969; LÜDIN, 1987), die ozeanische Krustenreste des Ligurisch-Piemontais-Ozeans enthalten.

Östlich von Lenzerheide sind im Liegenden des Südpenninikums die mittelpenninischen Decken (Falknis- und Sulzfluh-Decke) des Briançonnais-Mikrokontinents erhalten (TRÜMPY, 1980); dagegen bilden bei und im Süden von Tiefencastel nordpenninische Flysche (Arblatsch-Flysch, Lenzerheide-Flysch) das unmittelbar tiefere tektonische Stockwerk (Abb. 2). Die nordpennini-

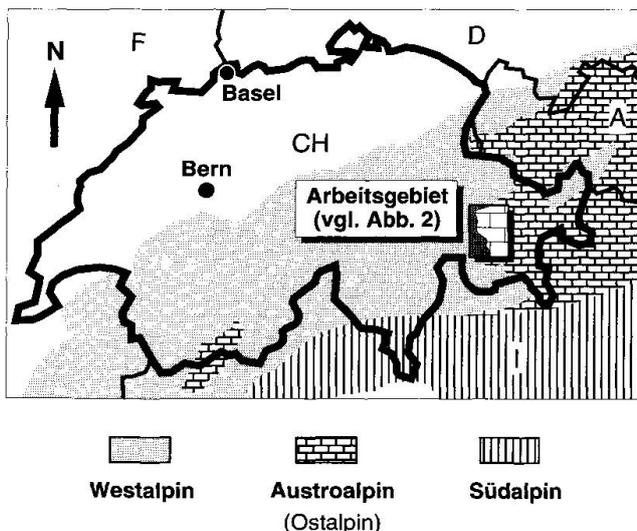


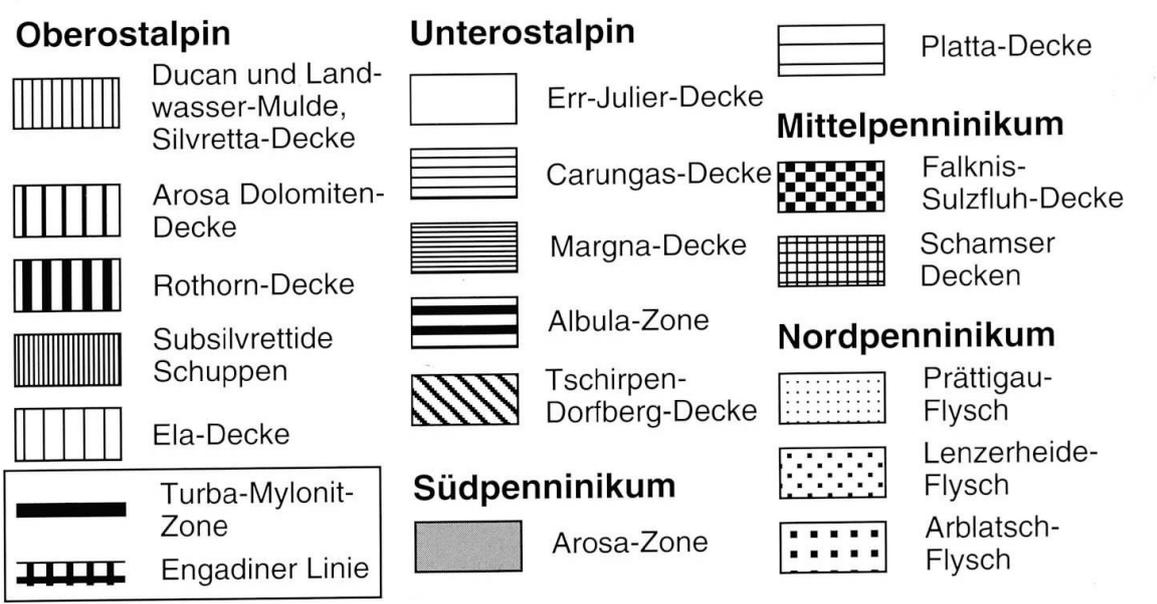
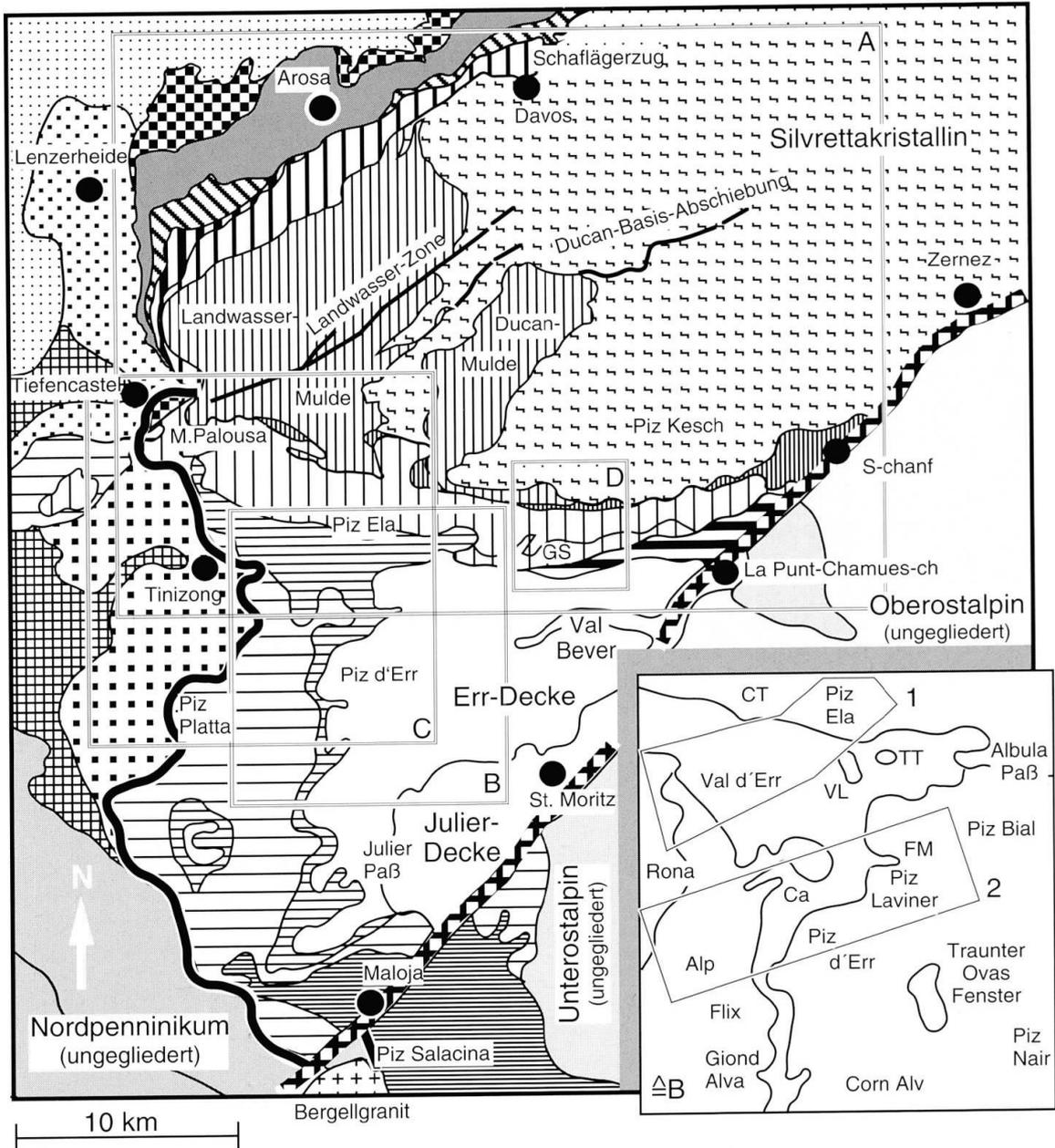
Abb. 1 Das Arbeitsgebiet an der Grenze Westalpin/Austroalpin.

Location map.

Abb. 2 Tektonische Übersichtskarte. Die Gebiete A, B, C und D sind in Abb. 6, 7 (Mittelbünden), Abb. 10 (Oberhalbstein), Abb. 13 (Profil Oberhalbstein) und Abb. 14d (Profil Albulapass) dargestellt. Im vergrösserten Gebiet B sind die Datenbereiche 1 (Profil Corn da Tinizong – Piz Ela, Abb. 14b) und 2 (Profil Piz d' Err – Piz Bial, Abb. 14c) eingerahmt.

Tectonic scetch map. Areas A, B, C and D are shown in fig. 6, 7 (Mittelbünden), fig. 10 (Oberhalbstein), fig. 13 (cross section Oberhalbstein) and fig. 14d (traverse Albulapass). In the enlargement of area B, the data locations 1 (traverse Corn da Tinizong – Piz Ela, fig. 14b) and 2 (traverse Piz d' Err – Piz Bial, fig. 14c) are framed.

Ca = Castalegns P. 3021 m, CT = Corn da Tinizong, FM = Furcla Mulix P. 2893 m, GS = Gualdauna-Schuppe (Ela-Decke), TT = Tschimas da Tschitta-Klippe (Err-Decke), VL = Piz Val Lunga; Val Lunga-Klippe (Err-Decke). Nach Kartenunterlagen von CORNELIUS (1932, 1935), TRÜMPY (1980), BEARTH et al. (1987) und NAEF (1987).



schen Flysche wurden im Bereich des Wallisischen Troges abgelagert. Dieser bildete im Mittel-Jura bis zum unteren Tertiär einen Seitenast des penninischen Tethys-Ozeans (TRÜMPY, 1975; DIETRICH, 1976; TOLLMANN, 1978).

1.2. UNTERSUCHUNGEN ZUR ALPINEN METAMORPHOSE

Aus dem variszisch metamorphen Grundgebirge der Ötztal-, Silvretta- und Err-Decke sind zahlreiche petrographische Daten (Mineralneubildungen, fazieskritische Minerale) zur alpinen Metamorphoseüberprägung vorhanden. Diese belegen eine stark zeolith- bis schwach grünschieferfazielle Metamorphose, wobei der Grad der Überprägung im Austroalpin von NW nach SE und im Penninikum von N nach S bis SW zunimmt (vgl. FRANK et al., 1978; FREY, 1986 cum biblio; GUNTLI und LINIGER, 1989). Das seltene Vorhandensein von fazieskritischen Mineralen lässt die Auskartierung von Isograden nicht zu. Spaltspuren- und isotopengeologische Untersuchungen untermauern den Trend (GRAUERT, 1969; THÖNI, 1981; PHILIPP, 1982; DEUTSCH, 1983; FLISCH, 1986; HURFORD et al., 1989). Die Gesteine der Silvretta-Decke haben im N und W Temperaturen von knapp 250 °C und im SE, an der Basis der Silvretta-Decke, bis über 400 °C erfahren (MAGGETTI et al., 1990). In der Err-Decke (Errgranit) gibt EGGENBERGER (1990) eine alpine Metamorphose um maximal 250 °C an. Hier erfolgte nur ein partielles Ausheilen der variszischen Spaltspuren, und in den Granitoiden konnte als metamorphes Indikatormineral einzig Prehnit beobachtet werden. Weiter im S, in der Margna-Decke, ist aber dann die Amphibolitfazies erreicht (GUNTLI und LINIGER, 1989). Abweichend vom Trend wird im Grundgebirge der unterostalpinen Dorfberg-Decke (i.S.v. STRECKEISEN et al., 1966) eine alpine Grünschieferfazies in Mittelbünden beschrieben (STRECKEISEN et al., 1966; GIGER, 1985).

Aus den Ophiolithen des Südpenninikums liegen umfangreiche Untersuchungen zum metamorphen Mineralbestand vor. Diese Mineralparagenesen weisen, abgesehen von den Anomalien in der Hornblende-Hornfels-Fazies, die dort auftreten, wo hydrothermale Aktivitäten während des Ozeanrifting einsetzten (FERREIRO MÄHLMANN, 1994), eine Zunahme der Metamorphose von der Prehnit-Pumpellyit-Fazies im N (Raum Davos-Arosa) bis zur Pumpellyit-Aktinolith-Fazies im S (Raum Marmorera-See) nach (PETERS, 1963; DIETRICH et al., 1974; DIETRICH, 1976; OTERDOOM, 1978; TROMMSDORFF und DIET-

TRICH, 1980; TROMMSDORFF, 1983; BURKHARD, 1987; RING et al., 1989). Diese Zunahme der Metamorphose spiegelt sich in der Isotopie stabiler Elemente wieder (GREEN 1982; WEISSERT und BERNOULLI, 1984; BURKHARD, 1987; FRÜH-GREEN et al., 1990).

Aus den Sedimentgesteinen sind bisher nur wenige Daten zur Diagenese- bzw. Metamorphosehöhe publiziert worden (DIETRICH, 1969; DUNOYER DE SEGONZAC und BERNOULLI, 1976; HENRICH, 1993; KÜRMAN, 1993). Einzelne lokale IK-Untersuchungen enthalten die unveröffentlichten Arbeiten von WEBER (1976); FRANK (1981), GRUNER (1981), EICHENBERGER (1981), GIGER (1985), SCHWEIZER-BRÜGGEMANN (1986), ALTENBOCKUM (1986), LÜDIN (1987) und HENRICH (1988). Auch die Zusammenstellung dieser Daten weist die bekannten SE- und S-SW gerichtete Paläotemperaturzunahme (Diagenese bis Epizone) auf (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: Abb. 4). Daher wurden bis heute die ostalpinen, süd- und nordpenninischen Deckeneinheiten, abgesehen von dem geäußerten Zweifel EGGENBERGERS (1990), südlich des Albula-Passes als alpin epizonal bis grünschieferfaziell überprägt angesehen (BEARTH, 1962; NIGGLI und ZWART, 1973; FREY et al., 1974; DUNOYER DE SEGONZAC und BERNOULLI, 1976; FRANK et al., 1978; FREY, 1986). Einige Autoren äussern die Annahme, dass eine alpin grünschieferfazielle Überprägung den Raum südlich Klosters-Arosa erfasst habe (RING et al., 1988, 1989).

Arbeiten zur Illit-"Kristallinität" (IK) der Decken südlich von Tiefencastel und des Albula-Passes schienen dies zu bestätigen (DIETRICH, 1969; DUNOYER DE SEGONZAC und BERNOULLI, 1976). An den von diesen Autoren bearbeiteten Lokalitäten sind auch in dieser Arbeit epizonale bis schwach grünschieferfazielle Bedingungen festgestellt worden. Der Nachweis, dass im südlichen Teil des Unterostalpins und Südpenninikums der Übergang von der schwachen zur starken Grünschieferfazies (bis Amphibolitfazies) vorhanden ist (DIETRICH, 1972; DEUTSCH, 1983; TROMMSDORFF, 1983; GUNTLI und LINIGER, 1989), führte zur Annahme einer generellen epizonalen bis grünschieferfaziellen Überprägung des gesamten Unterostalpins Graubündens. Es ist anzumerken, dass DIETRICH (1969) in den höchsten Schuppen der Plattadecke lediglich stark anchizonale Temperatureinflüsse festgestellt hat. Diese galten als die am schwächsten aufgeheizten Einheiten im Oberhalbstein.

Da die vorhandenen IK-Daten unterschiedlicher Untersuchungsmethoden kaum Differenzen aufzeigten, konnte eine postdeckentektonische Aufheizung aller Einheiten vermutet werden. Die Zunahme der Metamorphose von N (Arosa)

nach S bis zur Engadiner Linie wurde als Folge der "Leontinischen Metamorphose" i.S.v. BEARTH (1962), vgl. auch JÄGER (1973), einer jungalpidischen (FREY et al., 1974; OBERHÄNSLI, 1977; DEUTSCH, 1983), einphasigen Regionalmetamorphose (BURKHARD, 1987) bzw. postkinematischen, tertiären Aufheizung (TROMMSDORFF und DIETRICH, 1980; RING, 1989; HENRICH, 1993; KÜRSMANN, 1993) gedeutet. In unpublizierten Arbeiten (WEBER, 1976, EICHENBERGER, 1981; GIGER, 1985) sowie in der Arbeit von DUNOYER DE SEGONZAC und BERNOULLI (1976: 1289 und Abb. 5) finden sich aber einzelne IK-Untersuchungen, die dieses einfache Bild sehr stark in Frage stellen. In der Silvrettadecke sind z.B. Bedingungen der stärkeren Diagenese bis Anchizone evident.

Aus den tieferen tektonischen penninischen Einheiten (Nordpenninische Flysche) sind nur wenige IK-Werte publiziert, wobei von N nach S der Übergang von der Anchi- zur Epizone im Raum Lenzerheide-Tiefencastel erfolgen soll (THUM und NABHOLZ, 1972; DIETRICH et al., 1974).

2. Zielsetzung und methodischer Ansatz

In Tirol, Voralberg und Mittelbünden konnte in den Sedimentgesteinen der austroalpinen Decken eine polyphase Metamorphosegeschichte nachgewiesen werden, die eine sehr heterogene Verteilung von Diagenese und Metamorphose im Kartenbild zur Folge hat (PETSCHICK, 1989; FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Diese Untersuchungen haben für 70% der bearbeiteten Fläche eine nicht alpine, präorogene "diastathermale Aufheizung" i.S.v. ROBINSON (1987) belegen können. Nur im Unterostalpin und in Teilen der südpenninischen Melange der Arosa-Zone fanden sich Relikte einer kreidezeitlichen, alpin druckbetonten Metamorphose (FERREIRO MÄHLMANN et al., 1993). Diese Ergebnisse und die in der Literatur stark abweichenden Bestimmungen zur Metamorphoseintensität verlangten nach einer Neubearbeitung insbesondere der Decken im Liegenden des Oberostalpins. Für die einzelnen Decken wird deshalb eine flächendeckende Diagenese-Metamorphose-Kartierung vorgestellt, die eine präzisere Einstufung der thermischen Überprägung von Sedimentgesteinen ermöglicht.

Erstmals wird im Unterostalpin und Südpenninikum die *Vitrinitreflexion* (VR) zusammen mit weiteren kohlenpetrographischen Parametern angewendet (FERREIRO MÄHLMANN, 1991; FERREIRO MÄHLMANN et al., 1991). Über die Errechnung von *Isoapostilben* (Isolinien gleicher VR) wird die Verteilung des Inkohlungsgrades dargestellt. Die *Illit-"Kristallinität"* (IK) wird als eine weitere

Möglichkeit vorgestellt, flächendeckend mit Hilfe von *Isokristen* (Linien gleicher IK) diagenetische, anchi- und epimetamorphe Bereiche auszukartieren. Im Vergleich mit der IK, den Indexmineralen, den fazieskritischen Mineralparagenesen sowie den übrigen tonmineralogischen Diagenese-Metamorphose-Parametern erweist sich die VR als ein ebenbürtiger und meist feinfühligere Paläotemperaturanzeiger. Dabei stellt es sich heraus, dass bei gründlicher Analyse die VR mit Erfolg bis zur Grünschieferfazies (Abb. 17) angewendet werden kann und gut mit den übrigen Parametern korreliert.

3. Untersuchungsmethoden

3.1. GRUNDLAGEN ZUR VITRINITREFLEXION

In dieser Arbeit wird zur Bestimmung paläothermischer Ereignisse die Reflexionsmessung an Vitriniten (VR) in Anschliffen von Gesteinsstücken angewendet, die den Grad der thermischen Beeinflussung frei von retrograden Prozessen angibt (WOLF, 1975). Der chemische Inkohlungsgrad (Zunahme des Kohlenstoff-Gehaltes und Abnahme der aliphatischen Verbindungen u.a.) wird massgeblich durch die Parameter Zeit und Temperatur gesteuert (TEICHMÜLLER, 1987) und ist nach heutiger Auffassung ein gutes Paläogeothermometer. Zur Erfassung des Inkohlungsgrades wird die mittlere Vitrinitreflexion (MACKOWSKY, 1982) von 3 bis 71 Messpunkten pro Mittelwert verwendet (Abb. 3). Das Reflexionsvermögen und die optische Anisotropie des Vitrodetriniten nimmt mit ansteigender Inkohlung zu. Bei der VR-Messung wird die *maximale Reflexion* = R_{max} berücksichtigt. Um die Qualität der Untersuchungen zu prüfen, kann die *minimale Reflexion* und die *Bireflexion* (Grösse der Intensität des Pleochroismus) an Vitrodetriniten zugezogen werden. Komponenten mit $R_{max} \geq 10\%$ werden als *Graphite* festgelegt und sind aus apparativen Gründen nicht in die Mittelwertberechnung eingegangen. Die Inkohlungsuntersuchungen erfolgten an der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule in Aachen (Prof. M. WOLF).

3.2. GRUNDLAGEN ZUR ILLIT-"KRISTALLINITÄT"

Parallel zur VR werden Daten der Illitmineralogie (*Kübler-Index*: Illit-Halbhöhenbreite lufttrocken und glycoliert = $IK-HB_{ft}$, bzw. $IK-HB_{glyc}$) hinzugezogen. Diese Methode ist ein anerkanntes Werkzeug, um die Grenzen Diagenese/Anchizo-

ne/Epizone zu definieren. In der starken Anchi-zone und in der schwachen Epizone ist die IK oft sensitiver als die VR (TEICHMÜLLER et al., 1979; PETSCHICK, 1989). In der Anchi- und Epizone, die im Arbeitsgebiet überwiegend angetroffen wird, liefert der Kübler-Index bei statistischer Probenzahl die graduell zuverlässigsten Messparameter der IK (FERREIRO MÄHLMANN, 1993). Um die Vergleichbarkeit der Daten aus früheren Publikationen der Arbeitsgruppe KRUMM zu gewährleisten, wird das Frankfurter Aufbereitungsverfahren (FERREIRO MÄHLMANN und PETSCHICK, 1993) gegenüber einzelnen Empfehlungen des IGCP-Projektes 294 (KISCH, 1991) vorgezogen. Die Methode ist auf Abbildung 3 als Fließdiagramm zusammengefasst. Dabei besteht eine IK-Messung aus dem Mittelwert von meist drei Texturpräparaten.

Nach bisherigen Eichreihen zwischen den Laboratorien von KÜBLER (Neuchâtel), FREY (Bern, Basel) und KRUMM (Frankfurt) lassen sich die Messresultate zur IK-HB gut miteinander vergleichen (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: 47 ff.). Weitere Vergleiche werden zurzeit an der ETH-Zürich durchgeführt (Institut für Mineralogie und Petrographie). Ein Grossteil der Literaturdaten konnte so mit verwendet werden. Demnach entspricht in dieser Arbeit eine IK von $0.43 \Delta^2\Theta$ der Grenze Diagenese/Anchizone und eine IK von $0.24 \Delta^2\Theta$ der Grenze Anchi-/Epizone.

Die tonmineralogischen und petrographischen Arbeiten wurden am Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde in Frankfurt am Main (Prof. H. KRUMM) durchgeführt. Ausführlich beschrieben sind die Arbeitsmethoden bei KRUMM (1984), PETSCHICK (1989) und FERREIRO MÄHLMANN (1994: 43 f., 51 ff.).

3.3. DEFINITIONEN

Um Verwechslungen zu vermeiden, werden die "Deformationsphasen" *F1*, *F2*, *F3* und *F4* im Ostalpin und Südpenninikum nach GÜNTLI und LINIGER (1989), LINIGER (1992) und *D1*, *D2* und *D3* im Mittel- und Nordpenninikum nach SCHMID et al. (1990) bezeichnet. Dabei stimmt *D3* mit *F4* überein (NIEVERGELT et al., im Druck).

Im Sinne von CADISCH (1953: 240) werden die Begriffe mit der Endung *alpin* für tektonische Einheiten verwendet. Die Untergrenze zum Penninikum wird i.S.v. TRÜMPY (1975) mit dem Auftreten von Ophiolithen definiert. Als *Silvretta-Decke i.w.S.* wird die Silvretta-, Arosa-Dolomiten- und Rothorn-Decke verstanden. Diese Decken stellen Aufschiebungen mit relativ geringen Transportweiten (Digitationen und Divertikulationen) zueinander dar (EICHENBERGER, 1986).

Als *grisonid* wird die "typischerweise geringmächtige und wenig differenzierte Ausbildung der Trias-Sedimente" im Unterostalpin Graubündens i.S.v. NAEF (1987: 20) und TRÜMPY (1980) bezeichnet.

Der Begriff "*Anchizone*" wird hier i.S.v. KÜBLER (1967) und FREY (1986) modifiziert verwendet (begrenzt durch die Frankfurter IK-Werte von 0.43 und $0.24 \Delta^2\Theta$).

4. Auswahl der Proben

Im Arbeitsgebiet sind in der Schichtsäule in allen zeitlichen Abschnitten vom Perm bis ins Eozän (Abb. 4 und 5) genügend hoffige Horizonte vorhanden. In einzelnen Gebieten, insbesondere in der Arosa-Dolomiten-, Silvretta- und Ela-Decke, treten grössere Lücken im Probenraster auf. Meist handelt es sich um Bereiche, in denen Plattformkalke und -dolomite der Trias (Fuorn-, Landwasser-, Vallatscha-, Altein-, Arlbergdolomit und besonders der Hauptdolomit und Plattenkalk) weder genügend toniges Material noch Organoklasten führen. In der Err-Decke führt der Errgranit zu Probenlücken im Kartenbild. Stratigraphische idealisierte Profile mit der Eignung der einzelnen Lithologien für die Methoden zeigen Abb. 4 und 5. Ausführliche Beschreibungen sind bei FERREIRO MÄHLMANN (1994) nachzulesen. Im Oberostalpin (Arosa-Dolomiten-, Silvretta- und Ela-Decke) wurden folgende Schichten verwendet: Nach dem Formationsnamen folgt die Probenabkürzung, die auch in allen Abbildungen verwendet wird.

– *Verrucano*, *Ruina*- und *Chazforà-Formation* = *P* (Permian, Skythian). Der Pflanzendetritus ist meist oxidiert.

– *Fuorn-Formation*, *Punt la Drossa Schichten* = *Rh* (Skythian, Anisian?).

– *Alpiner Muschelkalk* = *MK* (Anisian).

– *Arlbergschichten* = *AS* (Ladinian). Die Formation ist bei S-chanf (Subsilvrettide Linse) als Wettersteindolomit ausgebildet.

– *Prosanto-Formation* = *PF* (Ladinian).

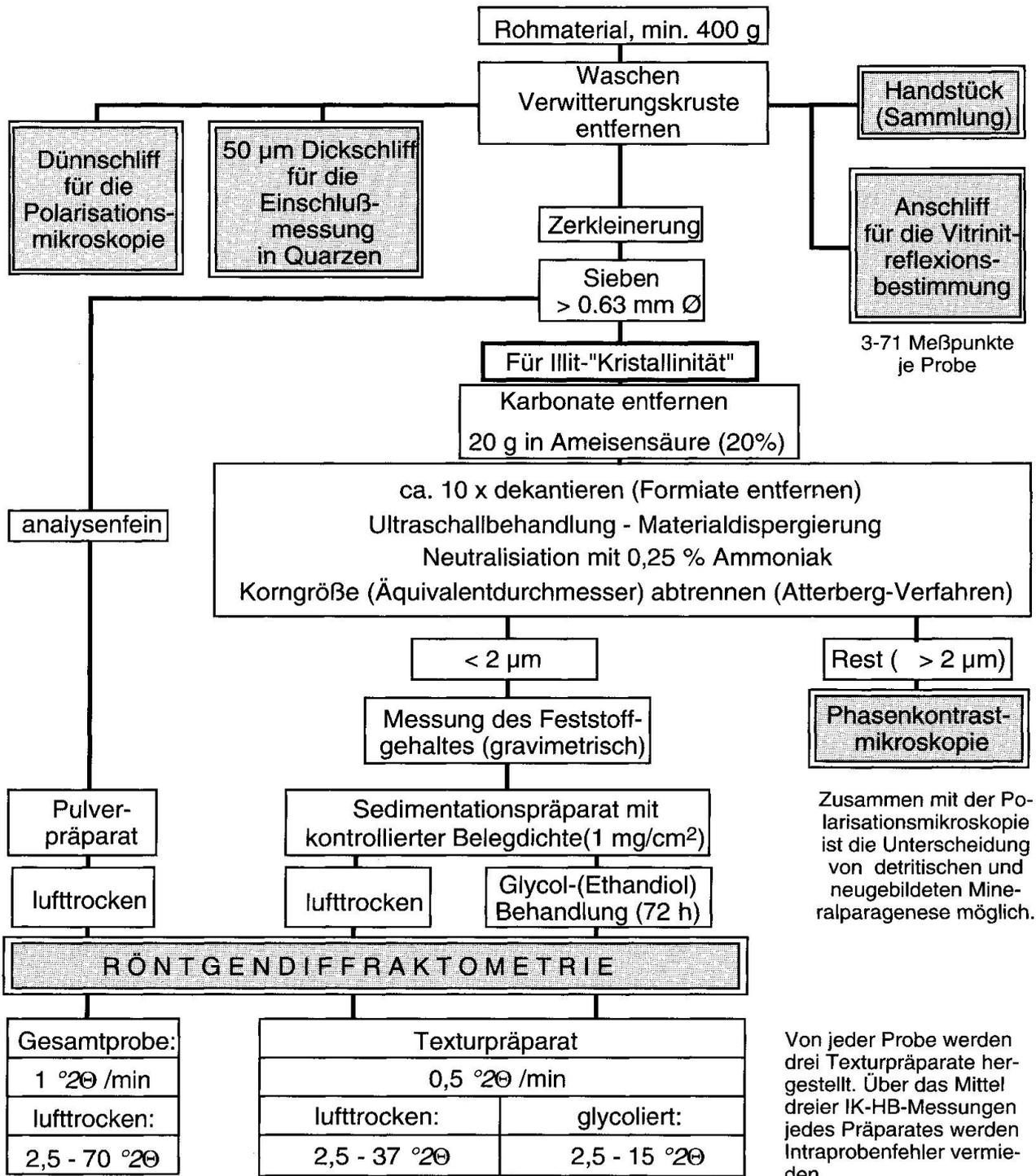
– *Raibler Schichten* = *RS* (Ober-Ladinian, Karnian). In der terrestrisch beeinflussten Fazies wirken detritische Glimmer störend. Vitrodetrinit ist meist sehr rar. Verwitterungseinflüsse in den Klastiten sind nicht selten.

– *Hauptdolomit* = *Hd* und *Plattenkalk* = *PK* (Norian).

– *Kössener Schichten* = *KS* (Rhätian). Pflanzendetritus kommt z.T. sogar in 5 cm grossen Stielen und Astresten vor. Die gröberen Stielreste waren immer oxidiert.

– *Allgäuschichten* = *A* (Lias-Dogger) sind nur

Untersuchungsmethodik



kleinste apparativ bedingte 10Å-Halbhöhenbreite = 0,125 Δ°2θ

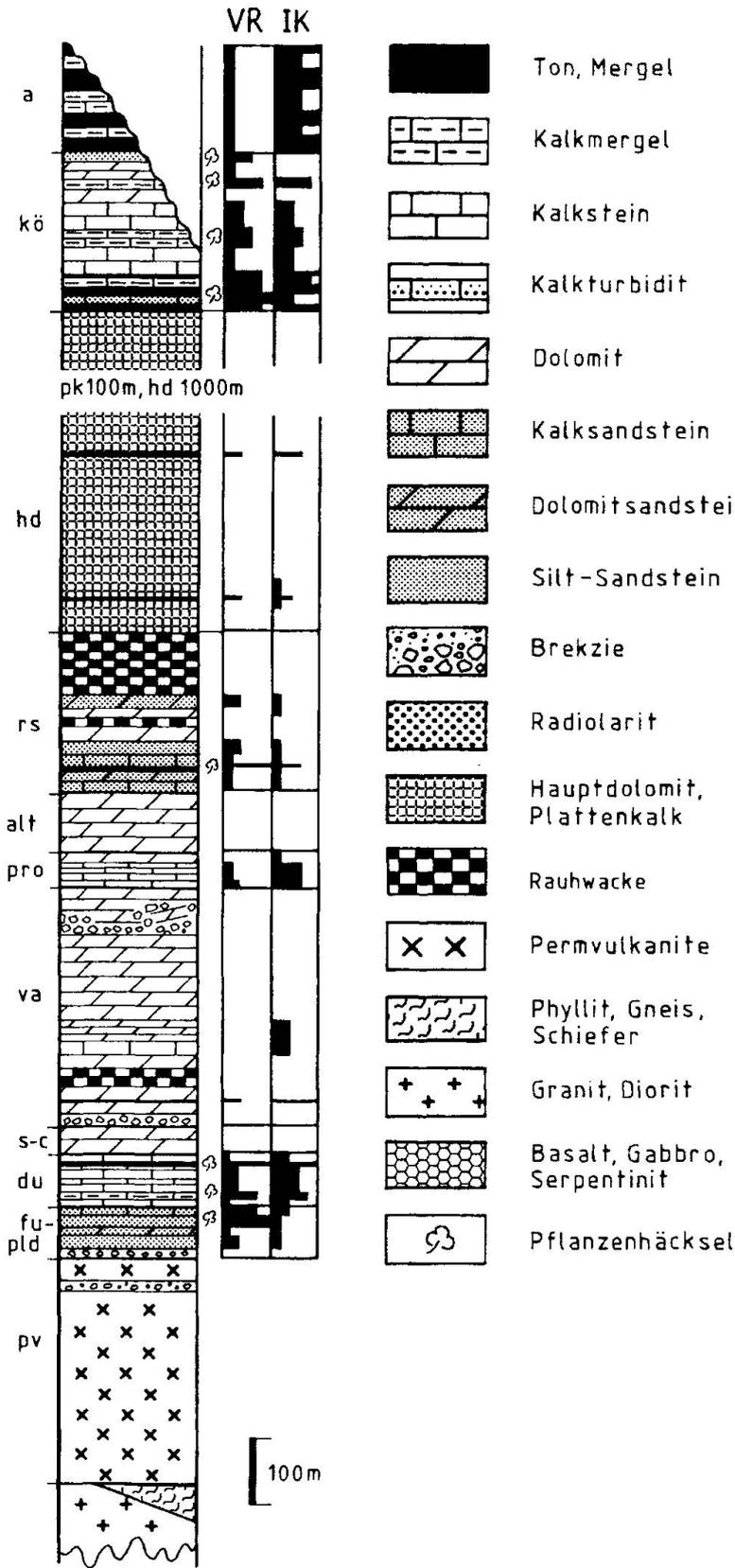
Abb. 3 Flussdiagramm der Probenaufbereitung / Sample preparation flow chart.

in den Arosa-Dolomiten und in der Ela-Decke erhalten.

- Kreideseerien am Piz Bleisun = Pa (Unter-Kreide). Die dunklen Lagen der Flysche sind ex-

trem reich an Phytoklasten und insbesondere an Vitrodetrinit (z.T. auch Stielreste). Umlagerungen und detritische Glimmer in den Turbiditen sind zu beachten.

Arosa Dolomiten- & Silvrettadecke



Legende Abb.4 und 5

Eignung für VR und IK:



Ungeeignet = kein Skalenteil
 selten = ein Skalenteil
 vereinzelt = zwei Skalenteile
 häufig = drei Skalenteile
 gut = vier Skalenteile
 sehr gut = fünf Skalenteile

Abkürzungen:

- k = Graphitschiefer, Grauwacke (Karbon)
 - pv = Permische Vulkanite
 - np = Nair Porphy (Perm)
 - ch = Chazforà-Formation,
 - fu = Fuom-Formation und
 - pld = Punt la Dossa-Schichten (Perm, Skythian bis Anisian)
 - mk = Alpiner Muschelkalk (Anisian-Ladinian)
 - du = Ducan-Formation, u.a. Recoarokalk (Anisian)
 - s-c = S-charf-Formation, u.a. S-charf-dolomit (Anisian-Ladinian)
 - as = Arlberg-Schichten (Ladinian)
 - va = Vallatscha-Formation (Ladinian)
 - pro = Prosanto-Formation (Ladinian)
 - alt = Altain-Formation, u.a. Alteindolomit (Ladinian-Camian)
 - paf = Parai-Alba-Formation (Camian)
 - rs = Raibler Schichten (Camian)
 - rr = Raibler Rauhwacke (Camian)
 - hd = Hauptdolomit (Norian)
 - pk = Plattenkalk (Norian)
 - kö = Kössener Schichten (Rhätian)
 - ag = Agnelli-Formation (Sinemurian)
 - a = Allgäuschichten (Sinemurian-oberer Dogger)
 - rt = Rote Tone, Manganschiefer und bunte Phyllite (?)
 - r = Radiolarit (Malm?)
 - ak = Aptychenkalk im Oberostalpin (Unterkreide-Aptian)
 - ca = Calpionellenkalk (Unterkreide)
 - n = Neocomschiefer (Valendis-Albian)
 - pa = Palombini-Schiefer (Unterkreide-Albian)
 - la = Lavagna-Schiefer (Aptian-Albian)
 - cr/m = Couches rouges, u.a. Rotaliporenmergel (Cenomanian)
 - fl = Flysch i.a. (Cenomanian-Turonian?)
 - tf = Triazza-Flysch (Cenomanian)
- nach AEMISSEGGER et al. (1985)

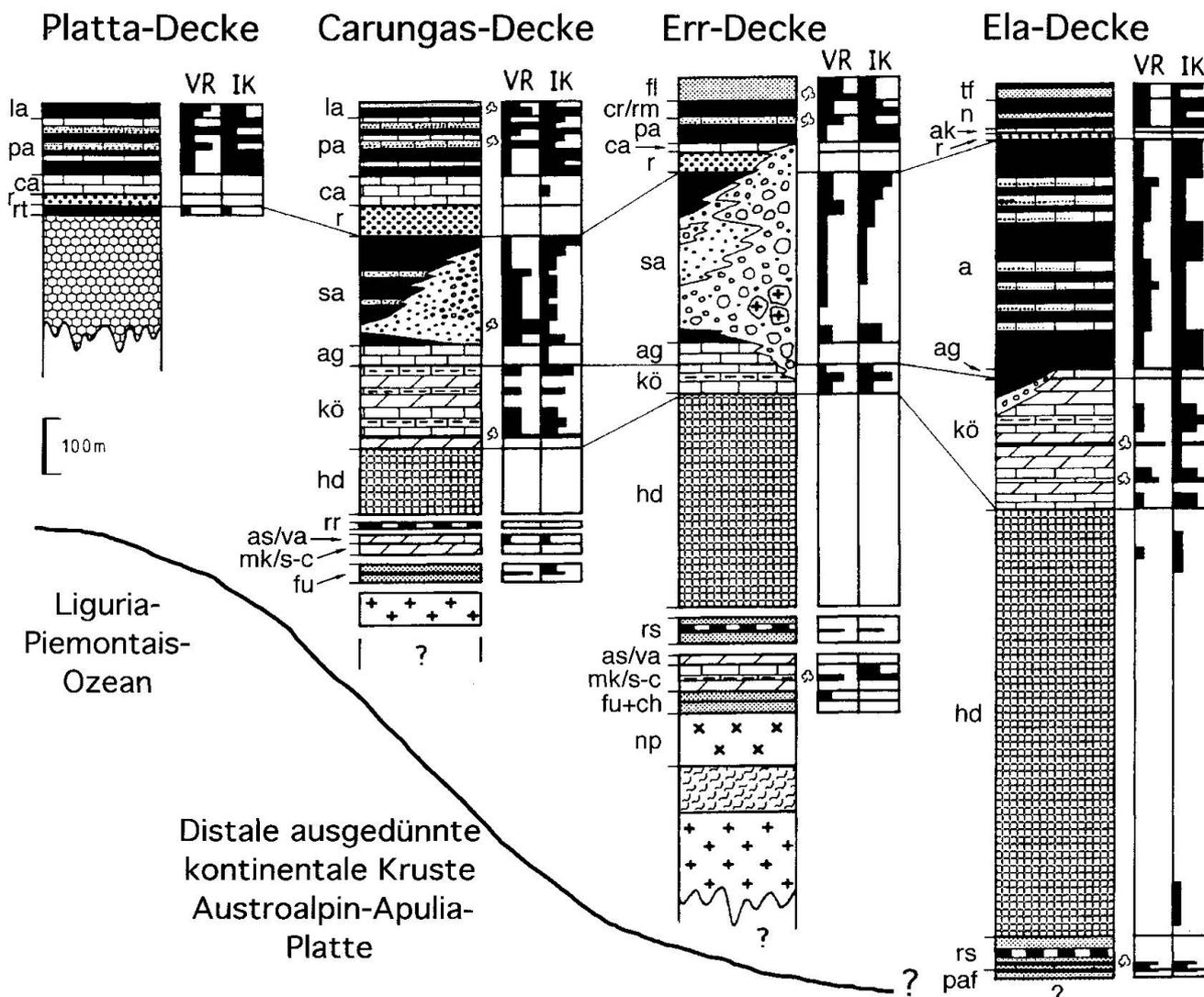


Abb. 5 Stratigraphische Schemaprofile der Platta-, Carungas-, Err- und Ela-Decke. Legende siehe Abb. 4.

Generalized lithological profile for the Platta, Carungas, Err and Ela nappe. Legend see fig. 4.

Für die tonmineralogischen Untersuchungen in der grisoniden Trias (Albula-Zone, Carungas- und Err-Decke) eignen sich besonders die Schichtglieder der Punt la Drossa-Schichten (basale Siltmergelschichten = "Detritische Basis" nach NAEF, 1987), der Knollenkalke (Alpiner Muschelkalk, oft mit Tonmergellagen), der Arlberg-

schichten (Kalkmergel der "S-charl-Formation") und mikritische Kalke der "Vallatscha-Formation" (DÖSSEGER et al., 1982) und verschiedene Serien der Raibler und Kössener Schichten. Entgegen den Erfahrungen aus den oberostalpinen Sedimenten wurden in der grisoniden Fuorn-Formation (südlich Fuorcla-Mulix) und in bituminösen, feingeschichteten Siltiten der S-charl-Schichten (Piz Laviner) Lagen gefunden, die sehr reich an Vitrodetrinit sind. Die Kössener Schichten sind auch im Unterostalpin für die VR- und IK-Methode die am besten geeigneten Sedimente der Trias. Die Gesteine des Jura und der Kreide sind, ausser die der Radiolaritgruppe und der Calpionellenkalke, fast alle geeignet.

△ Abb. 4 Stratigraphisches Schemaprofil der Silvretta-Decke i.w.S. In den Balken, rechts vom Profil, ist der Eignungsgrad der Lithologien für die VR = Vitrinitreflexion und für die IK = Illit-"Kristallinität" hervorgehoben.

Generalized lithological profile for the Silvretta nappe. In the columns to the right of the profile, the suitability for vitrinite reflectance (VR) and illite-"crystallinity" (IK) is emphasized.

- Karbon? Die Proben mit der Probenbezeichnung K in der Err-Decke waren frei von

Phytoklasten (selten Graphit). Fehlende Sedimentgefüge und die Art der Deformation weisen diese schwarzen Gesteine als Mylonite aus (jurasische Extensionsbrüche – FROITZHEIM und EBERLI, 1990). Einzig in der Albula-Zone kommen neben Mineralneubildungen sehr hohe Graphitanteile vor. Sie gleichen sehr den Gesteinen des Karbon im Montafon (FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Bezeichnend für die Graphitklasten ($R_{\max} = 5.0$ bis $\geq 10\%$) ist, dass nicht alle Partikel in der Hauptfoliation eingeregelt sind. Die Schiefer kommen immer im Liegenden der Verrucano-Metakonglomerate vor. Das Gestein ist als Mylonit überprägt. Eine Zuordnung ins Karbon erscheint plausibel.

– *Saluver-Brekzie, Salteras-Sandstein, Bardella-Schichten* und *Agnellikalk = J, Err-Brekzie = EB* (Lias, Dogger). Lagenweise reich an detritischen Glimmern. Pflanzenhäcksel waren in den Salteras-Siltsteinen und selten auch in den Brekzien (Matrix) ausreichend vorhanden.

– *Palombini-Schichten = Pa* (Unter-Kreide bis Albian/Cenomanian). Vitrodetrinit (größerer Pflanzenhäcksel) ist häufig in Lagen im jüngsten Schichtstapel angereichert.

– *Lavagna-Schichten* und *undifferenzierte mittlere Kreide* (u.a. Rotaliporenmergel) = *KM* (Cenomanian).

– *Couches rouges = CR*. Detritische Einflüsse und die Rotfazies haben zuverlässige Messungen verhindert.

– *Phyllite, Metamorphite = M*, Sonderprobe = *S*.

Auch in der Platta-Decke können in den Gesteinen des Juras ähnliche Beobachtungen wie im Unterostalpin gemacht werden. Dagegen erweist sich die Kreide arm an Organoklasten (Palombini- und Lavagna-Schiefer). Einzig Turbidite können höhere Gehalte an Phytoklasten aufweisen. Schliesslich sind noch die Proben des Arblatsch-Flysches zu nennen:

– *Rudnal-Serie* (Ober-Kreide) und *Arblatsch-Sandstein = F* (Ober-Kreide, Unter-Eozän). Die Rudnal-Serie besteht aus Kalkmergelphylliten und Tonschiefern, die wenig oder keine größeren siliciklastischen Einschaltungen aufweisen. Sie sind für die IK-Untersuchungen geeignet. Die in diese basale kalkig-tonige Flyschserie eingeschalteten Siltsandsteine sind für die VR-Untersuchungen herangezogen worden. Die größeren Lagen bestehen aus einem Dolomit-Kalk-Detrinitus (ZIEGLER, 1956: 37) mit wenig oder keinem Pflanzenhäcksel. Im Arblatsch-Sandstein erwiesen sich die Flyschfazies sowie die tiefgründige Verwitterung als problematisch. Die tonigen Lagen sind stark serizitisiert. Detritus kristalliner Gesteine überwiegt. Pflanzenhäcksel kommt in

unterschiedlicher Menge vor. In den hellen Quarziten ist dieser rar, in den Feinsandphylliten dagegen lagenbildend zusammen mit Katabituminit. Rohdaten zu den Proben und zu den Lokalitäten sind bei FERREIRO MÄHLMANN (1994: Tab. 12 bis 16 und in Vorb.) zu finden.

5. Rangverhalten von Katabitumen

In allen Gesteinen des Perms und der Trias der Silvretta-Decke i.w.S. fällt auf, dass in den Lösungssutturen Phytoklasten und Bituminit angereichert wurden. Vitrit und Katabituminit hierin weist unterschiedliche Auslöschung bezüglich der Drucklösungssutur auf. Ist die Sutur gefaltet, wird die Auslöschungsrichtung verstellt. Es ist zu vermuten, dass die maximale Inkohlung vor der Drucklösung und der ersten Faltung (F1) erfolgte.

Im Unterostalpin migrierte Bitumen oft in die Foliation von sf1 und löscht hier nun als Katabituminit, in eingeregelteten Glimmerlagen eingelagert, parallel zu sf1 (F1) aus. An Lösungssutturen und Residualtonen löschen Katabituminit und Vitrodetrinit meist gleichmässig aus. Bei Knickfältelung durch sf2 (F2) wird die Auslöschung nur teilweise verstellt. Anders als in der Silvretta-Decke i.w.S. erfolgte demnach die Inkohlung nach der Anreicherung in sf1 und während oder nach sf2.

Katabituminit im Arblatsch-Flysch ist oft in sf1 (D1) lagig vorhanden und in sf2 (D2) mikritisiert. Die Auslöschung des feinen Vitrodetrinites und Katabituminites liegt schief zur Schieferung und Schichtung. Die Inkohlung erfolgte demnach sicherlich nach der ersten Deformation (D1). Diese Beobachtungen im Ober- und Unterostalpin sowie im Arblatsch-Flysch sind von Bedeutung für die spätere Rekonstruktion der Beziehungen zwischen Deformation und Temperaturüberprägung.

Homogen auslöschendes, reliefarmes Katabitumen weist bei einer VR von 2.5% bis 4.5% R_{\max} ein ähnliches Reflexionsvermögen wie Vitrodetrinit auf. Im Arbeitsgebiet erwies sich dies als ein Vorteil, da an Vitrodetrinit hoffige Gesteine in den Plattformkarbonaten der Trias weitflächig fehlen. Die Messungen am Katabituminit wurden vereinzelt zur Bestimmung des Reifegrades alternativ durchgeführt. Dabei war zu beachten, dass es sich um prä- oder syngenetisches Bitumen handelt (JACOB, 1966; ROBERT, 1988). Dies galt auch nur, solange keine prägraphitischen Strukturen (Innenreflexe der Kristallisation führen zu erhöhten Reflexionen) auftraten. Wie im Oberostalpin beobachtet (FERREIRO MÄHLMANN,

1994: 106) und hier bestätigt, stimmt die Reflexion von Bitumen und des Vitrodetrinit zwischen 2.0 und 4.5% R_{\max} gut überein. Getrennte Messungen der VR- R_{\max} und der R_{\max} von Katabituminen ergeben eine gute gegenseitige Kontrolle. Aufgrund des Pleochroismus kann schwach bireflektierender Semiinertinit oder hoch pleochroitischer Algininit und ab 4.5% R_{\max} stärker bireflektierender Katabituminen vom Vitrodetrinit unterschieden werden. Zwischen 2.0 und 6.0% weist Bituminen generell eine niedrige minimale Reflexion als Vitrodetrinit auf.

6. Regionale Untersuchungsergebnisse

6.1. VERTEILUNG VON VITRINITREFLEXIONS- UND ILLIT-"KRISTALLINITÄTS"-DATEN IM OBEROSTALPIN MITTELBÜNDENS

Daten hierzu sind ausführlich dargestellt worden (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: 257 ff.). Zusammenfassend kann in der Silvretta-Decke i.w.S. von NE nach SW eine Zunahme der Inkohlung von 3.5–3.9 auf 5.0–5.3% R_{\max} und eine deutlich bessere Aggradation der Illite von (0.21) 0.27–0.47 auf 0.21 bis 0.24 $\Delta^2\Theta$ erkannt werden (Abb. 6 und 7). Gleichzeitig ist in der Arosa-Dolomiten-Decke, in der Landwasser- und Ducan-Mulde eine stratigraphische Abhängigkeit der Messresultate zu erkennen. In Gesteinen des Permoskyth wird eine VR von 5.5 bis 4.5% R_{\max} und eine IK von 0.18 bis 0.27 $\Delta^2\Theta$ gemessen. Die jüngsten Sedimente in der Arosa-Dolomiten-Decke (Allgäuschichten) und in der Ducan-Mulde (Kössener Schichten) weisen niedrigere Werte auf (4.0% R_{\max} und 0.42 bis 0.47 $\Delta^2\Theta$ respektive 3.8% R_{\max} und 0.38 [EICHENBERGER, 1981] bis 0.49 $\Delta^2\Theta$). IK-Werte der starken Diagenese bis schwachen Anchizone werden auch von DUNOYER DE SEGONZAC und BERNOULLI (1976), HENRICHS (1993) und CONTI (mündl. Mitt.) genannt.

Diese Trends können in einem Profil durch die Silvretta-Decke i.w.S. veranschaulicht werden. Da die Silvretta-Decke i.w.S. aus verschiedenen nach E einfallenden Teildecken (Silvretta-, Arosa-Dolomiten-, Rothorn-Decke) besteht, die durch E-Abschiebungen gestört werden (Abb. 8a), kann nach EICHENBERGER (1986) und BÜRGIN et al. (1991) die palinspastische Abwicklung der Silvretta-Decke i.w.S. relativ einfach rekonstruiert werden (Abb. 8b). Trägt man die VR- und IK-Werte in das Profil ein und fasst man diese in Diagenese-Metamorphose-Zonen zusammen (Abb. 17), so werden Unten-Ober-Tendenzen abnehmender Temperaturüberprägung nachgewiesen (Abb. 8c). Die Zonengren-

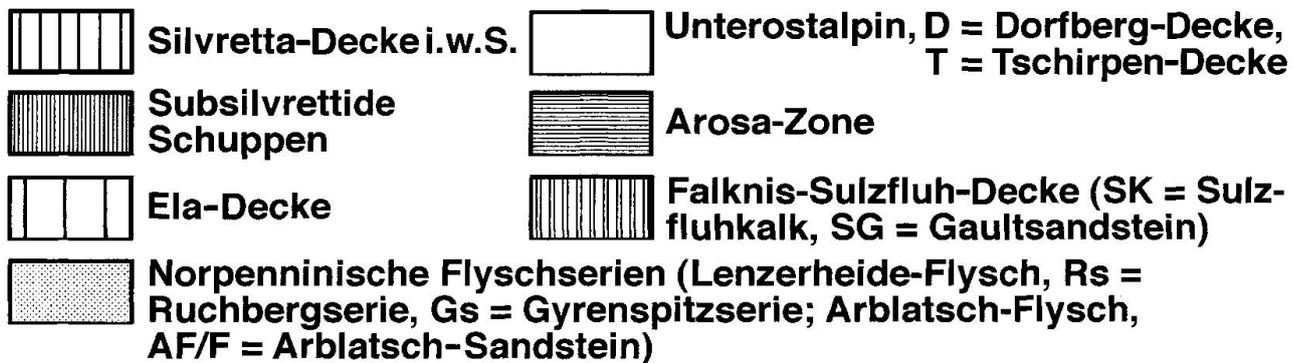
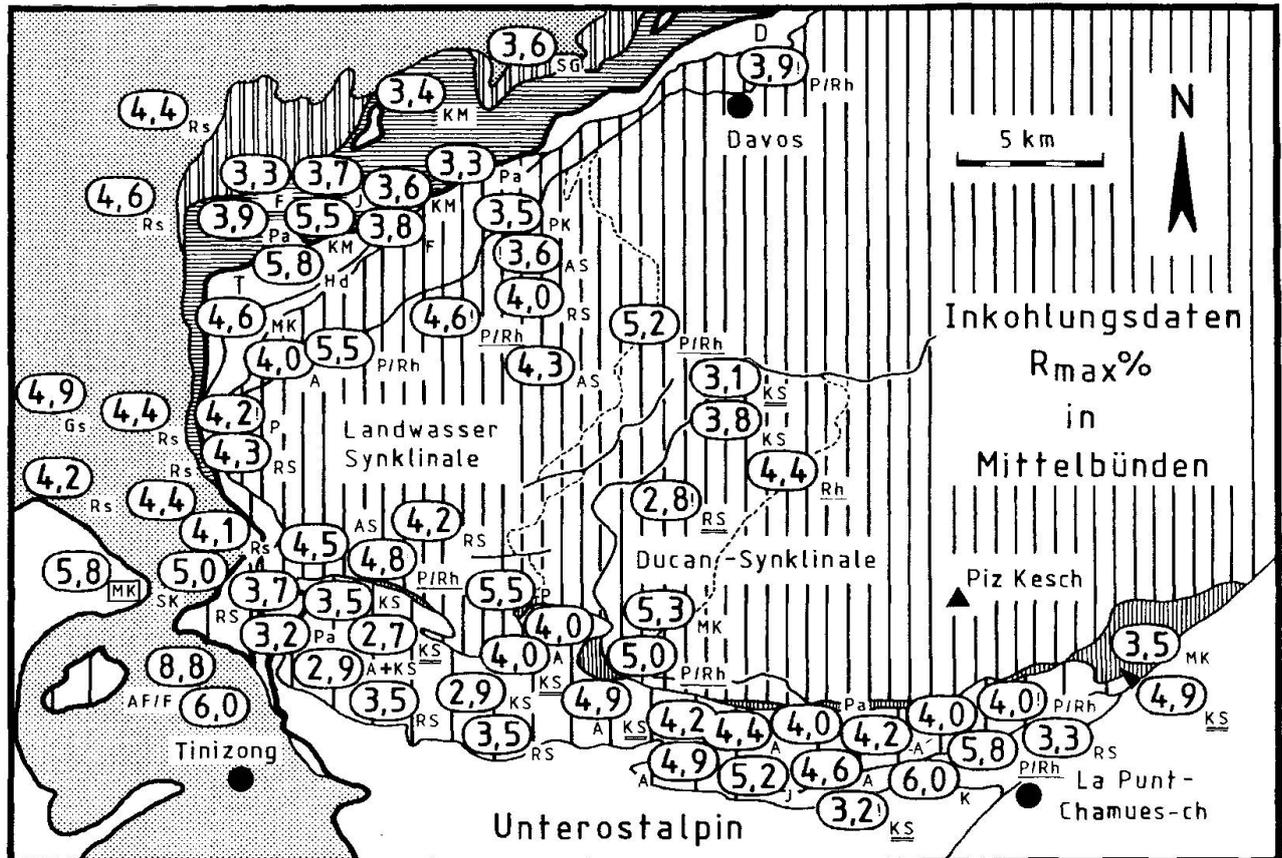
zen, die durch Isoapostilben und Isokristen definiert sind, verlaufen schief zu den Formationsisopachen.

Werden die Daten in ein Profil, das die heutige tektonisch gestapelte Situation wiedergibt, eingetragen, so ist unschwer zu erkennen, dass die Deckengrenze Silvretta-/Arosa-Dolomiten-Decke und die Abschiebungen die Verteilung der Diagenese-Metamorphose-Zonen stören (Abb. 9a). Wird hingegen der SE-NW-Faltenbau rekonstruiert, indem die Abschiebungen zurückgeformt werden, dann kann aus Abb. 9b abgeleitet werden, dass die Isoapostilben und -kristen nahezu gleichförmig mit den Formationsisopachen deformiert wurden.

Einzig die Verteilung der Epizone, die sich nicht überall in das gerade skizzierte Bild einfügt, weist Abweichungen auf. So kommen an der Basis des Sedimentstapels sehr hohe VR-Werte und sehr stark verbesserte IK-Daten vor. Dies kann auch entlang der Landwasser-Zone beobachtet werden. Die abweichenden IK-Daten entlang der Landwasser-Zone (Wiesener- und Landwasser-Abschiebung) weisen eine gleichförmig hohe Aufheizung der Sedimente von der Fuorn-Formation bis zu den Raibler Schichten auf. Die Epizone wird hier nicht durch die Abschiebungen und den Faltenbau gestört (Abb. 7 und 19). Die beste Aggradation wird immer an den Abschiebungen gefunden (0.15 bis 0.18 $\Delta^2\Theta$). Klammert man die Werte aus der Landwasser-Zone aus, so kann für die Gesteine des Skythian bis Ladinian ein epizonaler und für die des Rhätian und Lias ein stark diagenetischer Aufheizungsgrad beschrieben werden. Ein stratigraphischer Unten-Ober-Gradient mit ca. 0.80% R_{\max} /km bzw. 0.034 bis 0.07 $\Delta^2\Theta$ /km ist dann nachweisbar. An der Basis des Sedimentstapels (Permian–Anisian) sind lokal steilere, wahrscheinlich ältere Gradienten erhalten geblieben (FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Bei den stark epizonalen Werten an der Basis des Sedimentstapels fällt auf, dass sie immer benachbart zu permischen Vulkaniten vorkommen.

6.2. ERGEBNISSE AUS DEN SEDIMENTSCHUPPEN AN DER BASIS DER SILVRETTA-DECKE I.W.S.

In der Tschirpen-Decke i.S.v. BRAUCHLI (1921) liegt eine Inkohlung im starken Meta-Anthrazit-Stadium (4.6 bis 5.8% R_{\max} , Abb. 6) und eine IK der starken Anchi- bis Epizone (0.27 bis 0.13 $\Delta^2\Theta$, Abb. 7) vor. Von der Arosa-Dolomiten- zur Tschirpen-Decke ist demnach eine progredierende Metamorphosediskontinuität auskartierbar.



MK Muschelkalk der Schamser Decken (2 Messungen)

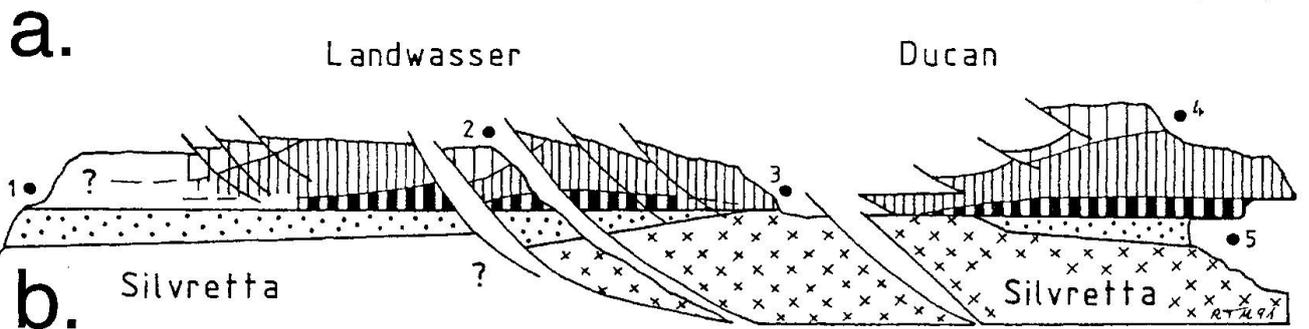
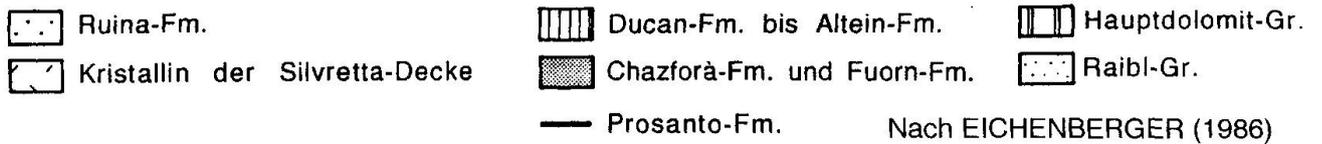
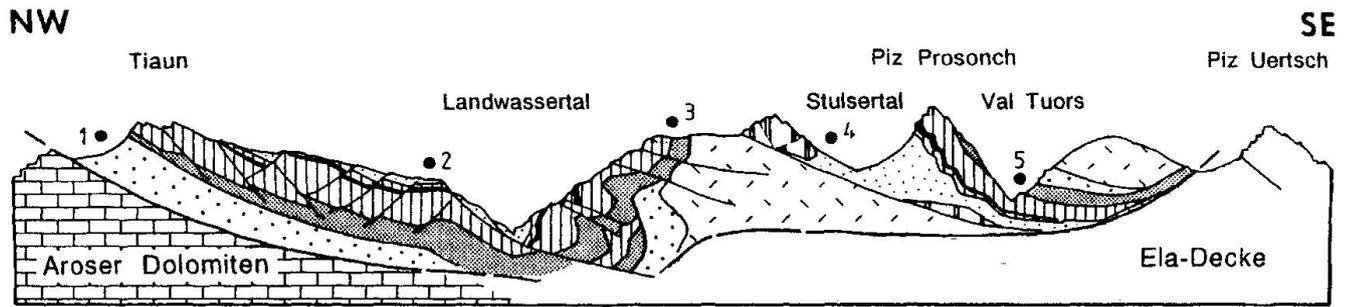
Abb. 6 Inkohlungskarte nach FERREIRO MÄHLMANN (1994: Abb. 94). Ergänzt durch Daten aus dem Nordpenninikum und durch Messungen der mittleren Vitrinitreflexion von HENRICHS (1993) – doppelt unterstrichene Werte – und KÜRMANN (1993) – einfach unterstrichene Werte.

Coalification map after FERREIRO MÄHLMANN (1994: Fig. 94). Completed with data for some North Penninic units and by measurements of mean vitrinite reflectance from HENRICHS (1993) = double underlined, and KÜRMANN (1993) = underlined.

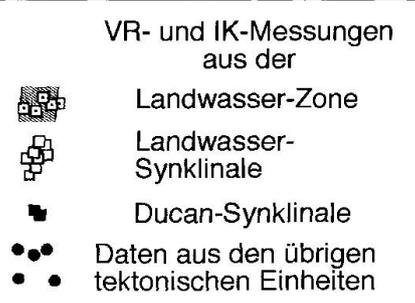
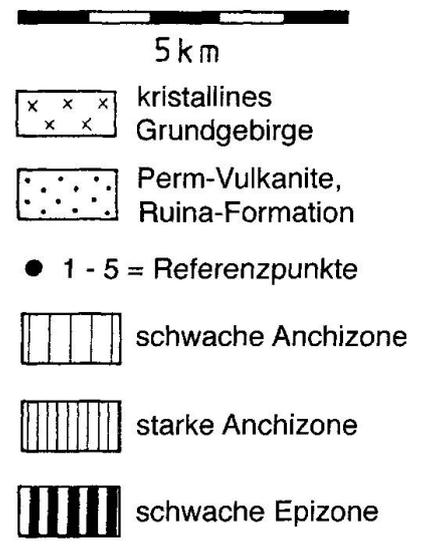
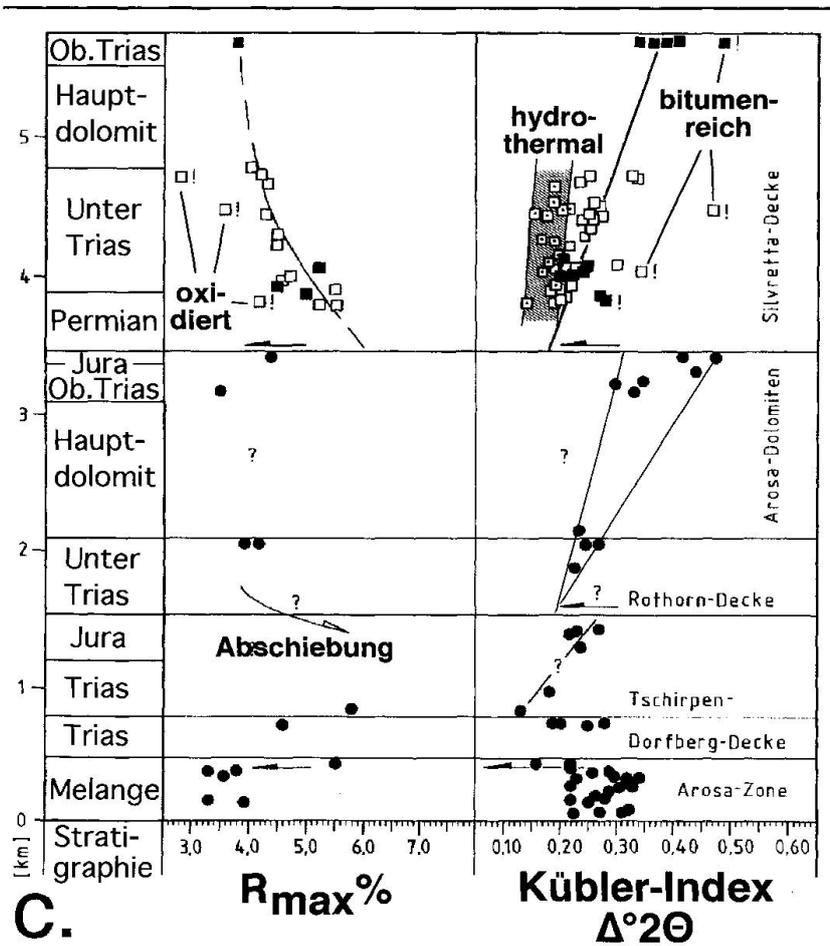
Abb. 7 Illit-"Kristallinitäts"-Karte Mittelbündens (Legende wie in Abb. 6) mit Ergebnissen der Flüssigkeitseinschlussmessungen von Kappenquarzen aus der südlichen Ducan-Synklinale (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: 265). Die Anzahl mehrerer Probenmessungen wird in Klammern angegeben. Unterstreichungen: gestrichelt = WEBER (1976), Strich-Punkt-Signatur = EICHENBERGER (1981), gepunktet = GIGER (1985).

Illite-"crystallinity" map of Mittelbünden (same legend as for Fig. 6), supplemented by fluid inclusion data on cap quartz from the southern Ducan-syncline (FERREIRO MÄHLMANN 1994: 265). Underlying signature: broken line = WEBER (1976), dash-dot signature = EICHENBERGER (1981), dotted = GIGER (1985).

ADD = Arosa-Dolomiten-Decke, T = Tiefencastel.



Palinspastische Entzerrung nach BÜRGIN et al. (1991)



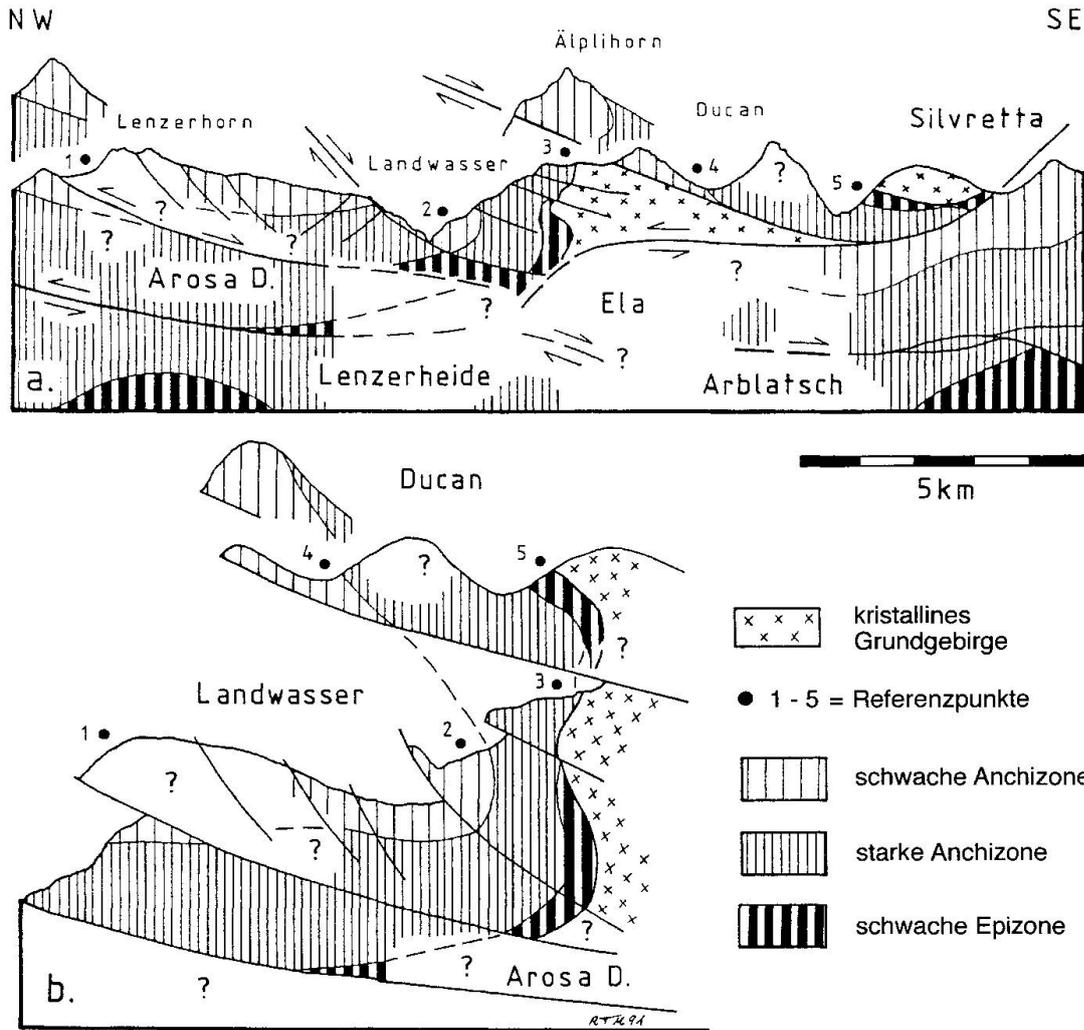


Abb. 9 a) Das Diagenese-Metamorphose-Muster im Profil durch den Deckenbau Mittelbündens. Deckenüberschiebungen und Abschiebungen stören die Verteilung der einzelnen Zonen.
 b) Rekonstruktion der Landwasser-Ducan-Falte nach Rückformung der Abschiebungen unter Zuhilfenahme der Verteilung von Anchi- und Epizone.

a) The pattern of diagenesis and metamorphism in the traverse through the nappe structure of Mittelbünden. Zones are disturbed by recumbent folds and normal faults.
 b) Reconstruction of the Landwasser-Ducan fold. The normal faults can be replaced using the distribution of the anchi- and epizone.

Abb. 8 a) Standardprofil durch die südliche Silvretta-Decke.
 b) Palinspastische Entzerrung des Profils Abb. 8a. Eingetragen ist die Verteilung der Diagenese-Metamorphose-Zonen, die durch Vitrinitreflexions- und Illit-"Kristallinitäts"-Daten definiert sind (vgl. Abb. 17). Deutlich wird der stratigraphisch abhängige Unten-Oben-Trend.
 c) Kumulatives Inkohlungs- und Illit-Aggradationsprofil durch den Deckenbau Mittelbündens. Die Pfeile geben Paläotemperatur-Diskontinuitäten (transportierte Metamorphose) an. Zwischen Rothorn- und Tschirpen-Dorfberg-Decke kann eine Abschiebung postuliert werden.

a) Cross section for the southern Silvretta nappe.
 b) Palinspastic rectification of section 8a. The distribution of the zones of diagenesis and metamorphism (compare Fig. 17) are indicated. Zones are defined by vitrinite reflectance and illite-"crystallinity" data. Note the stratigraphic bottom to top trend.
 c) Cumulative coalification and illite-aggradation profile through the nappe structure of Mittelbünden. Arrows are marking paleogeotemperature discontinuities (transported metamorphism). It is possible to postulate a normal fault between the Rothorn and Tschirpen-Dorfberg nappe.

Im Alpenen Muschelkalk von S-chanf (nördlich La Punt Chamuesch, Abb. 6) sind Reflexionen des mittleren Anthrazit-Stadiums (3.5% R_{\max}) dokumentiert. Die niedrige Inkohlung im "Dolomit von S-chanf" (BEARTH et al., 1987), eine der "subsylvrettiden Triaslinsen" (ZYNDEL, 1910), kann auch makroskopisch durch eine geringe strukturelle Beanspruchung von den z.T. phyllitischen Sedimentschuppen im S unterschieden werden. Zwischen den subsylvrettiden Schuppen und der Albula-Zone (Abb. 2) liegen Digitationen und der Ostteil der Ela-Decke, die eine Inkohlung im Anthrazit-/Meta-Anthrazit-Stadium (4.0 bis 4.9% R_{\max}) erfahren hat.

Diese Unterschiede werden durch die IK (Abb. 7) bestätigt. Der Dolomit von S-chanf weist eine IK von $0.44 \Delta^2\Theta$ (Diagenese) auf. In der Ela-Decke findet man stark anchimetamorphe und in der unteren Albula-Zone stark epimetamorphe Bedingungen (IK von 0.16 bis $0.25 \Delta^2\Theta$) vor. Weiter im W wurde in der subsylvrettiden Hauptdolomitlinse am Süden der Ducan-Synclinale eine IK von $0.24 \Delta^2\Theta$ gemessen (Anchi-/Epizone). Das Diagenese-Metamorphose-Muster in den subsylvrettiden Schuppen ist sehr heterogen, meist aber nur durch Einzelwerte belegt. IK-Interprobenfehler (Inhomogenität innerhalb einer Probe), IK-Intraprobenfehler (Inhomogenität zwischen mehreren Proben einer Lokalität) und Petrovarianzen können bei kleiner Probenzahl eine erhebliche Fehlerquelle und eine Erklärung für die stark abweichenden Untersuchungsergebnisse zu HENRICH'S (1993) sein. HENRICH'S gibt für den Dolomit von S-chanf epizonale Werte und das Vorkommen von Paragonit an.

6.3. DAS DIAGENESE-METAMORPHOSE-MUSTER AN DER GRENZE SILVRETTA-/ELA-DECKE

Die Basis der Silvretta-Decke i.w.S. (Perm- und Triassedimente) ist wesentlich höher aufgeheizt als die Gesteine der tektonisch tieferen Ela-Decke (Ober-Trias bis Unter-Kreide). Für die Silvretta-Decke sind Temperaturen $\geq 270^\circ\text{C}$ (FERREIRO MÄHLMANN, 1994) nachgewiesen worden ($R_{\max} = 5.5$ bis 4.2% [Abb. 6], $IK = 0.13$ bis $0.25 \Delta^2\Theta$, Quarz-Einschlüsse der Wasser-Zone [Abb. 7] und Stilpnomelan). In der westlichen Ela-Decke dagegen wird die starke Diagenese kaum überschritten ($R_{\max} = 3.7$ bis 2.8%, $IK = 0.25$ bis $0.46 \Delta^2\Theta$ (Abb. 6 und 7), Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale, gut erhaltener Algenit und Liptodetrinit). Hier sind Liptinit, Bituminit und Vitrodetrinit in der Reflexionsintensität angegli-

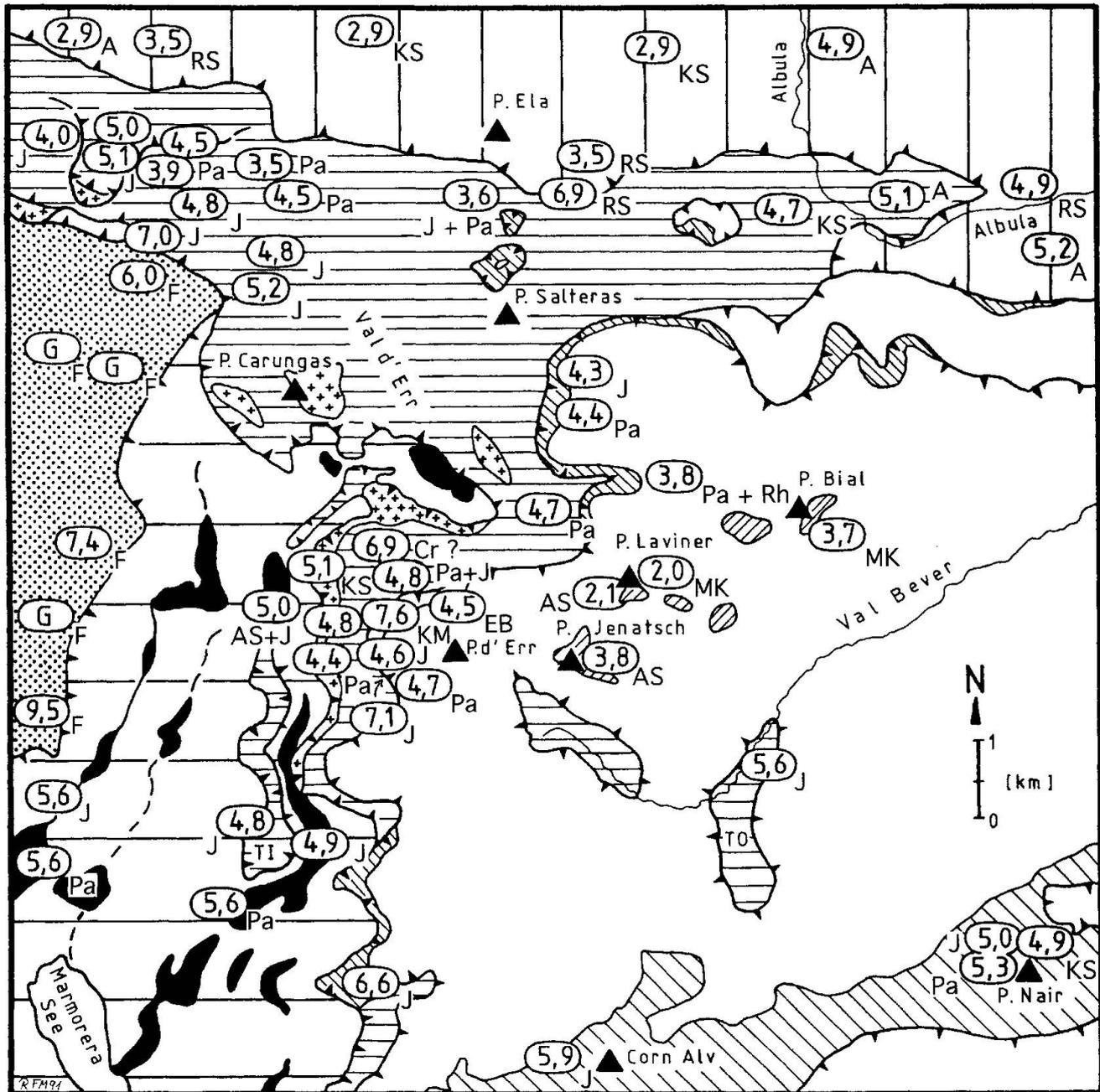
chen. Von der Silvretta- zur Ela-Decke werden beachtliche Reifediskontinuitäten vom Meta-Anthrazit- zum schwachen Anthrazit-Stadium auffällig. Im Mittel ist die Ela-Decke um 1.0% R_{\max} (max. 1.5 bis 1.8% R_{\max}) geringer als die Silvretta-Decke inkohlt. Die IK belegt ebenfalls eine Aggradationsinversion von der starken Epizone zur Diagenese. Man hat es also mit einer durch Deckenstapelung "transportierten" epizonalen Metamorphose zu tun. Heute wird an dieser tektonischen Grenze in den Myloniten eine jüngere, die alten Strukturen überprägende Abschiebung nachgewiesen (FROITZHEIM et al., 1991). Die Metamorphoseinversion zeigt aber eindeutig, dass der Überschiebungsbetrag wesentlich bedeutender gewesen sein muss.

6.4. VERTEILUNG VON VITRINITREFLEXIONS- UND ILLIT-"KRISTALLINITÄTS"-DATEN IM OBERHALBSTEIN EINSCHLIESSLICH DER ELA-DECKE

Auf Abb. 10a ist die Verteilung der VR-Daten und auf Abb. 10b die der IK-Messungen mit der tektonischen Zugehörigkeit der Einzelproben im Kartenbild dargestellt.

In der Ela-Decke nimmt die Temperaturüberprägung von der Anchimetamorphose im W mit (0.20) 0.28 bis $0.46 \Delta^2\Theta$ und 3.7 bis 2.7% R_{\max} zur Anchi-/Epizone nach E mit (0.42) 0.22 bis $0.30 \Delta^2\Theta$ und 5.2 bis 4.0% R_{\max} zu. In der Carungas- und Platta-Decke ist nach S eine entsprechende Tendenz zu erkennen. Werte um 6.6 bis 7.9% R_{\max} an den Deckengrenzen wurden nicht berücksichtigt und werden später diskutiert. Dies gilt auch für die epizonale Werte um 0.18 bis $0.24 \Delta^2\Theta$, die an diesen Lokalitäten vorkommen. In der Err-Decke fallen in den Sedimenten des Err-Normalschenkels sehr niedrige Werte um 0.40 bis $0.45 \Delta^2\Theta$ und 3.8 bis 2.0% R_{\max} auf. Diese Werte stellen im Kartenbild eine Diagenese-Anomalie dar. In der Zone von Samedan, in Abbildung 10 markiert durch die Gipfel Corn Alv und Piz Nair, wird die Grenze Anchi-/Epizone erreicht ($R_{\max} > 5.0\%$, $IK \leq 0.24 \Delta^2\Theta$, Stilpnomelan, Albit) und südlich die Grenze zur Grünschieferfazies, noch in der Zone von Samedan ($> 6.0\% R_{\max}$, $IK \leq 0.18 \Delta^2\Theta$, Graphit, Muskowit, Stilpnomelan, Albit-Oligoklas, Mikroklin und Klinozoisit) vermutet (die Mineralparagenesen werden ausführlich bei FERREIRO MÄHLMANN in Vorb. diskutiert).

Zwischen Ela-, Julier-, Err-, Carungas- und Platta-Decke sind an den Deckengrenzen keine Diagenese-Metamorphose-Unterschiede vorhanden. Dies zeigen auch statistische Tests beim Ver-



 Sedimente der Platta-Decke
  Kristallin der Carungas-Decke
  Sedimente des Err-Normal-schenkels
  Sedimente des Err-Invers-schenkels
  Zone von Samedan

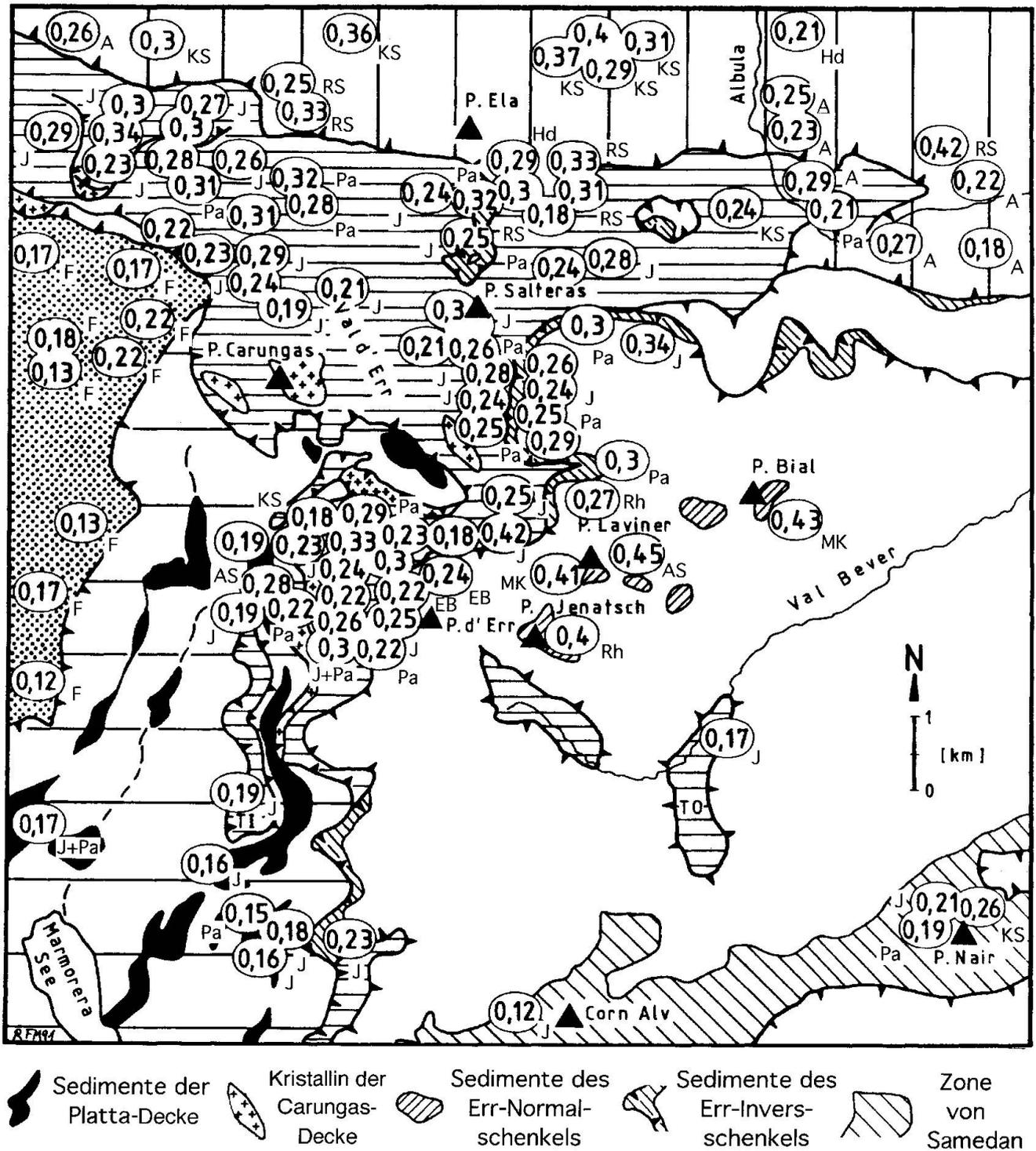
Weitere Signaturen wie in Abb. 2

Abb. 10 a) Inkohlungskarte des Unterostalpins Graubündens zwischen Albula und der Zone von Samedan (vgl. Abb. 2, Gebiet B). Vitrinitreflexion in R_{max} % und G = Graphit.

a) Coalification map for the Lower Austroalpine of Graubünden between the Albula and the Zone of Samedan (see Fig. 2, area B). Vitrinite reflectance as R_{max} % and G = optical graphite.

gleich von Mittelwerten der Einzelproben oder addierte Messwerte von Proben Gruppen (T-Test) beiderseits der Deckengrenzen. Probenserien (Profile) ergeben, unabhängig von der beprobten

Decke, über die Deckengrenze diskordant verlaufende Isoapostilben oder Isokristen. Stellvertretend ist in Abbildung 11 eine Isoapostilbenkarte dargestellt. Eng beieinanderliegende Isoapo-



Weitere Signaturen wie in Abb. 2

Abb. 10 b) Illit-"Kristallinitäts"-Karte des Unterostalpins Graubündens zwischen Albula und der Zone von Samedan. Illit-"Kristallinität" in $\Delta^2\theta$. Die Messwerte sind aus 2 bis 6 Einzelmessungen von 2 bis 6 Texturpräparaten einer oder zweier benachbarter Proben zusammengestellt.

b) Illite-"cristallinity" map for the Lower Austroalpine of Graubünden between the Albula and the Zone of Samedan. Illite-"cristallinity" as $\Delta^2\theta$. Measurements include 2 to 6 individual data from 2 to 6 sedimented slides of one or two adjoining samples.

TI = Tigias-Schuppe, TO = Traunter Ovas-Fenster.

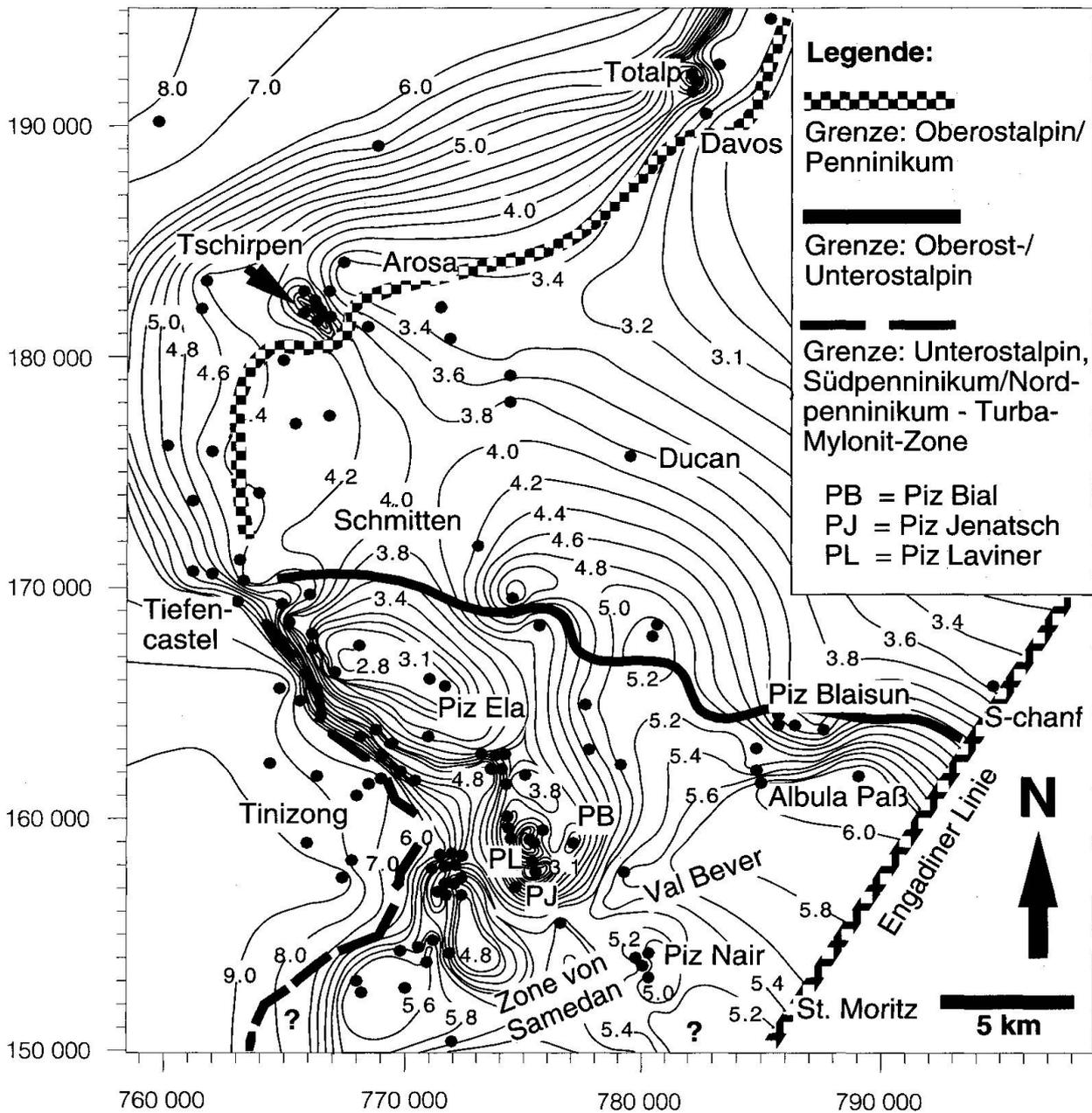


Abb. 11 Isoapostilbenkarte von Mittelbünden und des Oberhalbsteins. Unterschiedliche Isolinienverläufe weisen auf bedeutende Diagenese-Metamorphose-Veränderungen an der Ost-/Westalpen-Grenze, zwischen Ober- und Unterostalpin (Silvrettaüberschiebung) und Süd- und Mittel-/Nordpenninikum (Turba-Mylonit-Zone) hin. Starke Inkohlungen in der Tschirpen-Dorfberg-Decke und der Totalp-Schuppe verursachen Anomalien im nördlichen Kartenbild (Koordinaten Landeskarte der Schweiz).

Coalification isoline map of Mittelbünden and the Oberhalbstein. At the border of the Eastern and Western Alps, between the Upper and Lower Austroalpine (Silvretta thrust) and between the Southern and Middle/Northern Pennine (Turba Mylonite Zone), differences in the shape of the isolines point to important changes in diagenesis and metamorphism. A strong coalification in the Tschirpen-Dorfberg nappe and the Totalp wedge causes anomalies in the northern part of the map (coordinates grid Landeskarte der Schweiz).

stilben deuten die Grenzen Ost-/Westalpen und Ober-/Unterostalpin an.

Trägt man die Messergebnisse aus der Ela-, Err-, Carungas- und Platta-Decke in ein stratigraphisches Standardprofil ein, dann sind keine Un-

ten-Oben-Trends zu erkennen (Abb. 12). In Sedimenten der Trias, des Juras oder der Kreide findet man Proben des Esskohle- wie des Semigraphit-Stadiums bzw. IK-Daten der Diagenese wie der Epizone. Überraschend ist die Tatsache, dass

auch im Unterostalpin Bereiche vorkommen, in denen die Diagenese und die schwache Anchizone auskartiert werden können. Die geringste Inkohlung und die schlechteste Aggradation wird im Arbeitsgebiet im Hauptkamm der Ela-Decke zwischen Motta Palousa und Piz Ela und auf den Gipfeln des Piz Jenatsch, Piz Laviner und Piz Bial in der Err-Decke (Err-Normalschenkel, Abb. 10a und 10b) nachgewiesen. Dabei wird selbst in der Fuorn-Formation und im S-charl-Kalk des Piz Laviner nur das Ess-/Magerkohle-Stadium bzw. die Diagenese festgestellt. Hier kommen neben Illit-Smektit-Wechellagerungen auch Kandit und Corrensit vor (vgl. FERREIRO MÄHLMANN in Vorb.). Ins Bild passt hier auch das Vorhandensein von Liptinit. Durch sein niedrigeres Reflexionsvermögen kann er von Vitrodetrinit unterschieden werden. Eine so gering diagenetische Aufheizung der Gesteine des Perms und der Unter-Trias konnte in den westlichen Ostalpen bisher nur im N der Kalkalpen festgestellt werden (FERREIRO MÄHLMANN et al., 1992).

Bei näherer Betrachtung ist in Abb. 10 und in der östlichen Ela-Decke in Abb. 6 und 7 die geringste Aufheizung in Gipfelbereichen um 2800 m bis 3300 m und die höchste Metamorphose in Tallagen (Albulatal, Val d' Alvra, Val Bever, Val d'Err, Alp Flix) zwischen 1000 m und 2000 m zu erkennen. Ein topographischer Unten-Oben-Trend im Oberhalbstein (Abb. 12 bis 15) steht im Gegensatz zum stratigraphisch abhängigen Unten-Oben-Trend in der Silvretta-Decke i.w.S. (Abb. 8b und 8c).

Trägt man die IK- und VR-Daten in ein Profil durch das Oberhalbstein ein, dann wird die topographisch abhängige Verteilung von Diagenese und Metamorphose markant sichtbar. Zusätzlich wird deutlich, dass die Stirnfalte der Err-Decke, die liegenden Falten der Carungas-Decke und die Schuppentektonik der Platta-Decke die Zonen gleicher IK und VR ungestört lassen (Abb. 13a bis 13c).

Einzig der Ela-E-W-Faltenbau deformiert die Isolinien monotroper Diagenese-Metamorphose-Zonen (Abb. 13c) parallel zu den Faltungsopachen (Abb. 13b). Im NW der Ela-Decke werden diagenetische bis schwach anchizonale Bereiche durch die Synklinalstruktur in niedrigere topographische Lagen gestellt (Abb. 13c).

Im Nordwestteil wird die Basis des mittleren Deckenstapels von einer Tektoklastit-Calcitmylonit- und Schuppen-Zone gebildet, in der an der Motta Palousa, östlich von Tiefencastel (Abb. 2), auch der südlichste Aufschluss der Granodiorit-Malmkalk-Sulzfluhkalk-Scholle der Falknis-Sulzfluh-Decke liegt. Hier bei Tiefencastel (Abb. 13a) ist auch das Briançonnais ähnlich hoch me-

tamorph wie die Basis der Ela- bzw. Carungas-Decke. Der plattige Malmkalk (SK, Abb. 13b) ist epizonal aufgeheizt ($VR = 5.0\% R_{max}$, $IK = 0.16$ und $0.24 \Delta^2\Theta$). Am Kontakt zur Ela-Decke ist kein signifikanter Sprung in den VR- und IK-Daten zu sehen. Eine postdeckentektonische Überprägung des Deckenbaues (Ela-, Carungas-, Platta- und Falknis-Decke) ist zu postulieren. Erst am Kontakt zum Nordpenninikum (Arblatsch-Flysch) ist im Kartenbild im S bei Tinzong eine sehr grosse Metamorphosedifferenz vorhanden (Abb. 10, 11 und 13). Bei Tiefencastel ist eine Scheinkontinuität zunehmender Aggradation zur tektonisch tieferen Einheit vorhanden (IK-Werte schwanken um 0.16 bis $0.24 \Delta^2\Theta$), während die Inkohlungsdaten eine Diskontinuität im hangenden Stockwerk (Falknis-, Platta-, Ela-Decke) von 5.0 auf 4.1 bis 4.4% R_{max} im liegenden Stockwerk (südlicher Lenzerheide-Flysch, Arblatsch-Flysch?) belegen (Abb. 10, 11, 13, 18 und 19). Für eine zuverlässige Metamorphosebestimmung reichen die IK-Daten an der Motta Palousa nicht aus. Das Profil 13 "Motta Palousa" von LÜDIN (1987: 270) über den Deckenstapel müsste wegen der guten lithostratigraphischen Dokumentation in kurzen Abständen beprobt werden. Mit der IK lassen sich in der Epizone nur bei statistischer Probenmenge gute Ergebnisse zur Lösung lokal tektonischer Probleme erzielen (FREY et al., 1980; TRILLER, 1980; KRUMM, 1984).

An der Motta Palousa gibt es noch weitere Komplikationen im Kartenbild des Diagenese-Metamorphose-Musters. Im W der Motta Palousa (Abb. 2) ist in den verdoppelten Raibler Schichten der Crap-Ses-Mulde (Abscherung in den tektoklastischen Rauhacken, Abb. 13a und b) ein Sprung im Inkohlungsgrad zu beobachten. Der Sprung tritt an der Grenze zwischen Ela-Hauptmasse und der "Crap-Ses-Mulde" (FURRER, 1974; FRANK, 1981 und EBERLI, 1985) auf (Abb. 13). Im SE kommen niedrig anchimetamorphe Gesteine ($VR \leq 3.5\% R_{max}$) neben im NW höher anchimetamorphen Gesteinen gleichen stratigraphischen Alters ($VR \geq 4.5\% R_{max}$) auf gleichem Niveau mNN nebeneinander vor (Abb. 13b). Auch in der Carungas-Decke weisen gleichaltrige Sedimentgesteine (KS und Hd) beiderseits von Abschiebungen eine geringfügig unterschiedlich starke, anchizonale Überprägung auf. Einige Schuppen sind durch kakiritisch veränderte, polymikte Tektoklastite getrennt und gegen stärker anchizonal aufgeheizte Schuppen durch Abschiebungen versetzt worden. Dies wird deutlicher, wenn man die IK-Daten von FRANK (1981) vom "Plang Ses" dazuaddiert. In der Crap-Ses-Schuppe liegen IK (Kübler-Index) von

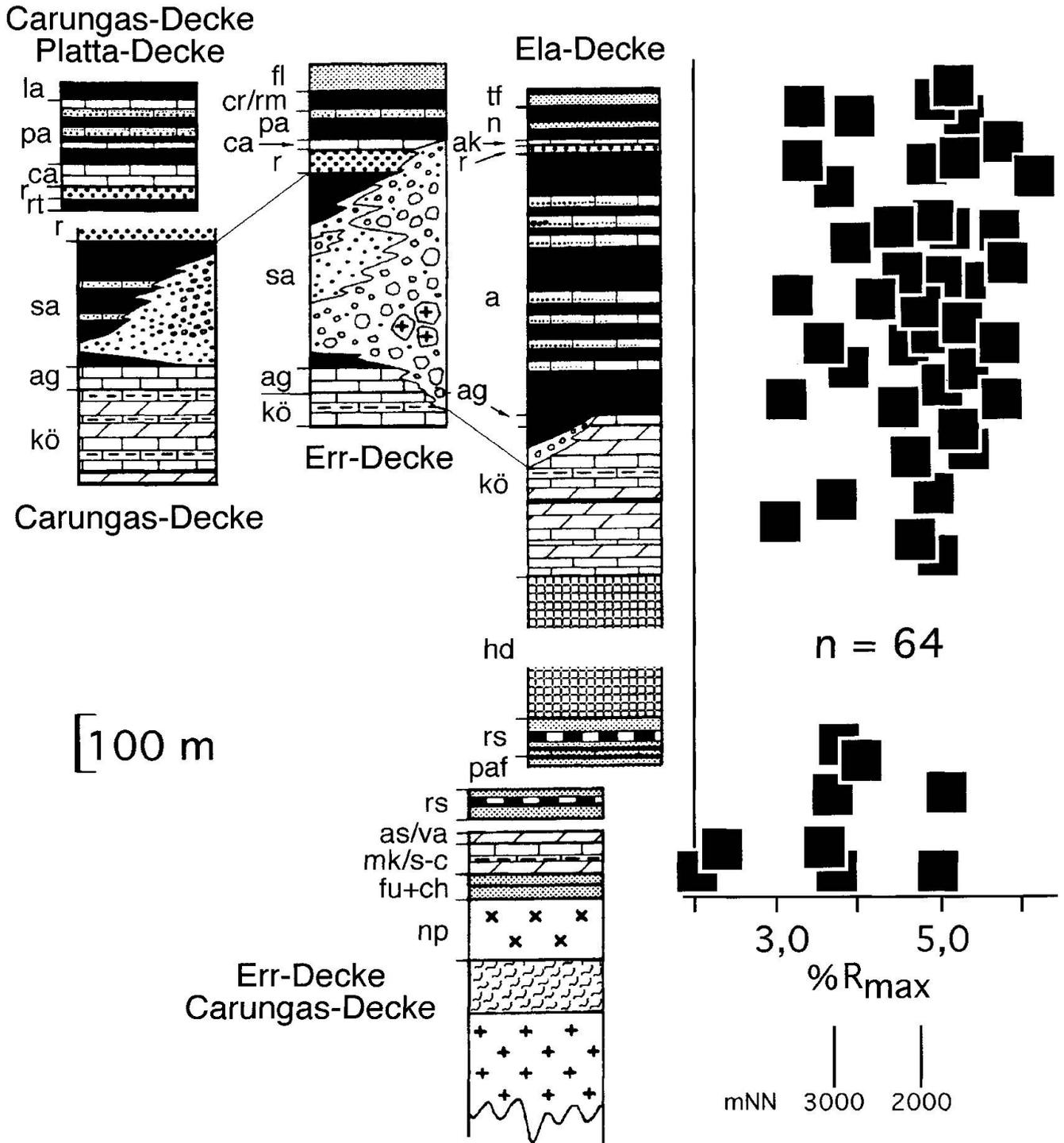


Abb. 12 Stratigraphisches Profil der Oberhalbsteiner Decken (vgl. Abb. 5). Das Inkohlungsprofil zeigt keine Beziehungen zwischen Stratigraphie und Inkohlungsgrad (Vitrinitreflexion % R_{max}), jedoch eine zunehmende Maturität mit abnehmender topographischer Höhenlage (mNN).

Stratigraphic profile for the Oberhalbstein nappes (see Fig. 5). The coalification section shows no relationship between stratigraphy and grade of coalification (vitrinite reflectance % R_{max}), but an increasing maturity with decreasing altitude (mNN).

2.30 mm im Durchschnitt vor (FRANK, 1981). Dies entspricht 0.17 bis 0.21 $\Delta^2\theta$ nach den Frankfurter Werten (eine eigene Messung lag höher, bei 0.26 $\Delta^2\theta$). In der hangenden Ela-Decke über-

wiegen Werte um 0.23 bis 0.37 $\Delta^2\theta$. Zusätzlich führen möglicherweise cogenetische Aufschiebungen lokal, im nordwestlichen Val d'Err, zu inversen Versätzen der Diagenese-Metamorpho-

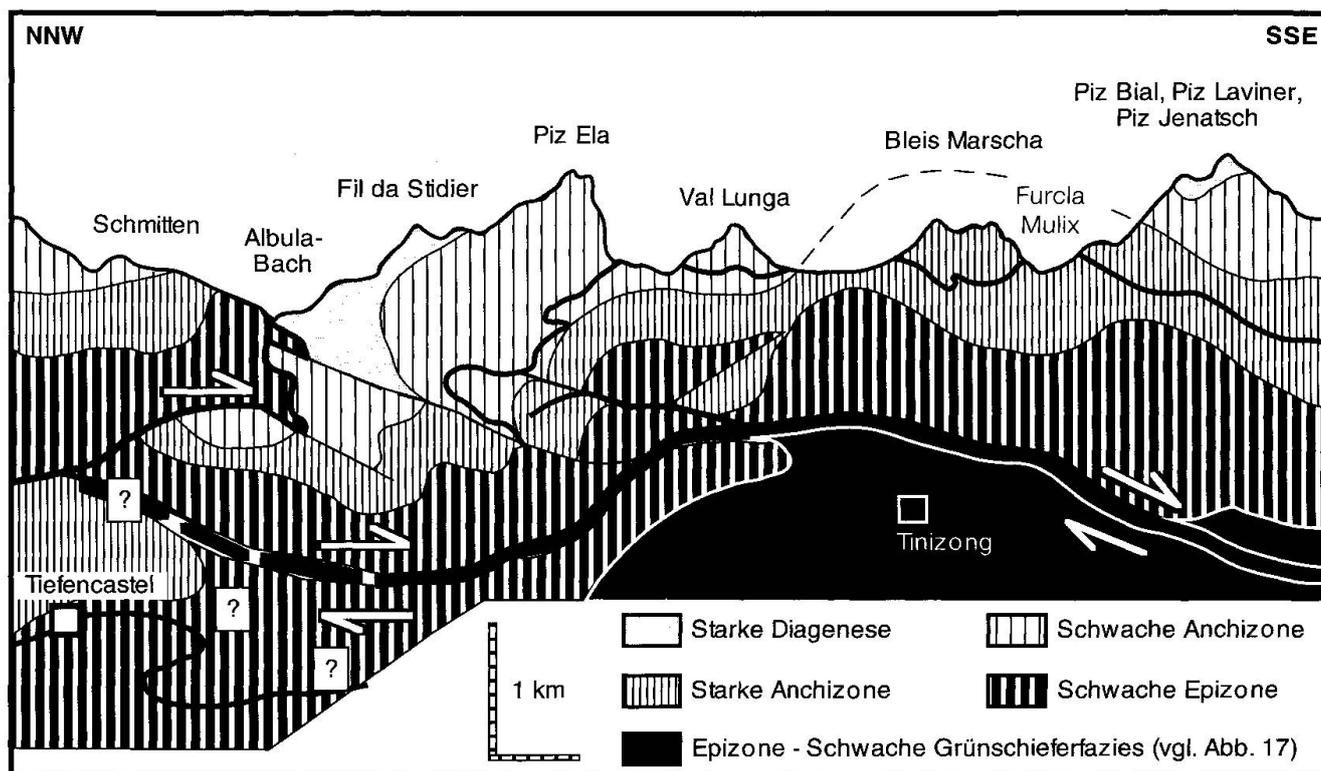


Abb. 13c Verteilung von Diagenese, Anchi-, Epizone und Grünschieferfazies im Profil Oberhalbstein aufgrund der Daten in Abb. 13b. Die postmetamorphe Aufschiebung der Silvretta-Decke auf das mittlere tektonische Stockwerk und die progressiven Metamorphosediskontinuitäten innerhalb der Ela-Decke und an der Turba-Mylonit-Zone werden auffällig.

Distribution of diagenesis, anchizone, epizone and greenschist facies in the traverse of the Oberhalbstein using the data of fig. 13b. Note the post metamorphic thrust of the Silvretta nappe onto the middle tectonic stockwerk and the progressive metamorphic discontinuities within the Ela nappe and at the Turba Mylonite Zone.

se-Zonen (in Abb. 13c unterhalb der Val Lunga projiziert). Erst oberhalb 1800 mNN sind in der Ela-Decke wieder ungestörte Verhältnisse von der mittleren Anchizone bis zur Grenze Diagenese/Anchizone ($IK = 0.40$ bis $0.42 \Delta^2\Theta$, $VR = 2.9\% R_{max}$) vorhanden.

Eine E-W-Faltung (F4/D3), die den gesamten Deckenbau im Oberhalbstein deformiert (Ostalpin, Süd- und Nordpenninikum), verstellt die Diagenese-Metamorphose-Zonen in einer weitständigen Antiklinalstruktur. So kommen auf der Linie Tinizong–Piz Bleis Marscha epizonale Metamorphosewerte in Lagen um 3000 m vor (Abb. 13c).

6.5. INKOHLUNGS- UND AGGRADATIONS-GRADIENTEN IM PROFIL ELA-, ERR-, CARUNGAS- UND PLATTA-DECKE

Nachdem erkannt wurde, dass Ela-, Julier-, Err-, Carungas- und Platta-Decke eine gemeinsame thermische Überprägung erfahren haben und die Metamorphosestärke von der topographischen

Höhenlage abhängig ist, wurden Profile durch das Deckengebäude gelegt.

Am genauesten können paläogeothermische Gradienten im Val d'Err rekonstruiert werden. Für Gesteine der normalliegenden Serie der nördlichen Err-Decke und der Ela-Decke oberhalb 2300 mNN Höhe lassen sich Paläotemperaturzonen darstellen, die, von Gipfellagen ($R_{max} = 3.8$ bis 2.0% ; $IK = 0.35$ bis $0.45 \Delta^2\Theta$ bei einer typischen Tonmineralparagenese von Illit, Chlorit, Quarz, Illit-Smektit-Wechselagerungen und Albit, in jeweils einer Probe wurde Kandit und Corrensit festgestellt) ausgehend, bis hinab in die Epizone in Tallagen reichen. Für das Profil der Abbildung 14c lässt sich ein Gradient von $1.6\% R_{max}/km$, für das Profil der Abbildung 14b ein Gradient von $1.1\% R_{max}/km$ und für das Profil der Abbildung 14d ein Gradient von $1.5\% R_{max}/km$ errechnen. Die statistischen Daten sind am besten im Profil Piz d'Err definiert, da hier gute geologische Unterlagen eine genaue Profilmächtigkeit liefern (CORNELIUS, 1932; STÖCKLIN, 1949; NIEVERGELT, 1976; EBERLI, 1979; NAEF,

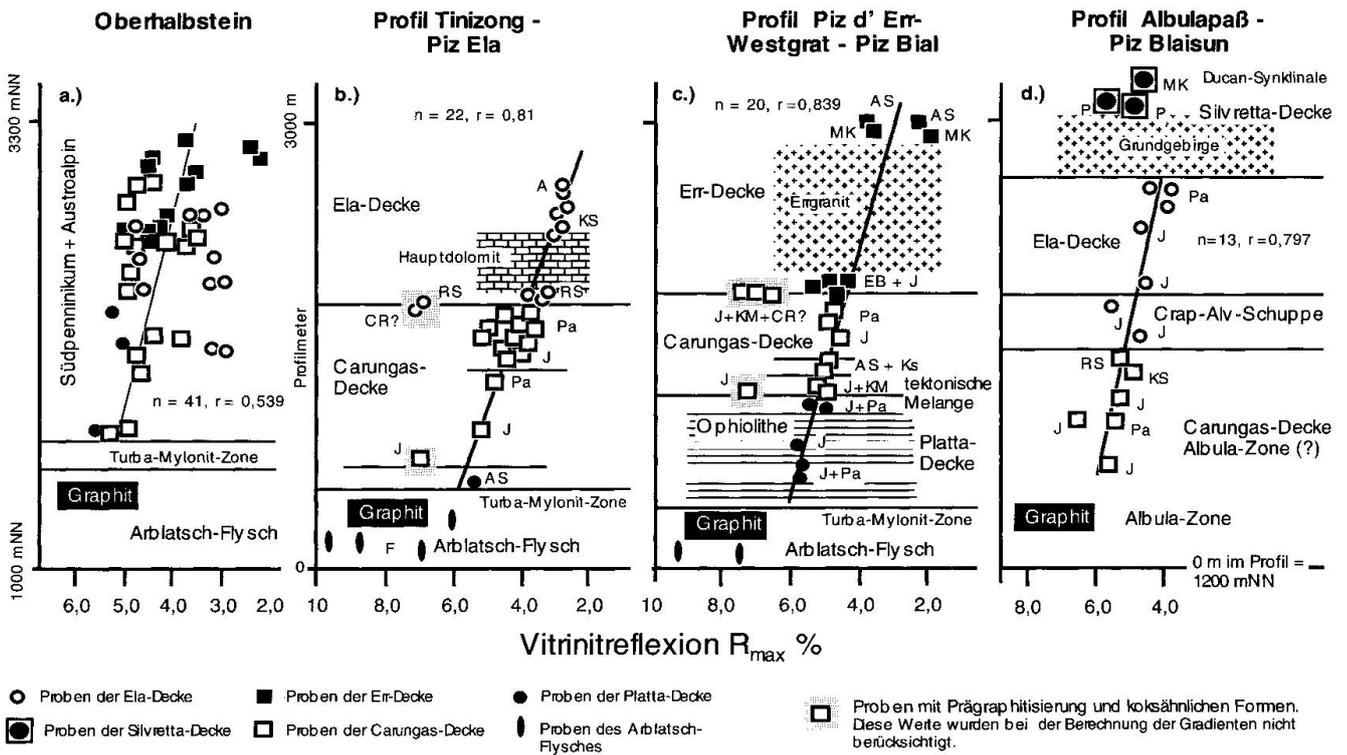


Abb. 14 a) Korrelationsdiagramm topographische Meereshöhe [mNN]/ R_{max} aller Daten aus dem Oberhalbstein (Gebiet C in Abb. 2). In den folgenden Profilen (Abb. 14b, 14c und 14d) werden Inkohlungsgradienten dargestellt. b) Profil Tinizong – Piz Ela (vgl. Abb. 2, Profil 1 in der Ausschnittsvergrößerung). c) Profil Piz d'Err Westgrat – Piz Bial (vgl. Abb. 2, Profil 2 in der Ausschnittsvergrößerung). d) Profil Albulapass – Piz Blaisun (vgl. Abb. 2, Gebiet D).

Im mittleren Deckenbau wird der postdecken- und postschuppentektonische Inkohlungsgradient nachgewiesen. Dagegen ist zur Silvretta-Decke eine Metamorphoseinversion und zum Arblatsch-Flysch eine progressive Diskontinuität zu erkennen.

a) Correlation diagram altitude (mNN)/ R_{max} with all data from the Oberhalbstein (area C in Fig. 2). In the following sections (Figs 14b, 14c and 14d) coalification gradients are represented. b) Section Tinizong – Piz Ela (see Fig. 2, profile 1 from the enlargement). c) Section Piz d'Err west ridge – Piz Bial (see Fig. 2, profile 2 from the enlargement). d) Section Albulapass – Piz Blaisun (see Fig. 2, area D).

The post nappe and post wedge tectonic coalification gradient in the middle nappe structure is evident. The Silvretta thrust coincides with a metamorphic inversion. Towards the Arblatsch-Flysch, a progressive discontinuity is recognizable.

1987) und die engste Datendichte vorhanden ist. Besonders gut lässt sich daher über den Piz d'Err mit der IK ein Gradient von $0.15 \Delta^2\Theta/\text{km}$ bestimmen (Abb. 15b). Über den Piz Ela erhält man einen ähnlichen Gradienten von $0.11 \Delta^2\Theta/\text{km}$ (Abb. 15c).

Sehr ähnlich ist auch die paläogeothermische Entwicklung am Albulapass (Abb. 2, Bereich D). Neben dem N-S-Trend zunehmender Metamorphose nimmt nach E, in Richtung Engadin, die Anchimetamorphose stetig zu; dennoch kommt im Albulatal die topographische Abhängigkeit der Metamorphose-Parameter deutlich zum Ausdruck. Im Tal der Albula (1400 bis 2000 mNN) nimmt die Metamorphose von $VR = 4.9$ bis $5.2\% R_{max}$, $IK = 0.18$ bis $0.22 \Delta^2\Theta$ über den Osthang

hinauf zum Gipfel des Piz Ela (3339 m) auf $VR = 2.9\% R_{max}$, $IK = 0.35$ bis $0.42 \Delta^2\Theta$ ab. Ähnlich ist die Entwicklung am Osthang des Albulatales hinauf zum Gipfel des Piz Blaisun (3201 m), südwestlich des Piz Kesch (Profil Albulapass – Piz Blaisun, Abb. 14d). Hier nimmt die VR auf $4.0\% R_{max}$ und die IK auf 0.25 bis $0.36 \Delta^2\Theta$ ab. Am Osthang lässt sich die Entwicklung eines Gradienten wegen der grossen Höhendifferenz gut erkennen.

Die zunehmende Metamorphose nach E wird ersichtlich, wenn man auf einer Kote von W nach E die VR- und IK-Daten vergleicht. So erhält man z.B. im Oberhalbstein auf der Breite von Tinizong auf 2200 ± 200 mNN Werte um $VR = 3.8$ bis $4.2\% R_{max}$ (Abb. 10a), im Osten der Tschimas

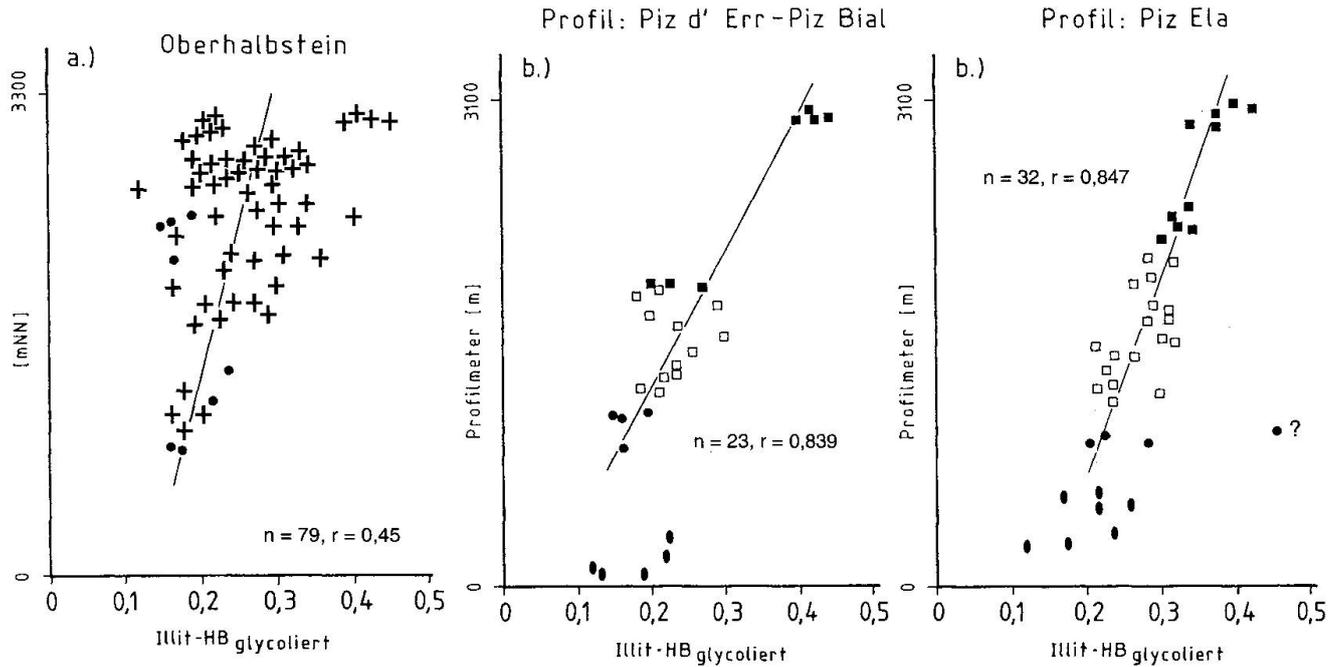


Abb. 15 a) Korrelationsdiagramm topographische Meereshöhe (mNN)/ Illit-"Kristallinität" glycoliert, alle Daten aus dem Oberhalbstein (Gebiet C in Abb. 2). Kreuzchen = Unterostalpin undifferenziert, geschlossene Kreise = Platta-Decke.
 b) Profil: Piz d'Err – Piz Bial. Die Regressionsgerade wird ohne die Messungen aus dem Arblatsch-Flysch bestimmt. Signaturen wie in Abb. 14.
 c) Profil: Piz Ela. Darstellung wie in Abb. 15b.

a) Correlation diagram altitude (mNN)/illite-"crystallinity" glycolated with all data from the Oberhalbstein (area C in Fig. 2). Crosses = Lower Austroalpine without differentiation, closed circles = Platta nappe.
 b) Section Piz d'Err – Piz Bial. The regression is calculated without measurements from the Arblatsch-Flysch. For signatures compare with fig. 14.
 c) Section Piz Ela. Same graph as for fig. 15b.

da Tschitta-Klippe (Abb. 2 und 10a) eine VR = 4.7% R_{max} , am Albula eine VR von 4.9 bis 5.2% R_{max} (Abb. 10a) und westlich La Punt-Chamuesch eine VR um 5.8 bis 6.0% R_{max} (Abb. 6). Die IK-Daten bewegen sich im Mittel von 0.32 nach 0.18 $\Delta^2\Theta$ (Abb. 7 und 10b).

Im Diagramm mNN/ R_{max} (Abb. 14a) und im Diagramm mNN/ $IK_{glycoliert}$ (Abb. 18a) ist die heutige Probenposition nach der topographischen Höhenlage im Oberhalbstein dargestellt. Die Regressionsgerade mit $r = 0.539$, $n = 41$ (Abb. 14a) bzw. $r = 0.45$, $n = 79$ (Abb. 15a) mit den Daten aus Ela-, Carungas-, Err- und Platta-Decke weist tendenziell auf eine Oben-Unten-Beziehung hin. Man erkennt, dass sich der paläothermische Gradient erst postdeckentektonisch und nach der Faltung einstellte. Trennt man die Messdaten in einen nördlichen Bereich (Arblatsch-Flysch, Platta-, Carungas- und Ela-Decke nördlich von Tinizong) und einen südlichen Bereich (Arblatsch-Flysch, Platta-, Carungas- und Err-Decke südlich von Tinizong), so verbessert sich der Korrelationskoeffizient für den Norden auf $r = 0.66$; n

= 25 (VR-Daten) und $r = 0.57$; $n = 42$ (IK-Daten); bzw. für den Süden auf $r = 0.61$, $n = 23$ (VR-Daten) und $r = 0.62$, $n = 34$ (IK-Daten); nicht dargestellt.

Der Trend verbessert sich, wie schon besprochen, im Diagramm Profilmeter/ R_{max} signifikant (Abb. 14b und 14c). Entscheidend für die Diagenese-Metamorphose-Höhe ist demnach die postdeckentektonische Stellung der Probenlage im kumulativ gestapelten Gesamtprofil nach Ausglätten des Einfallens ($\approx 20^\circ$) der Decken nach ESE. Durch das Zurückrotieren um 20° wird eine vertikale Abfolge rekonstruiert, die es ermöglicht, die Gradienten so dazustellen, dass sie zu einer wahrscheinlich ehemaligen Paläooberfläche zuordbar sind. Somit können die Inkohlungs- und Aggradationsgradienten als ein Abbild einer Paläo-Tiefenstufe interpretiert werden. Die Schemaprofile wurden von Rona (Abb. 2) über den Piz d'Err zum Piz Jenatsch, Piz Laviner und Piz Bial (Abb. 14c) und von Tinizong zum Piz Ela (Abb. 14b) gelegt, wobei als Basispunkt 0 m* die Kote 1200 mNN gewählt wurde. In der Melange-

zone der oberen Platta-Decke wird klar, dass eine frühdiagenetische, prämelangetektonische Inkohlung und eine Verbesserung der Illit-Ordnungsgüte durch Auflast ("burial metamorphism", COOMBS, 1961) unbedeutend ist. Bei gleicher Höhenlage im Profil unterscheiden sich Gesteine des Perms bis zur Kreide nicht in ihrer Maturität und IK. Der kontinuierlich, progressiv zunehmende Metamorphosetrend zum Liegenden wird erst abrupt an der Grenze Süd-/Nordpenninikum unterbrochen (Abb. 13 und 14). Die Korrelation der Inkohlung und Illit-Aggradation mit der topographischen Höhe (mNN) ist gegenüber der Korrelation unter Verwendung der Darstellung Diagenese-Metamorphose-Parameter versus Profilmeter bedeutend schlechter. Dies belegt, dass die heute gekippte Lage mit 20° ESE-Eintauchen der Decken nach dem thermischen "Paroxysmus" erfolgte. Diese Kippung entspricht wahrscheinlich der tertiären Aufwölbung des Lepontins (Tessin-Simplon), vgl. NIEVERGELT et al. (im Druck) und FERREIRO MÄHLMANN (in Vorb.).

In der Zone von Samedan selbst kann vom Traunter-Ovas-Fenster (Carungas-Decke, NAEF, 1987) zum Piz Nair (Abb. 2 und 13) ein Gradient von 0.8% R_{\max} /km errechnet werden. Da hier durch die zunehmende Metamorphose nach S auch in höheren Lagen über 3000 mNN epizonale Bedingungen nachweisbar sind (VR = 4.9 bis 5.3% R_{\max} , IK = 0.17 bis 0.21 $\Delta^2\Theta$), gelangt man in Tallagen sehr bald in metamorphe Bereiche, in denen statistisch keine Änderungen der VR und IK mehr auftreten. Eine Berechnung des paläogeothermischen Gradienten ist dann zu spekulativ. Postdeckentektonische (wahrscheinlich F2) Abschiebungen an der Deckengrenze von Err- und Juliereinheit (mündl. Mitt. N. FROITZHEIM) haben den anchimetamorphen Bereich, wahrscheinlich nördlich des Piz Padella (N des Piz Nair), auf fast epimetamorphe Gesteine der Err-Decke gebracht, so dass der Gradient nicht den ursprünglichen paläogeothermischen Einfluss wiedergibt. Dies könnte erklären, warum auf einer Höhendifferenz von 1200 mNN zwischen VR = 5.6% R_{\max} im Traunter-Ovas-Fenster und 4.9% R_{\max} am Piz Nair kaum ein signifikanter, statistischer Unterschied (T-Test) zwischen den Einzelmessungen besteht.

6.6. ILLIT-"KRISTALLINITÄTS"- UND VITRINIT-REFLEXIONS-DATEN AN DECKENGRENZEN

Vitrodetrinite aus Proben nahe der Deckenbahnen der Ela-, Err-, Carungas- und Platta-Decke weisen immer wieder erhöhte R_{\max} -Werte um 6.9

bis 7.6% auf (Abb. 10a). Damit zusammen kommen hier Illite besserer Ordnung vor (IK = 0.18 bis 0.24 $\Delta^2\Theta$). Die Organoklasten sind von einer intensiven Prägraphitisierung betroffen, insbesondere der Katabituminit. Diese Erscheinungen könnten auf den Überschiebungsdruk zurückgeführt werden. Ähnliche Beobachtungen werden z.B. von APRAHAMIAN und PAIRIS (1981) in den französischen Alpen, von BUSTIN (1983) in den Rocky Mountains und von FREY und SUCHY (1994) in den südlichen helvetischen Decken genannt und als Folge einer Wärmeproduktion durch Reibung an Deckengrenzen beschrieben. In der Diagenese und Anchizone ist aber bisher dergleichen nicht gefunden (KOCH, 1989) und im Ostalpin auch in epizonalen Gesteinen nicht bekannt geworden (PETSCHICK, 1989; FERREIRO MÄHLMANN, 1994).

Sieben Proben aus Deckenbahnen im Oberhalbstein-Val d'Err-Gebiet weisen eine starke Vergrünung und eine Schieferung auf (sf2 der Deformation F2?), welche die F1 zugehörige Schieferung sf1 spitzwinkelig, parallel zur Deckenüberschiebung, schneidet. Eine Chloritprossung verursacht die Vergrünung in Foliationsrichtung, in die auch der Semigraphit eingeregelt ist. Ausser Chlorit treten die übrigen Tonminerale zurück oder fehlen ganz, auch wenn im selben Gesteinstyp normalerweise Illit und Quarz im säureunlöslichen Residualanteil dominieren. In diesen Proben findet sich in Kornzwickeln blasiger Katabituminit. Kokskohleähnliche Strukturen weisen auf eine kurze Erhitzung ("aufkochen"). Quarz-Calcit-Mobilisationen sind hier typische Begleiterscheinungen.

Diese Proben unterscheiden sich auch erheblich in ihrem Reflexionsverhalten und weisen eine von den übrigen Proben stark abweichende R_{\min} und Bireflexion sowie abweichende Inkohlungswerte in den Inkohlungsprofilen auf (Abb. 14b und 14c).

Im Bereich der stärkeren Anchizone kommt es im Oberhalbstein-Gebiet durch die unimodale Foliation an den Deckenbahnen möglicherweise zu einer damit verbundenen höheren Temperaturleitfähigkeit und zu einer schnelleren Reifung. An der Deckengrenze Err-/Carungas-Decke sind Quarz-Calcitklüfte häufig parallel zur Überschiebung zu finden, die später von F2 (?) und F3 deformiert werden. Höher temperierte fluide Phasen zirkulierten vermutlich entlang der vorgegebenen Foliationen und Zerrüttungszonen und haben, eher als der Scherdruck (keine duktile Deformation und dynamische Quarzrekristallisation), eine höhere Maturität auch des Vitrodetrinites verursacht.

6.7. DAS METAMORPHOSE-MUSTER AN DER GRENZE SÜD-/NORDPENNINIKUM

Ein weiterer markanter Metamorphosesprung kann zwischen Carungas-, Platta-Decke und dem Arblatsch-Flysch nachgewiesen werden (Abb. 10a, 10b, 11, 13c, 14 und 15). An der Basis der Ela-, Carungas- und Platta-Decke werden von N nach S sukzessiv Gesteine im Anthrazit- bis Semigraphit-Stadium bzw. der starken Anchizone, Epizone und schwachen Grünschieferfazies an der Grenze zum Arblatsch-Flysch gekappt. Die tektonische Grenze besteht im N aus einer tektoklastischen und im S aus einer calcitmylonitischen Deformationszone. Im Liegenden werden im N Gesteine im Meta-Anthrazit-/Semigraphit- und im S im Graphit-Stadium angetroffen. Proben, in denen ausschliesslich Graphit auftritt, sind mit G bezeichnet (Abb. 10a). Einzelne Proben im Arblatsch-Flysch lassen Messungen der VR, mit Mittelwerten zwischen 6.0 und 9.5% R_{\max} , zu. Auch wenn detritische Graphitanteile nicht auszuschliessen sind, so ist der Trend von R_{\max} 4.1% (Abb. 6 und 13b) im N bei Tiefencastel nach 9.5% (Graphit) im S (Abb. 10a und 13b) als ein Metamorphose-Trend zu deuten. Reiner Graphit ($R_{\max} \geq 10\%$, $R_{\min} \leq 2.0\%$) ist nicht vorhanden ("optical graphite", DIESEL und OFFLER, 1975). Biotit ist nicht nachgewiesen worden. Daher kann höchstens eine niedrig grünschieferfazielle Metamorphose vorliegen (vgl. DIESEL und OFFLER, 1975; KRAMM et al., 1985).

Im Arblatsch-Flysch erreicht man bei der VR rasch die methodischen Grenzen (Graphit-sprung: R_{\max} -Mittel $\approx 7.0\%$ bis 9.0%) und bei der IK die apparativen Grenzen ($IK \approx 0.125 \Delta^{\circ}2\Theta$, abhängig von den Röhreneigenschaften und den verwendeten Blenden). Im südlichen Teil des untersuchten Arblatsch-Flysches weisen die Anschliffe nur noch körnige, kristalline bis faserige Graphite auf. Noch sehr homogen auslöschende Graphite lassen vermuten, dass der Arblatsch-Flysch im niedriggradigen Graphit-Stadium vorliegt. Einzelne Untersuchungen in den Schamser Decken weisen auf vergleichbare Metamorphosebedingungen hin. Mineralneubildungen im Arblatsch-Flysch lassen südlich Tinizong und in den Schamser-Decken auf die schwache Grünschieferfazies schliessen (ZIEGLER, 1956: 41; NIGGLI, 1956; KRUYSSSE, 1967: 173f; DIETRICH, 1969). Erst nordwestlich Tiefencastel scheint zwischen den Schamser Decken und den nordpenninischen Einheiten (Lenzerheide-Flysch, Bündnerschiefer) eine Metamorphosediskontinuität zu existieren (Abb. 19). Epizonale Werte einer transportierten Metamorphose in den Schamser Decken (0.16 bis $0.19 \Delta^{\circ}2\Theta$, Abb. 7 und 13b) kommen auf

stark anchizonale Werten im Lenzerheide-Flysch (Ruchberg-Serie = Rs) zu liegen. Hier sind IK um $0.21 \Delta^{\circ}2\Theta$ (noch unpublizierte Werte im Ostteil der Schin-Schlucht weisen IK um 0.18 bis $0.25 \Delta^{\circ}2\Theta$ auf) und VR um 4.4 bis 4.1% R_{\max} typisch. Mit Inkohlungsuntersuchungen kann hier erstmals im Penninikum eine Metamorphoseinversion nachgewiesen werden.

Der Metamorphosesprung zwischen Err-Decke, Unterostalpin und Platta-Decke (hangendes Stockwerk: stärkere Anchi-/Epizone) und dem Arblatsch-, Lenzerheide-Flysch und den Schamser Decken (liegendes Stockwerk: Epizone im N, Grünschieferfazies im S) lässt sich nicht durch Kompression und "transportierte" Metamorphose erklären. Überschiebungen verursachen meistens eine Stapelung einer höher "metamorpheren" Einheit auf eine kühlere. Hier liegt aber der umgekehrte Fall vor. Eine höhere kühlere Einheit wurde gegen eine tiefere, stärker metamorph überprägte Einheit versetzt.

7. Vergleich von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität"

Die Korrelation der VR- R_{\max} -Daten mit dem Kübler-Index zwischen $r = 0,77_{\text{lufttrocken}}$ und $r = 0,77_{\text{glycoliert}}$ in Abb. 16 zeigt die besten Beziehungen, die bisher im Ostalpin und Südpenninikum gefunden wurden.

Meist lässt sich durch einen lang andauernden Wärmefluss eine direkte Beziehung zwischen VR und IK erklären, ohne dass, wie dagegen oft beobachtet wird (WOLF, 1975; KISCH, 1987), die langsamere Ordnungsverbesserung des Illites hinter den rascher ablaufenden, chemischen Prozessen der organischen Partikel zurückbleibt. In den Nördlichen Kalkalpen (PETSCHICK, 1989) und in der Arosa-Zone (FERREIRO MÄHLMANN, 1994), in denen bis drei Temperaturereignisse auskartiert werden konnten, ist die Datenstreuung bedeutend grösser. Dies gilt auch für die Silvretta-Decke i.w.S..

Des weiteren fällt auf, dass in den ostalpinen und südpenninischen Decken des Oberhalbsteins kaum IK-Differenzen infolge lithologischer Unterschiede von Peliten, Psammiten und Karbonaten existieren. Die üblichen Petrovarianzen zwischen den IK-Werten aus Peliten und Karbonaten fallen nicht ins Gewicht. Unterschiede dieser Art sind im Oberostalpin stark zu berücksichtigen (KRUMM, 1984; HENRICH, 1993 und FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Selbst detritische Einflüsse sind kaum noch erhalten. Dies alles deutet auf eine weit fortgeschrittene Nivellierung der Aggradation durch den Wärmefluss und den damit

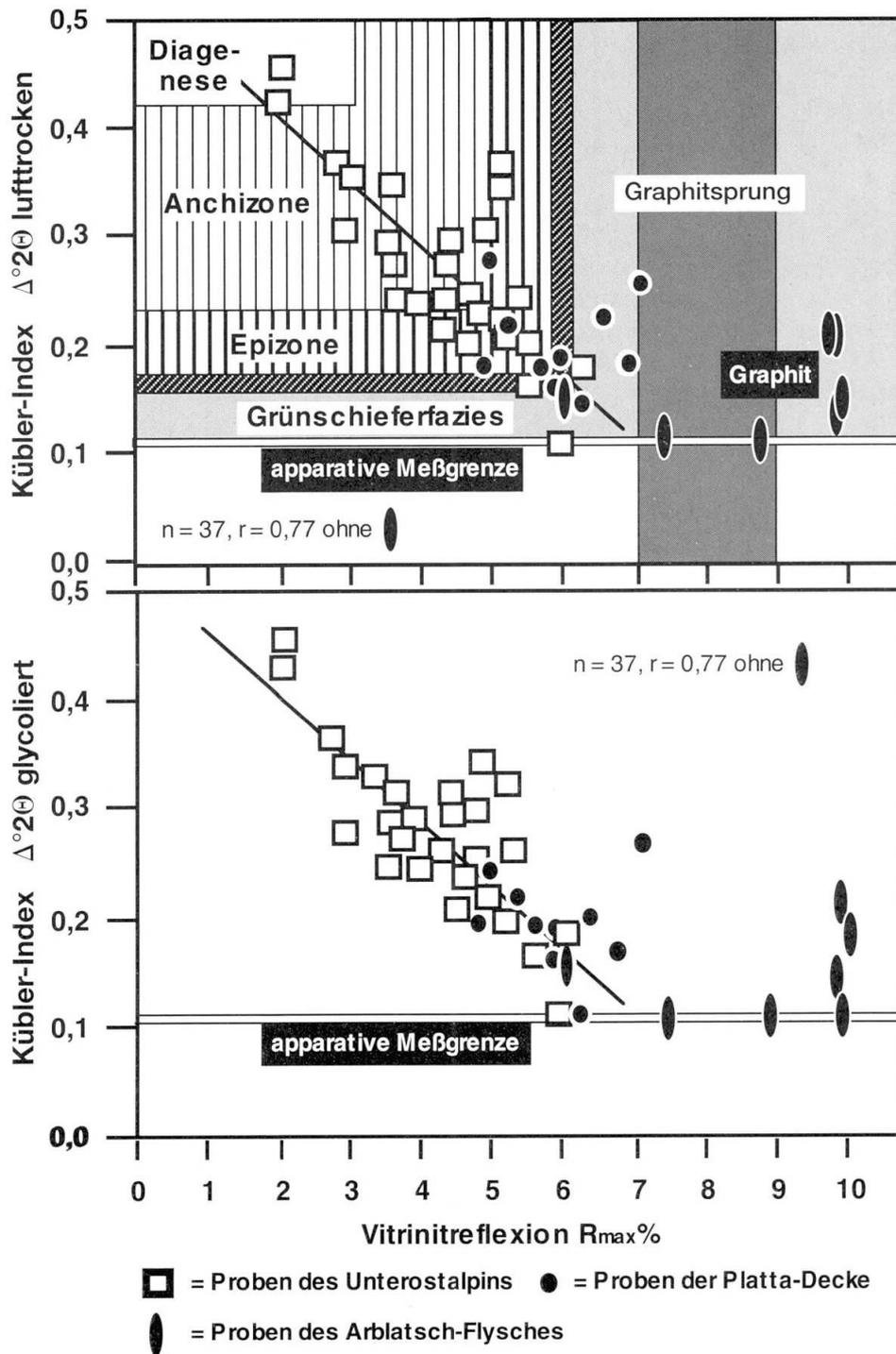


Abb. 16 Korrelationsdiagramm Vitritreflexion/Illit-"Kristallinität" mit Proben aus der Ela-, Err-, Carungas- und Platta-Decke. In Abb. 16a ist im Korrelationsdiagramm Vitritreflexion/Illit-"Kristallinität" lufttrocken der Bereich des Graphitsprungs und die Einteilung der Vitritreflexions-Illit-"Kristallinität"-Zonen von der Diagenese bis zur Grünschieferfazies dargestellt. Die apparative Messgrenze bei der Illit-"Kristallinität" von $0.125 \Delta^{\circ}2\theta$ ist für die individuellen Gerätekonstanten in Frankfurt errechnet worden.

Correlation diagram vitrinite reflectance/illite-"crystallinity" for samples from the Ela, Err, Carungas and Platta nappe. In fig. 16a, the graphite leap and the zone divisions from diagenesis to greenschist facies are shown. The instrumental limit for illite-"crystallinity" measurements in Frankfurt is given by $0.125 \Delta^{\circ}2\theta$.

verbundenen Stofftransport in den metamorphen Fluiden. Die Illitneubildung hat primäre Unterschiede überlagert.

Aufgrund der IK kann man für das Arbeitsgebiet eine Zonengliederung von Diagenese, Anchizone und Epizone vorschlagen, die mit VR-

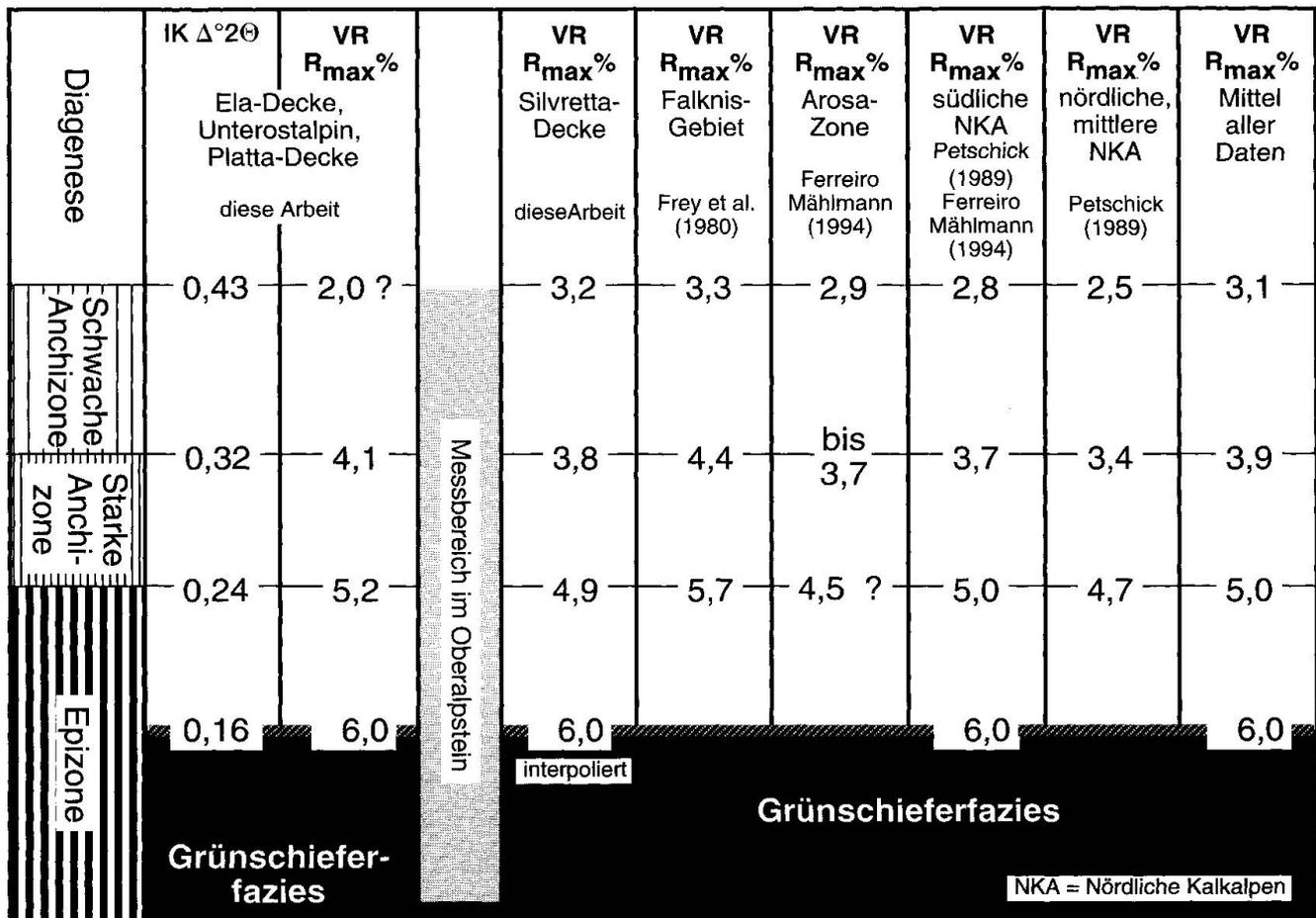


Abb. 17 Abgrenzung von Diagenese-, Anchi- und Epizone bezogen auf die Illit-"Kristallinität" als Kübler-Index (IK $\Delta^2\Theta$) und Gegenüberstellung mit der Vitrinitreflexion als VR $R_{max}\%$. Für verschiedene alpine Gebiete können abweichende Vitrinitreflexions-Grenzwerte für gleiche Illit-"Kristallinitäts"-Zonen festgestellt werden.

Definition of diagenesis, anchizone and epizone based on illite-"crystallinity" (Kübler index, IK $\Delta^2\Theta$) and comparison with vitrinite reflectance (VR $R_{max}\%$). For different Alpine areas, varying threshold values of vitrinite reflectance for identical illite-"crystallinity" limits are recognizable.

Daten ergänzt wird (Abb. 17). Beide Methoden liefern graduell messbare Veränderungen mit zunehmender Diagenese und Metamorphose.

Eine sicherlich unterschiedliche Temperaturgeschichte im Unterostalpin und Südpenninikum im Oberalpin gegenüber dem Oberostalpin, der Arosa-Zone und dem Falknis-Gebiet (FREY et al., 1980; PETSCHICK, 1989 und FERREIRO MÄHLMANN, 1994) führt zu einer Verschiebung der Grenzen bei der VR (Abb. 17). Das Mittel aller Messungen aus den genannten Einheiten ergibt eine mittlere VR von 5.0% und 3.1% R_{max} an der Grenze Epi-/Anchizone und Anchizone/Diagenese. Im Unterostalpin und Südpenninikum, einschliesslich der faziell oberostalpinen Ela-Decke, sind für die entsprechenden Grenzen VR von 5.2 und 1.8 bis 2.0% R_{max} (Abb. 16 und 17) zu ermitteln. Auffallend ist aber im Deckenstapel des Oberalpinsteins, dass noch viele Werte im An-

thrazit-Stadium in der Epizone vorkommen. Diese sind in der Epizone nicht üblich. Der geringe Wert von 2.0% R_{max} für die Grenze Anchizone/Diagenese ist statistisch nicht abgesichert (Abb. 16). Die Grenzziehung Epi-/Anchizone hat im Ostalpin den Vorteil, dass sie mit dem gemeinsamen Auftreten von Graphitphärolithen übereinstimmt.

Aufgrund der grünschieferfaziellen Mineralparagenesen in der Zone von Samedan, in der südlichen Platta-Decke, im Arblatsch-Flysch und in den Schamser Decken (ZIEGLER, 1956; NIGGLI, 1956; KRUYSE, 1967; DIETRICH, 1969; TROMMSDORFF, 1983; BURKHARD, 1987); kann die Grenze der sehr niedrigen zur niedrigen Metamorphose mit einer Isokriste von 0.16 $\Delta^2\Theta$ und einer Isoapostilbe von ca. 6.0% R_{max} gezogen werden (Abb. 16 und 17).

In Abb. 17 kann die Abweichung der VR-

Werte zu den IK-Zonen bezüglich der Falknis-Sulzfluh-Decke, Arosa-Zone und dem Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen und Silvretta-Decke i.w.S.) erkannt werden. Im Trend liegen die Daten des mittleren Deckenstapels im Oberhalbstein zwischen den Werten des Falknis-Gebietes, wo Drücke deutlich ≥ 2.0 kbar vorherrschten

(FREY et al., 1980) und denen des Oberostalpins in denen Drücke ≤ 2.0 kbar nachgewiesen wurden (FERREIRO MÄHLMANN, 1994). In wie weit der Druck neben der Temperaturzeitdauer und der maximalen Temperatur eine Rolle hierbei spielt, ist zurzeit schwer abzuschätzen. Auffallend ist, dass Gesteine der Tschirpen-Dorfberg-Decke in

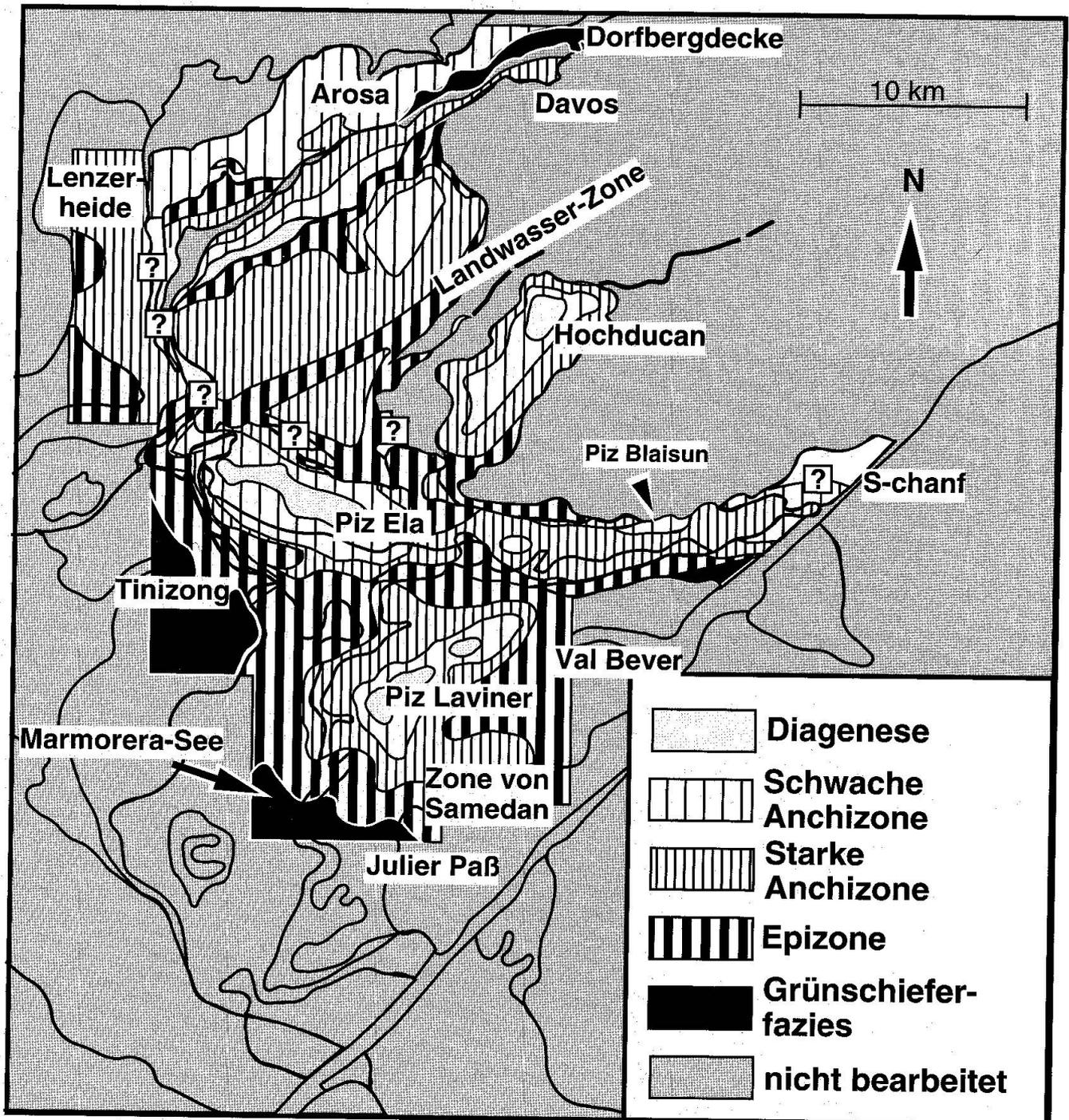


Abb. 18 Diagenese-Metamorphose-Karte der bearbeiteten Sedimentgesteine Mittelbündens und des Oberhalbsteins.

Map of diagenesis and metamorphism for sediments from Mittelbündens and the Oberhalbstein.

der Arosa-Zone die Drücke um 3.5 bis 4.5 kbar erfahren haben (GIGER, 1985; FERREIRO MÄHLMANN et al., 1993), ähnliche Beziehungen wie die Gesteine des Falknis-Gebietes zeigen. Eine Verschiebung zu höheren VR-Werten bei höheren Drücken könnte in Frage kommen.

Die hier dargestellten Begrenzungen der IK-VR-Zonen wurden in eine Metamorphosekarte (Abb. 18) eingetragen. Der Einheitlichkeit wegen werden die Zonen in allen tektonischen Einheiten durch die mittleren IK/VR-Wertepaare an der Ost-/Westalpengrenze dargestellt (dies gilt auch für Abb. 8b, 9a, 9b, 13c und 19).

Neben den Korrelationen wird mit der Diagenese-Metamorphose-Karte demonstriert, dass mit den Inkohlungsparametern, bei gründlicher Durchmusterung teilweise mehrerer Anschliffe, noch bis über 6.0% R_{max} gute Ergebnisse zu erzielen sind. Eine sehr geringe graduelle Sensitivität schon ab der "hochgradigen Anchizone/Epizone" bzw. dem "Meta-Anthrazit-Stadium" (KÜRMAN, 1993: 28 bzw. ERDELBROCK, 1994) kann hier nicht erkannt werden.

8. Literaturdaten im Vergleich mit den eigenen Messungen

Durch Eichvergleiche und Messungen an denselben Lokalitäten, unter Berücksichtigung der gleichen stratigraphischen Einheiten, konnten viele Literaturdaten über Korrekturkonstanten auf die eigenen IK-Messgrößen umgerechnet werden. Es stellte sich heraus, dass die IK-Daten nach dem Kübler-Index von WEBER (1976), GRUNER (1980), FRANK (1981), EICHENBERGER (1981), GIGER (1985), SCHWEIZER-BRÜGGEMANN (1986) und LÜDIN (1987) mit der in dieser Arbeit ermittelten Diagenese-Metamorphose-Stärke übereinstimmen (Abb. 7 und 13b). Diese Werte haben dazu beigetragen, das Datenraster für Abb. 18 und 19 zu verdichten.

Keine Übereinstimmung gelang an vielen Stellen mit den IK-Daten nach dem Weber-Index von ALTENBOCKUM (1986), HENRICH (1988, 1993) und KÜRMAN (1993). Innerhalb des Arbeitsgebietes wurde eine Korrelation mit Daten aus übereinstimmenden Lokalitäten mit dem Kübler-Index versucht. Es konnte aber keine signifikante Funktion ermittelt werden. Da der Weber-Index in (mm) angegeben wird, wirken sich apparative Einflüsse (Schreibergeschwindigkeit, Zeitkonstante usw.) stärker aus. Auch ist die Quarzhälbheitenbreite als interner Standard ungeeignet (FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Zur Nichtvergleichbarkeit von Kübler- und Weber-Index vgl. auch S. KRUMM (1992). Ein Eichvergleich mit aus-

gewählten Proben mit dem Bochumer Labor von D. K. RICHTER ist allerdings noch nicht durchgeführt worden.

Bei der Berücksichtigung der mittleren VR-Daten (R_m) und der dann errechneten R_{max} -Werte der Bochumer Gruppe ist aufgefallen, dass teilweise niedrigere Maturitäten nachgewiesen werden, als in dieser Arbeit bestimmt. Einzelne VR-Messungen von KÜRMAN (1993) aus den klastischen Gesteinen des Perms bis Anisians fallen hier auf (Abb. 6). Ein Grund könnte in der Mitbenutzung von primär oxidiertem Material (aerobe Exposition) liegen (Oxidation ist in diesen Lithologien weit verbreitet). Eigene, in den Inkohlungskarten mit einem Ausrufezeichen gekennzeichnete Proben, die solche Einflüsse zeigten, liegen in entsprechenden Reflexionsbereichen (Abb. 6). Zwischen 4.0 und 10% R_{max} führt zudem Verwitterung in den Klastiten oft zu einer Verminderung der Reflexionsintensität. Eine generelle Abnahme der Reflexion bei Verwitterung ab dem höheren Braunkohle-Stadium (MARCHIONI, 1983) ist aber ab dem Meta-Anthrazit-/Semi-graphit-Stadium nicht immer gegeben. Eine Verringerung der Bireflexion ist jedoch weiterhin typisch (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: 103 f.). Die Rotgesteine des "Permo-Skythian" sind für Inkohlungsuntersuchungen sehr bedingt geeignet.

Die Werte von HENRICH (1993) fallen im Schnitt zu niedrig aus. HENRICH (1993: 81) erkennt, dass seine VR-Daten zu den IK-Daten im Unterostalpin zu niedrig liegen, und deutet die zum Oberostalpin abweichende Beziehung VR/IK mit einer "druckbedingten Hemmung der Inkohlung". Insbesondere in der Zone von Samedan ermittelt er sehr niedrige Werte um 3.78 bis 3.85% R_m (eigene Messungen = 4.9 bis 5.9% R_{max}). Bei den eigenen Untersuchungen fiel auf, dass man zu einer gegenteiligen Auswirkung auf die Reflexionseigenschaften des Vitrodetrinites kommt. Spielen höhere lithostatische Drücke eine Rolle (vgl. Abb. 17), scheint die VR im Vergleich zur IK eher zuzunehmen. Eine erhöhte VR bezüglich der IK ist im Oberhalbstein nach eigenen Messungen typisch.

Auffallend ist in einigen Anschliffen aus dem Unterostalpin und dem Südpenninikum des Oberhalbsteins, dass oft eine Anisotropie schräg zur Längsachse des Partikels, zur Schichtung und ersten Schieferung sf1 auftritt. Sie assoziiert mit sf2 (F2) und kann als Spannungsanisotropie gedeutet werden. Der gerichtete Druck hat eine Einregelung der Micellen (Benzolringe) zur Folge, was von TEICHMÜLLER und TEICHMÜLLER (1954) als physikalisch-strukturelle Inkohlung bezeichnet wird. Gerichteter Druck an Scherflächen verursacht z.B. auch eine Erhöhung der Bi-

reflexion (Zerstörung der Anordnung der Aromatlamellen in sf, TEICHMÜLLER et al., 1979). Überstrahlungseffekte im Messfleck führen durch druckbedingte Undulation, im nach der IK definierten Grenzbereich Anchi-/Epizone, zu recht niedrigen R_{\max} -Werten. Dies müsste sich bei R_m -Bestimmungen, wie sie HENRICHS (1993) vornimmt, noch stärker auswirken. Insbesondere im Arblatsch-Flysch treten im Graphit-Stadium Mittelwerte einer Messung auf, die deutlich unter 10% R_{\max} liegen (Abb. 6 und Abb. 10). Verbreitet ist dieses Phänomen in Phylliten an der Grenze Ost-/Westalpen (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: 110 ff.) und in stark geschieferten Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges (TEICHMÜLLER et al., 1979). Da diese Abweichung (auch der Minimal- und Bireflexion) in Siltiten und Quarziten besonders auffällig ist, ist die Deutung von TEICHMÜLLER (1987: 128), dass dies durch das Einklemmen und Zerdrücken des vitrinitischen Materials zwischen silikatischen Körnern verstärkt wird, wahrscheinlich. Von einer druckbedingten Hemmung der Inkohlung im Austroalpin sollte, ohne eine organochemische Absicherung, nicht gesprochen werden. Die hier gemachten Beobachtungen lassen eine solche Interpretation nicht zu.

9. Schlussfolgerungen: Interpretation der Diagenese-Metamorphose-Daten und ihre Bezüge zur Stockwerktektonik

In der Metamorphosekarte (Abb. 18) kann ein sehr komplexes Diagenese-Metamorphose-Muster festgestellt werden. Zusammen mit Messungen aus dem Penninikum (FERREIRO MÄHLMANN et al., 1992) und den Ergebnissen aus dem Oberhalbstein werden etwa 360 IK- und 130 VR-Daten sowie 94 IK-Daten anderer Autoren berücksichtigt. Das komplexe Bild in Abb. 18 kann kaum das Resultat einer postkinematischen tertiären Temperaturüberprägung (DIETRICH und TROMMSDORFF, 1980; RING et al., 1989; KÜRMAN, 1993; HENRICHS, 1993) sein. Auch eine einheitlich anchimetamorphe Überprägung des Oberostalpins und eine epimetamorphe bis grünschieferfazielle Erwärmung des Unterostalpins (NIGGLI und ZWART, 1973; FREY, 1986 u.a.) ist nach den neuen Daten nicht mehr aufrechtzuerhalten. In allen diesen Deckenkomplexen kommen diagenetisch bis grünschieferfaziell überprägte Sedimente vor. Hier wird deutlich, dass IK- und VR-Messungen nur bei entsprechender Proben-dichte und statistischer Probenzahl aussagekräftige Informationen zum Diagenese-Metamorphose-Muster einzelner Decken liefern.

Im Kartenbild wie in den Profilen können die bedeutendsten Metamorphosediskontinuitäten an der Deckengrenze Silvretta-/Ela-Decke und an der Tektoklastit-Mylonit-Zone an der Basis des ostalpinen und südpenninischen Deckenstapels erkannt werden. Aufgrund dieser Unterschiede wird der Deckenstapel in drei Stockwerke gegliedert (Abb. 19).

Das *obere Stockwerk* besteht aus der Silvretta-, Arosa-Dolomiten und Rothorn-Decke (Abb. 19). Durch nur geringfügige palinspastische Entzerrung (Abb. 9) von etwa 2 km nach E lassen sich die einzelnen Diagenese-Metamorphose-Zonen in den Decken Überganglos verbinden. Die maximale Aufheizung erfolgte während der Karbonatrekristallisation (deformierte Auslöschung in Lösungssuturen und Kornzwickeln, Katabitumen ist in sf1 mikrinitisiert, d.h. es war schon vor der Schieferung verfestigt). In den Decken ist ein stratigraphischer Unten-Oben-Trend (Epizone bis Diagenese) erhalten, wie er für eine Sedimentauflast-Diagenese respektive Versenkungs-Metamorphose typisch ist. Die ermittelten Gradienten deuten auf einen hyperthermischen Wärmefluss. Die erhöhten Werte an der Basis des Sedimentstapels und hyperthermale Inkohlungs- und Aggradationsgradienten könnten dabei mit einem postvulkanischen, hydrothermalen Wärmefluss im Bereich der Permvulkanite und -gräben zusammenhängen. Ähnlich steile Gradienten werden oft auf postvulkanische und diastathermale geothermische Regime zurückgeführt (ROBINSON, 1987; AGUIRRE, 1989, 1991). Ein Grundgebirgseffekt kann weitgehend ausgeschlossen werden (FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Die Aufheizung dauerte aber noch synkinematisch während der Anlage des EW-NE-Faltenbaues an (Landwasser-Ducan-Faltung, Abb. 9b), da die Isothermen nicht parallel zu den Formationsisopachen und schief zu den Falungsisopachen verlaufen. Aufschiebungen und Deckendigitation, sowie Abschiebungen, die mit den extensiven Ereignissen an der Landwasser- und Ducan-Basis-Scherfläche zusammenhängen, stören die Diagenese-Metamorphose-Zonen. Die Digitation und Extension erfolgte also postmetamorph. Somit ist in der Silvretta-Decke großflächig die maximale Aufheizung präorogen, d.h. nicht alpin, wirksam gewesen. Zusätzlich wird das Bild durch die hydrothermale epizonale Überprägung der Sedimente in der Landwasser-Zone entlang der Abschiebungen gestört, die eine Vererzung in Klüften zur Folge hatte.

Da die Silvretta-Decke i.w.S. gegenüber allen liegenden tektonischen Einheiten eine Metamorphosediskontinuität aufweist, kann nur ein weiter Transport von E der ererbten Metamorphose vor-

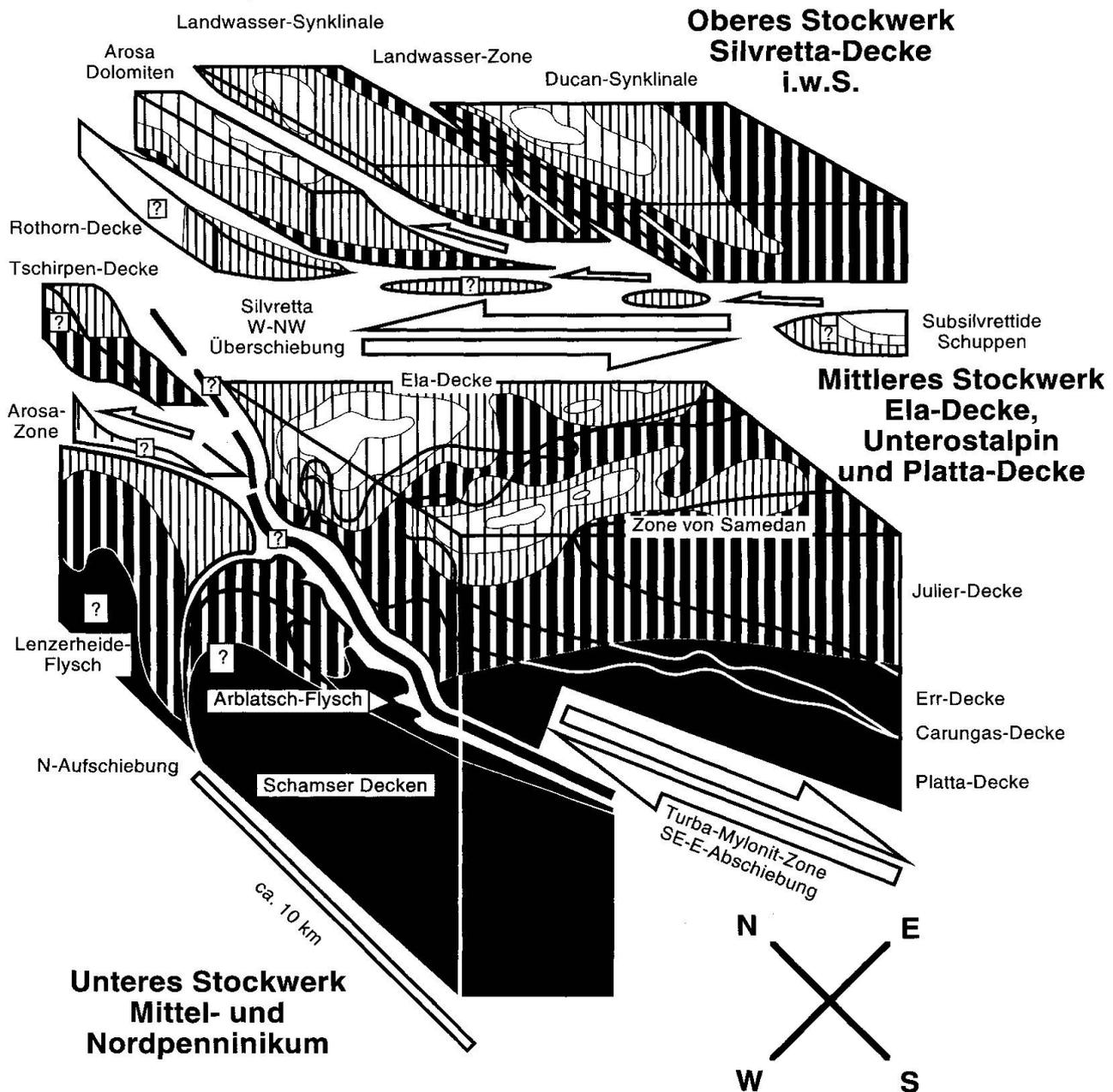


Abb. 19 Diagenese-Metamorphose-Muster Mittelbündens und des Oberhalbsteins im Blockbild und ihre Stockwerkgliederung aufgrund ihrer spezifischen Beziehungen von Deformation und Temperaturgeschichte. Die Pfeile geben bedeutende Versätze der Diagenese-Metamorphose-Zonen an.

Pattern of diagenesis and metamorphism in a block diagram of the Oberhalbstein. Each stockwerk shows a specific deformation and temperature history. Arrows mark important disturbances of the diagenetic and metamorphic zones.

liegen. Die diagenetisch bis gering metamorph überprägten subsilvrettiden Linsen stellen dabei möglicherweise geringer aufgeheizte Reste einer tieferen oberostalpinen Decke dar (Abb. 19), die an der Basis der Silvretta-Decke mittransportiert wurden (Schürflinge). Möglicherweise sind es Äquivalente der ähnlich schwach metamorphen, subsilvrettiden Geisspitz-Mittagsspitzen-Zone in Vorarlberg (FERREIRO MÄHLMANN, 1994).

Das *mittlere Stockwerk* besteht aus der Ela-, Julier-, Err-, Carungas- und Platta-Decke. In diesen Decken ist eine topografische Unten-Oben-Abhängigkeit der Zonen gleicher Metamorphose bis Diagenese zu erkennen (Abb. 13 und 19). Reste einer Sedimentauflast-Diagenese sind nicht erhalten. Selbst Gesteine des Permians bis Anisians im Err-Normalschenkel sind nur diagenetisch überprägt. Ein hoher prä- bis synoroge-

ner Wärmefluss hat hier nicht auf die Sedimente eingewirkt. Auch an Deckendigitationen (Gualdauna-Schuppe der Ela-Decke), an Zerschuppungen der Carungas-Decke, an Schuppen der Platta-Decke und in den tektonischen Melange-Zonen sowie an der Aufschiebung der Err-Decke lassen sich keine Metamorphosediskontinuitäten erkennen. Die S-N-, SW-NE-Faltung der Err- und Carungas-Decke (F1) verursacht keine Deformation der Isothermen. Einzig die E-W-Falte der Ela-Decke führt zu einer Veränderung der Isolinien gleicher Temperaturüberprägung mit den Faltungs-isopachen. Bitumen scheint in die Foliation von sf1 migriert zu sein und ist hier bei der Reifung verfestigt worden. Die maximale Aufheizung erfolgte nach dem Decken- und Schuppenbau und ist syn- bis post-F1 wirksam geworden. Die tonmineralogischen und kohlenpetrographischen Daten lassen sich sehr gut miteinander vergleichen. Dies zeugt von einem hohem Gleichgewicht zwischen den verschiedenen Diagenese-Metamorphose-Parametern. Wahrscheinlich ist mit einem lang anhaltenden hohen Wärmefluss zu rechnen. Syn- und postkinematische F1- sowie synkinematische F2-Mineralien lassen im S (Oberengadin) zwischen F1 und F2 annähernd gleiche Temperaturen der Metamorphose erkennen (GUNTILI und LINIGER, 1989). Die postdeckentektonische Metamorphose zeigt, dass zwischen Ostalpin und Südpenninikum der hauptsächlich Deckentransport (STAUB, 1958; RING, 1989; RING et al., 1989) nicht in der Kreide und im Tertiär erfolgt sein kann. Die grössten Bewegungen erfolgten an der Basis der Platta-Decke (NIEVERGELT et al., im Druck).

Die Ela-Decke weist eine mittelbündnerische Faziesausbildung auf. Die Ela-Decke kann aber wegen der identischen Temperaturgeschichte und der übereinstimmenden Beziehungen zwischen Deformation und Temperaturüberprägung mit den unterostalpinen Decken im Oberhalbstein als eine tektonisch unterostalpine Einheit betrachtet werden. Möglicherweise bildet sie ein Bindeglied (FERREIRO MÄHLMANN, 1991) zwischen dem Ober- und Unterostalpin.

Die Diagenese-Metamorphose-Zonen im mittleren Stockwerk werden nur durch Halbgrabenstrukturen, Sekundärabschiebungen (konjugierte steile Extensionsbrüche, vgl. LINIGER, 1992: Abb. 5.3), die im Zusammenhang mit der basalen Tektoklastit-Mylonit-Zone stehen, und einer E-W-Faltung (F4/D3), die den gesamten Deckenbau einschliesslich der Tektoklastit-Mylonit-Zone deformiert, gestört. Die maximale Aufheizung erfolgte also zwischen der Deformation F1/F2 und dem Tektoklastit-Mylonit-Ereignis. Der progradierende Metamorphosesprung zum Ar-

blatsch-Flysch bestätigt den Nachweis, dass es sich an der Grenze Südpenninikum-Unterostalpin/Nord-Mittelpenninikum nicht um eine Aufschiebung (STAUB, 1948; TRÜMPY, 1980), sondern eine Abschiebung handelt (vgl. auch LINIGER, 1992; NIEVERGELT et al., im Druck). Die Abschiebung involviert gegen N immer höhere tektonische Einheiten, was auch durch den Übergang von duktiler Deformation im S zu spröder Deformation im N deutlich wird. In der nördlichen Ela-Decke werden die Effekte der Abschiebung kleiner und im oberen Stockwerk fehlen sie. In der progressiven epizonalen Diskontinuität zwischen Rothorn- und Tschirpen-Decke (Tschirpen-Dorfberg-Decke) könnte vage eine Verlängerung der Extensionsstruktur vermutet werden (Abb. 19). Strukturelle Untersuchungen fehlen hierzu. Die Tektoklastit-Mylonit-Zone stellt die nun auch im Oberhalbstein nachgewiesene Fortsetzung der Turba-Mylonit-Zone dar. Der Bewegungssinn und die Deformationsstrukturen sind identisch (NIEVERGELT et al., im Druck). Die Mylonit-Zone lässt sich somit vom Piz Salacina bis zur Motta Palousa (Abb. 2) und möglicherweise bis zum Tschirpen verfolgen. Top SE-Bewegungen (syn-D2 "back-folding and back-thrusting", vgl. EIERMANN, 1988: 270 und SCHMID et al., 1990: 274) sind im untersten tektonischen Stockwerk vielleicht Folge dieser Abschiebung (vgl. LINIGER, 1992).

Typisch für das mittlere Stockwerk sind thermische Einflüsse an den Deckenaufschiebungen. Eine hydrothermale kurzzeitig starke Aufheizung (post-F1, syn-F2) an diesen Störungen scheint die Regel zu sein.

Das untere Stockwerk besteht aus dem Arblatsch-Flysch und den Schamser Decken. Alle Einheiten weisen eine epizonale bis grünschieferfazielle Metamorphose auf. Bezüge zwischen der Metamorphose und der D1- und D2-Deformation sind mit den bisherigen Daten nicht zu erkennen. Einzig F4/D3 deformiert die Diagenese-Metamorphose-Zonen. Die maximale Überprägung erfolgte demnach vorher. Besonders erwähnenswert sind die Metamorphosediskontinuitäten an der Stirn der Schamser Decken und des Arblatsch-Flysches. Die Störung des Diagenese-Metamorphose-Musters an der Grenze Schamser Decken/Lenzerheide-Flysch kann während oder nach der D2-Deformation angelegt worden sein. Erstmals gelingt hier im Penninikum der Nachweis einer transportierten Metamorphose (Abb. 19). Das Problem der Vergleichbarkeit von Arblatsch- und Lenzerheide-Flysch und ihrer tektonischen Stellung zueinander ist mit den bisherigen Daten nicht aufzuklären. Eine Metamorphosediskontinuität scheint zwischen beiden Fly-

schen vorzuliegen und könnte Resultat der kompressiven Deformation (Faltung F4/D3) sein.

Verdankungen

Für die Förderung der Arbeit danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Deutschen Alpenverein (München) und der Hermann Willkomm-Stiftung (Frankfurt a.M.). Die Untersuchungen in Mittelbünden sind Teil des DFG-Forschungsprojektes "Diagenese und Anchizone an der Grenze West-/Ostalpen", Kt. 381/10. Die Arbeiten im Oberhalbstein wurden ohne Förderung fortgesetzt. Die Daten aus dem Penninikum sind vorläufige Resultate aus dem DFG-Forschungsstipendium Fe 409/1-1. Grosszügige Druckkostenzuschüsse sind von der H. Willkomm-Stiftung und von Frau Mia Mählmann zugesteuert worden.

Durch die freundschaftliche Zusammenarbeit mit Gregor Eberli, Niko Froitzheim, Heinz Furrer, Markus Liniger und Peter Nievergelt und den gemeinsamen Arbeitsexkursionen wurde mein Interesse für das Oberhalbstein geweckt. Ich möchte besonders die grosszügige Gastfreundschaft meiner Verwandten Hilde und Josef Mählmann erwähnen, ohne deren freundliche Aufnahme die monatelangen Arbeiten an der RWTH-Aachen nur schwer möglich gewesen wären. Auch bei meiner Gastwirtin Margherita Dosch-Dermont und ihrem Sohn Mario in Tinizong möchte ich mich dankend erkenntlich zeigen. Für Diskussionen und Hinweise zum Manuskript und für die Durchsicht älterer Versionen möchte ich mich bei Frau Prof. M. Wolf, Herrn Prof. D. Bernoulli, Herrn Prof. H. Krumm und Herrn Dr. Petschick bedanken. Herr Dr. Petschick hat bei der Gestaltung der Grafiken mitgewirkt. Ein hilfreiches und instruktives Gutachten stammt von Herrn Prof. M. Frey.

Literaturverzeichnis

- AEMISSEGGER, B., EBERLI, G., EICHENBERGER, U., FRANK, ST., FURRER, H., NAEF, H. und TRÜMPY, R. (1985): Field Workshop on Triassic and Jurassic Sediments in the Eastern Alps of Switzerland. Mitt. geol. Inst. ETH. Univ. Zürich, N.F., 248, 82 S.
- AGUIRRE, L. (1989): Metamorfismo pre-orogénico y marco geotectónico, Cordillera Occidental de Colombia (perfil Biga-Buenaventura). Rev. geol. Chile, 16, 123-144.
- AGUIRRE, L. (1991): Interpretación de facies y gradientes en el metamorfismo diastatérmico del Grupo volcánico Casma (Cretácico), Peru. 6^o Congreso Geológico Chileno, p. 11-15.
- ALTENBOCKUM, M. (1986): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in den Raibler Schichten des Oberostalpins westlich des Brenners. Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. Ruhr-Univ. Bochum, 74 S.
- APRAHAMIAN, J. und PAIRIS, B. (1981): Very low grade metamorphism with a reverse gradient induced by an overthrust in Haut-Savoie (France). In: Thrust and Nappe Tectonics, Geol. Soc. London, 159-165.
- BEARTH, P. (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 42, 127-137.
- BEARTH, P., HEIERLI, H. und ROESLI, F. (1987): Geologischer Atlas der Schweiz, Atlas géologique de la Suisse 1 : 25 000, Blatt 1237 Albulapass (Atlasblatt 81). Schweiz. geol. Kommission.
- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G. und FROITZHEIM, N. (1990): Mesozoic faults and associated sediments in the austroalpine-southalpine passive continental margin. Mem. Soc. Geol. It., 45, 25-38.
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie von Mittelbünden; Lenzerhorngruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.] 49/2, 106 S.
- BÜRGIN, T., EICHENBERGER, U., FURRER, H. und TSCHANZ, K. (1991): Die Prosanto-Formation – eine fischreiche Fossil-Lagerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). Eclogae geol. Helv., 84, 921-990.
- BURKHARD, J.M. (1987): Ore Minerals and Geochemistry in the Serpentinities of the Eastern Central Alps (Davos to the Val Malenco) compared to occurrences in the Klamath Mountains (California and Oregon). Heidelberger Geowiss. Abh., 12, 345 S.
- BUSTIN, R.M. (1983): Heating during thrust faulting in the Rocky Mountains: friction or fiction? Tectonophysics, 95, 309-328.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. Wepf & Co., XI. 2. Auflage, 480 S., Basel.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. und SMATHERS, N. P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. Geology, 18, 828-831.
- COOMBS, D. S. (1961): Some recent work on the lower grades of metamorphism. Australian J. Sci., 24, 203-215.
- CORNELIUS, H.P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe 1 : 25 000. – in 2 Blättern; Schweiz. geol. Komm., Basel, Spez.-Karte, Nr. 115 A+B.
- CORNELIUS, H.P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe: Das Baumaterial., Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.], 70/1.
- DERCOURT, J. und weitere 18 Autoren (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics, 123, 241-315.
- DEUTSCH, A. (1983): Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). Eclogae geol. Helv., 76/2, 295-308.
- DIETRICH, V.J. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Europäische Hochschulschriften. Diss. Univ. Zürich, 179 S., Herbert Lang & Cie AG, Bern.
- DIETRICH, V.J. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Eclogae geol. Helv. 63/2, 631-771.
- DIETRICH, V.J. (1972): Ilvait, Ferroantigorit und Greenalith als Begleiter oxidisch-sulfidischer Vererzungen in den Oberhalbstein-Serpentiniten. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 52/1, 57-75.
- DIETRICH, V.J. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. Geotek. Forschung, 50, 1-84.
- DIETRICH, V.J., VUAGNAT, M. und BERTRAND, J. (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 54, 291-332.
- DIESSEL, C.F.K. und OFFLER, R. (1975): Change in physical properties of coalified and graphitized phy-

- toclasts with grade of metamorphism. *N. Jb. Mineral., Mh.*, 1975/1, 11–26.
- DÖSSEGER, R., FURRER, H. und MÜLLER, W.H. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). *Eclogae geol. Helv.*, 75/2, 303–330.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. und BERNOULLI, D. (1976): Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 18/5, 1283–1293.
- EBERLI, G.P. (1979): Die Geologie der Castellins. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Zürich.
- EBERLI, G.P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens. Relikte eines passiven Kontinentalrandes. *Mitt. geol. Inst. ETH. Univ. Zürich, N.F.*, 250, 184 S.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 81/1, 175–214.
- EGGENBERGER, U. (1990): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen St. Moritz und dem Val Bever (Unterostalpin/Err-Decke). Geochemischer Vergleich mit anderen variszischen Intrusiva. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. Univ. Bern, 163 S.
- EICHENBERGER, U. (1981): Geologie der östlichen Ducangruppe. Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Zürich, 154 S.
- EICHENBERGER, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). *Mitt. geol. Inst. ETH. Univ. Zürich., N.F.* 252, 196 S.
- EIERMANN, D.R. (1988): Zur Stellung des Martegnas-Zuges. *Eclogae geol. Helv.*, 81/2, 259–272.
- ERDELBRÖCK, K. (1994): Diagenese und schwache Metamorphose im Helvetikum der Ostschweiz (Inkohlung und Illit-"Kristallinität"). Unpubl. Diss., Manusk. RWTH Aachen, 219 S.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1991): Die Temperaturgeschichte im Unterostalpin und Pennin des Oberhalbsteins und ihre tektonogenetische Bedeutung (Graubünden, Ostschweiz). Abstract: *Schweiz. geol. Ges., Chur*.
- FERREIRO MÄHLMANN (1993): Illit-"Kristallinität" und Diagenese-Metamorphoseindikation. *Ber. dt. min. Ges.*, 1993/1, 293.
- FERREIRO MÄHLMANN (1994): Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose – Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpines und Süppenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. Unpubl. Diss., Manusk. mineral., Bibl. Univ. Frankfurt am Main, 498 S.
- FERREIRO MÄHLMANN (in Vorb.): Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein. Teil 2. Korrelation kohlenpetrographischer und mineralogischer Parameter. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*
- FERREIRO MÄHLMANN, R. und PETSCHICK, R. (1993): Probenaufbereitung für die Illit-"Kristallinitäts"-Untersuchungen und Altersdatierungen an Illitfraktionen sowie Eichungen und Ringuntersuchungen zur Illit-"Kristallinität". Unpubl. Manusk.: Bibl. Inst. für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Univ. Frankfurt am Main.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., GIGER, M. und FLISCH, M. (1993): Der Nachweis der "Tschirpen-Dorfbergdecke" in der alpinen Suturzzone mit radiometrischen Glimmer- und Illit-Altern, Spaltspuren-Altern, der Illit-"Kristallinität", und der Inkohlung. Abstract: *Ber. Dt. min. Ges.*, 1993/1, 125.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETSCHICK, R., ERDELBRÖCK, K., WOLF, M., KRUMM, H., BERNOULLI, D., FREY, M. und JÄGER, E. (1991): A Coalification Map of the Central Alps. Appenzell, St. Gall, Glarus, Graubünden, Vorarlberg and Tyrol (Switzerland, Liechtenstein and Austria). Abstract: *Schweiz. geol. Ges., Chur*.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETSCHICK, R., ERDELBRÖCK, K., KRUMM, H., WOLF, M. und BERNOULLI, D. (1992): Coalification Map of the Pennine-Austroalpine Boundary (Switzerland, Liechtenstein and Austria). *Terra Nova* 4, Abstract Supplement 2, 21, ALCAPA meeting, Graz.
- FLISCH, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der ostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 53/123, 23–49.
- FRANK, ST. (1981): Die Ela-Decke und ihr Liegendes im unterem Oberhalbstein. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Zürich.
- FRANK, W., PURTSCHELLER, F., SASSI, F.P. und ZANETTI, B. (1978): Metamorphic Map of the Alps. Eastern Alps 1 : 100.000, pp. 228–242, Unesco, 242 pp., Paris.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. und THÖNI, M. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps. In: FLÜGEL, H.W. und FAUPL, P. (Eds), *Geodynamics of the Eastern Alps*, S. 272–281, F. Deuticke, 418 S., Wien.
- FREY, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, 13–27.
- FREY, M. und SUCHY, V. (1994): Vitrinite reflectance and tectonics: a case study from the Kandersteg area, Helvetic Alps, Switzerland. Abstract, *Controls on Metamorphism*, Liverpool, Sep. 1994.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54/2-3, 247–290.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. und SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illit crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.*, 73/1, 173–203.
- FROITZHEIM, N. (1992): Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland). *Geology*, 20, 923–926.
- FROITZHEIM, N. und EBERLI, G.P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. *Bull. geol. Soc. Am.*, 102, 1297–1308.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. und CONTI, P. (1991): Deckenfaltungen und alpinktonische Extensionsbrüche am Westrand der Silvretta-Decke (Ostalpin, Graubünden). Abstract: 8. *Schweiz. Tektonikertreffen*, Bern.
- FRÜH-GREEN, G., WEISSERT, H. und BERNOULLI, D. (1990): A multiple fluid history recorded in Alpine ophiolites. *J. Geol. Soc. London*, 147, 959–970.
- FURRER, H. (1974): Geologie des Piz San Mittel, Mittelbünden. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Zürich, 122 S.
- GIGER, M. (1985): Petrographisch-geologische Untersuchungen der Davoser Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten tektonischen Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schafläger-Dorfberg (Davos; Kanton Graubünden). Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. Univ. Bern, 410 S.

- GIGER, M. (1986): Petrographisch-geologische Untersuchungen der Davoser Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten tektonischen Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schaf läger-Dorfberg (Davos; KT. Graubünden). Mitt. Schweiz. Mineralog. Petrogr. Ges., 1986/2, 15.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. Unpubl. Diss., Manusk. Bibl. mineralog. Inst. Univ. Bern, 166 S.
- GREEN, G. (1982): Geology and petrography of the Arosa Zone at the Hörnli area. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. Univ. Zürich, 124 S.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 154.
- GUNTLI, P. und LINIGER, M. (1989): Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 289–301.
- HENRICH, C. (1988): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in karnischen Evaporiten des Oberostalpins westlich des Brenners. Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. Ruhr- Univ. Bochum, 90 S.
- HENRICH, C. (1993): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Ober-Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzenden Südalpengebiete. Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 40, 206 S.
- HUNZIKER, J.C. (1987): Radiogenic isotopes in very low-grade metamorphism. In: FREY, M. (Ed.): Low Temperature Metamorphism, pp. 200–226, Blackie, Glasgow and London.
- HURFORD, A.J., FLISCH, M. und JÄGER, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. und PARK, R.G. (Eds): Alpine Tectonics, Geol. Soc. London Spec. Pub., 45, 369–398.
- JACOB, H. (1966): Über Beziehungen zwischen Kohle und Erdöl. Erdöl u. Kohle 20/6, 393–400.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiogenen Altersbestimmung. Eclogae geol. Helv., 66, 11–21.
- KISCH, H.J. (1987): Correlation between indicators of very low grade metamorphism. In: FREY, M. (Ed.), Low Temperature Metamorphism, pp. 227–300, Blackie, Glasgow und London.
- KISCH, H.J. (1991): Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. J. metamorphic Geol., 9, 665–670.
- KOCH, J. (1989): Inkohlung durch Reibungswärme im Ölschiefer von Schandelah. Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie/Hydrocarbontechnologie, 42, 485–488.
- KRAMM, U., SPAETH, G. und WOLF, M. (1985): Variscan metamorphism in the NE Stavelot-Venn Massif, Ardennes: A new approach to the question of regional dynamothermal or contact metamorphism. N. Jb. geol. paläont. Abh., 171, 311–327.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. Geol. Rdsch., 73/1, 223–257.
- KRUMM, S. (1992): Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose. Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern. Erlanger geol. Abh., 120, 1–75.
- KRUYSE, H.A.C. (1967): Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). Eclogae geol. Helv., 60, 157–235.
- KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Etages tectoniques. Coll. Neuchâtel, 18–21 avril, 105–122.
- KÜRSMANN, H. (1993): Zur Hochdiagenese und Anchimetamorphose in Permotrias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 41, 328 S.
- LINIGER, M. (1992): Der Ostalpin-Penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). Unpubl. Diss., Manusk. Bibl. mineralog. Inst. ETH-Zürich, ETH-Nr. 9769, 186 S.
- LINIGER, M. und NIEVERGELT, P. (1990): Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 95–101.
- LÜDIN, P. (1987): Flysche und tektonische Melange im Südpenninisch/Unterostalpinen Grenzbereich (Arosa-Zone; Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). Unpubl. Diss., Manusk. Bibl. Univ. Basel, 300 S.
- MAGGETTI, M., FLISCH, M. und BOLLIN, R. (1990): Bericht über die Exkursion der Schweiz. mineralogischen und petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unteren Engadiner Fensters (11.–14. September 1989). Schweiz. Mineral., Petrogr. Mitt., 70, 121–157.
- MACKOWSKY, M.Th. (1982): Rank determination by measurement of reflectance on vitrinites. In: STACH, E., MACKOWSKY, M.Th., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. and TEICHMÜLLER, R. (Eds), Stach's Textbook of Coal Petrologie. 3. enlarged edition, pp. 319–329, Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- MARCHIONI, D.L. (1983): The detection of weathering in coal by petrographic, rheologic and chemical methods. Int. J. Coal Geol., 2, 231–259.
- NAEF, M.H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden). Mitt. geol. Inst. ETH. Univ. Zürich, N.F. 276, 206 S.
- NIEVERGELT, P. (1976): Die Basis der unterostalpinen Decken im Gebiet der Alp Flix. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Zürich.
- NIEVERGELT, P., LINIGER, M., FROITZHEIM, N. und FERREIRO MÄHLMANN, R. (1991): The Turba Mylonite Zone: An Oligocene extensional fault at the Pennine-Austroalpine-Boundary in Eastern Switzerland. Terra Abstracts, 3/1, 248.
- NIEVERGELT, P., LINIGER, M., FROITZHEIM, N. und FERREIRO MÄHLMANN, R. (in press): Early to Mid Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba Mylonite Zone (Eastern Switzerland). Tectonics.
- NIGGLI, E. (1956): Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 36/2.
- NIGGLI, E. und ZWART, H.J. (1973): Metamorphic Map of the Alps, scale 1 : 1 000 000. Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World. Sheet 17 of the Metamorphic Map of Europe. Leiden/UNESCO, Paris.
- OBERRÄNSLI, R. (1977): Natriumamphibolführende metamorphe basische Gesteine aus den Bündnerschieferalpen Graubündens. Unpubl. Diss., Manusk. mineralog. Inst. ETH-Zürich, Diss. Nr. 5982, 134 S.
- OTERDOOM, W.H. (1978): Tremolite- und diopside-bearing serpentine assemblages in the CaO-MgO-SiO₂-H₂O Multisystem. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 58, 127–138.

- PETERS, Tj. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 43, 529–686.
- PETSCHICK, R. (1989): Zur Wärmegegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallinität). Frankfurter geowiss. Arb., C, 10, 259 S.
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkalamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 62, 437–455.
- RING, U. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary Zone. The Arosa Zone (Grisons-Rätikon area, Swiss-Austrian Alps). Tübinger geowiss. Arb., Reihe A, 3, 78 S.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. und FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: Motions in the Arosa suturezone. *Geology*, 16, 696–698.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIELER, D. und KRÁLIK, M. (1989): Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. *Jour. Geol. Soc.*, 146, 835–849.
- ROBERT, P. (1988): Organic metamorphism and geothermal history – Microscopic study of organic matter and thermal evolution of sedimentary basins. *Elf-Aquitaine und D. Reidel Publ. comp.*, 309 S., Nordrecht.
- ROBINSON, D. (1987): The transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collisional settings. *Geology*, 15, 966–969.
- SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.C., ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. und ROULET, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1–35.
- SCHMID, S.M. und HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intra-basement décollement: Schliningthrust; eastern Alps. *Tectonics*, 8, 697–718.
- SCHMID, S.M., RÜCK, Ph. und SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP 20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). In: ROURE, F., HEITZMANN, P. und POLINO (Eds): Deep structure of the Alps. Vol. spec. Soc. Geol. Italiana 1, *Mém. Soc. géol. Suisse* 1, *Mém. Soc. géol. France N.S.*, 156, 263–287.
- SCHWEIZER-BRÜGGEMANN, M. (1986): Die Illit-Kristallinität der pelagischen Sedimente des Südpenninikums und Unterostalpins in Graubünden. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. Univ. Basel, 108 S.
- STAUB, R. (1948): Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass und seine Beziehungen zum Falknis- und Bernina-Raum, nebst einigen Bemerkungen zur ostalpin-penninischen Grenzzone im Engadiner Deckensystem. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, 93, 59 S.
- STAUB, R. (1958): Klippendecken und Zentralalpenbau. *Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF]* 103, 184 S.
- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden). *Mitt. geol. Inst. ETH-Univ. Zürich, C*, 38, 105 S.
- STRECKEISEN, A., GRAUERT, B. und PETERS, Tj. (1966): Bericht über die Exkursion der SMPG ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 46/2, 704–722.
- TEICHMÜLLER, M. (1987): Recent advances in coalification studies and their application to geology. In: SCOTT, A.C. (Ed.), *Coal and Coal bearing Strata: Recent Advances*, pp. 127–169, Blackwell, London.
- TEICHMÜLLER, M. und TEICHMÜLLER, R. (1954): Die stoffliche und strukturelle Metamorphose der Kohle. *Geol. Rdsch.*, 42, 265–296.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. und WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität – vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 27, 201–276.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. *Jb. geol. B.-A.*, 142, 111–174.
- THUM, I. und NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 144, 55 S.
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69, 291–351.
- TRILLER, E. (1980): Sedimentpetrographische Untersuchungen zu Vulkanismus, Diagenese und Anchimetamorphose in den Partnach-Schichten des Arlberg-Gebiets (Vorarlberg, Tirol). Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. mineralog. Inst. Univ. Frankfurt a.M., 148 S.
- TROMMSDORFF, V. (1983): Petrologic aspects of serpentinite metamorphism. *Soc. Ital., Min. Petrol.*, 38, 549–559.
- TROMMSDORFF, V. und DIETRICH, V. (1980): Alpine metamorphism in a cross section between the Rhine and Valtellina valleys (Switzerland and Italy). Excursion No. 7. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland – a guide-book, part B: Geological Excursions*, pp. 317–341, Wepf & Co. Basel/New York.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *Am. J. Sci.*, 275 A, 209–238.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland a Guide-Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*, 102 S., Wepf & Co., Basel/New York.
- WEBER, H.P. (1976): Die Basis der ostalpinen Decken südöstlich Langwies (Schanfigg, GR). Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- WEISSERT, H.J. und BERNOULLI, D. (1984): Oxygen isotope composition of calcite in Alpine ophicarbonates: a hydrothermal or Alpine metamorphic signal? *Eclogae geol. Helv.*, 77/1, 29–43.
- WEISSERT, H.J. und BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.*, 74/3, 665–679.
- WOLF, M. (1975): Über die Beziehung zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. 1975/7, 437–447.
- ZIEGLER, W. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.*, 49, 1–78.
- ZYNDEL, F. (1910): Über die Tektonik in Mittelbünden. *Eclogae geol. Helv.*, 6/3, 294–296.

Manuskript erhalten 26. Juli 1994; überarbeitete Fassung angenommen 16. Januar 1995.