

Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine

Von **H. Wieseneder** (Wien)

Mit 3 Figuren und 1 Tabelle

Zusammenfassung

Terrigene und karbonatische Sedimentgesteine sind nicht nur mit mehr als 95 Prozent am petrographischen Aufbau der Sedimentationsbecken beteiligt, sondern auch wichtigste Reservoirsteine für Kohlenwasserstoffe und Grundwässer. Obwohl die Genesis dieser Gesteine viele gemeinsame Züge aufweist, entwickelte sich ihre Nomenklatur und Klassifikation vielfach unabhängig. Aus diesem Grund wird nicht selten Gleiches mit verschiedenen und Verschiedenes mit gleichen Termini bezeichnet. Erdölgeologen, Hydrologen und Geotechniker werden daher mit einer verwirrenden Fülle von Gesteinsnamen, Klassifikationsversuchen und genetischen Interpretationen konfrontiert. In der nachfolgenden Arbeit wird unter Berücksichtigung genetischer Gesichtspunkte und eigener Erfahrungen versucht, ein natürliches Nomenklatur- und Klassifikationssystem zu entwickeln, das von der kritischen Analyse bisheriger Vorschläge ausgehend, den theoretischen und den praktischen Bedürfnissen weitgehend entspricht.

Die vorgelegte Arbeit ist auch als Beitrag für die Arbeitsgruppe Nomenklatur und Klassifikation der Gesteine der I. U. G. S. gedacht.

Summary

Sedimentary basins consist in general of more than 95 percent of terrigenous and carbonate rocks. These rocks are also the most important reservoir rocks for hydrocarbons and ground waters. Though these rocks have many genetic features in common their nomenclature and classification was developed more or less independently from each other. From this reason not seldom the same petrographic properties have different names and different properties have the same name. Therefore petroleum geologists, hydrogeologists and geo-technicians were confronted with a confusing number of names and classifications systems.

In this paper it is tried to present a natural system of nomenclature and classification which is based on older proposals and personal experience

and seems to satisfy theoretical and practical necessities. Additionally the presented paper is a contribution to the working group for nomenclature and classification of rocks of the I. U. G. S.

Die Einteilung der Sedimentgesteine

Die Einteilung der Sedimentgesteine in terrigene und chemisch-biologische Ablagerungen ist auch heute noch gültig. Die terrigenen Sedimentgesteine entstehen durch Transport, Ablagerung und Diagenese von festen Partikeln, die als Verwitterungsprodukte der Festländer den Sedimentationsbecken zugeführt werden. Die Bezeichnung „terrigen“ ist der Bezeichnung „klastisch“ oder Trümmergesteine vorzuziehen, da die letzteren nicht eindeutig sind. Die Bildung der chemischen und biologischen Sedimentgesteine vollzieht sich dagegen in den Sedimentationsbecken durch Akkumulation chemisch ausgefallter oder biologisch ausgeschiedener gelöster Substanzen. Zwischen diesen beiden Gruppen gibt es alle möglichen Übergänge.

Korngröße, Korngrößenverteilung, Kornform, mineralogische Zusammensetzung und Diagenese sind die Grundlagen der Klassifikation der terrigenen Sedimentgesteine. Zur Benennung der Korngrößen ist eine Gruppenbildung erforderlich. Es ist offensichtlich, daß eine lineare Skala für diesen Zweck nicht geeignet ist, da der darzustellende Bereich von 200—0,002 mm reicht. Aus diesem Grunde wird allgemein eine logarithmische Einteilung der Korngrößenintervalle benützt. In Europa ist die von ATTERBERG (1903) eingeführte, von NIGGLI (1935) erweiterte Einteilung gebräuchlich; sie ist auch die Grundlage der DIN-Norm 4022, die in Fig. 1 dargestellt ist. In den USA und vielen anderen Ländern verwendet man die Skala nach UDDEN (1914) und WENTWORTH (1922); es handelt sich um eine logarithmische Einteilung mit der Basis 2, die ebenfalls der Figur 1 zu entnehmen ist. Auch die deutschen und englischen Benennungen der Korngrößengruppen sind in der gleichen Graphik enthalten.

Auf die Frage der Kornformen wollen wir in diesem Zusammenhang nicht näher eingehen. Die zusammenfassende Bezeichnung für die durch die Korngröße ihrer Bestandteile charakterisierten terrigenen Sedimentgesteine lautet:

1. Psephite = Rudite; sie bestehen hauptsächlich aus Korngrößen > 2 mm.
2. Psammite = Arenite setzen sich überwiegend aus der Korngrößengruppe 2—0,06 mm zusammen.
3. Pelite = Lutite enthalten vorherrschend die Korngröße < 0,06 mm.

Die jeweils erste Bezeichnung ist aus dem Griechischen, zweite aus dem Lateinischen abgeleitet. Ein Benennungsvorschlag für Sand-Silt-Tongemische ist in Fig. 2 gegeben, bei dessen Erstellung leistete Dr. H. BOROWICKA wesentliche Hilfe.

Bemerkungen zum Sedimentationsvorgang

KÖLBL (1931) hat als erster darauf hingewiesen, daß beim Transport von Korngemischen in turbulenten Medien eine Trennung der Körner bei jener minimalen Geschwindigkeit auftritt, die eben noch ausreicht, um Turbulenz hervorzurufen. Unterhalb einer kritischen Korngröße wird daher alles Material ausgespült und im ruhigen Wasser sedimentiert. Oberhalb dieser Korngröße erfolgt die Sortierung der Korngemische in Abhängigkeit von den wechselnden Strömungsgeschwindigkeiten. Die Überprüfung zahlreicher Korngrößenanalysen ergab, daß diese kritische Korngröße bei 0,02 mm liegt. Zwischen 0,2 und 0,02 mm nimmt auch die Transportabrundung der Körner bis auf 0 ab, da sie schwebend transportiert werden. Beim Transport im strömenden Wasser werden daher in der Regel mittel- bis feinkörniger Silt und Ton von der Sandfraktion getrennt. Beim Transport durch Trübestrome, Olistostrome und bei Eingleitvorgängen aber auch beim raschen Erlöschen der Transportkraft findet eine solche Trennung nur zum Teil oder gar nicht statt. Bei den Trübestremen erfolgt die Sedimentation aller Korngrößen simultan, so daß die feineren Körner die Lücken zwischen den gröberen ausfüllen und später zum Bindemittel (Matrix) werden. Mit dem Fortschreiten des Ablagerungsvorganges nimmt die Korngröße nach oben ab, und die Sortierung zu. Auf diese Weise entsteht eine vertikalsortierte Bank und bei Wiederholung des Vorganges ein Geopetalrhythmus. Es ist daher verständlich, daß bei vielen Autoren, z. B. PETTJOHN (1957) das Vorhandensein oder Fehlen einer primären Matrix ein wesentliches Klassifikationsmerkmal darstellt. Gegen die Verwendung eines tonig-siltigen Zwischenmittels als Klassifikationsmerkmal terrigener Sedimentgesteine wendet sich HUCKENHOLZ (1963). Er schreibt: „Die Verwendung der Matrix als absolute strukturelle und als kompositionelle Größe dürfte damit in dem Klassifikationsschema wegen ihrer relativen Größe und wegen ihrer variablen Zusammensetzung illusorisch sein.“ Wir stimmen nicht zu, da sich der Begriff Matrix aus den Transport- und Ablagerungsvorgängen, wie oben gezeigt, ergibt. Wir definieren daher in Anlehnung an andere Autoren die Matrix als den Gehalt eines terrigenen Sedimentgesteines (Rudite bis Arenite) an der Korngröße $< 0,02$ mm. Die Korngrößenverteilung muß beim Vorhandensein von Matrixmaterial keineswegs bimodal sein, wie HUCKENHOLZ meint, auch bei Kornverteilungen mit nur einem Maximum kann Matrix im Sinne unserer Definition vorhanden sein. Dies ergibt sich sowohl aus theoretischen Überlegungen als auch aus der Kornverteilung untersuchter Sedimentgesteine. Die mineralogische Zusammensetzung der Matrix ist für ihre Charakteristik unwesentlich, wiewohl mit abnehmender Korngröße der Gehalt an blättrigen Mineralien (Glimmer, Chlorit) zunimmt. In einem vor kurzem erschienenen Klassifikationsschema der Sandsteine HAKUYU OKADA (1971) wird die Matrix im gleichen Sinne definiert und als Klassifikationsmerkmal herangezogen.

gen. Auch PETTIJOHN — POTTER — SIEVER (1972) halten in dem nach Abschluß des Manuskriptes erschienenen Werke sowohl an dem Matrixbegriff als auch an der Unterscheidung von Wacken und Grauwacken im Sinne der gegebenen Definition fest. Jedes Gestein ist durch seinen qualitativen und quantitativen Mineralbestand und durch sein Gefüge bestimmt. Der Chemismus ergibt sich aus dem Mineralbestand WIESENER (1966). Der Mineralbestand allein reicht zur Charakterisierung eines Gesteins jedoch nicht aus. Für terrigene Sedimente sind Korngröße, Korngrößenverteilung, Kornform und Abrundung, Elemente des Gefüges im Sinne von B. SANDER. Wir unterscheiden zwischen Sedimenten und Sedimentgesteinen. Die ersten sind rezente Ablagerungen an deren Formung die geologischen Kräfte noch tätig sind. Die letzteren sind fossil, die Ausbildung der sie zusammensetzenden geologischen Körper ist abgeschlossen, WIESENER (1966).

Rudite

Unter der Bezeichnung „Wacke“ verstand man ursprünglich Zersetzungsprodukte basaltischer Gesteine, HARTMANN (1824). FISCHER (1937) hat diesen alten Ausdruck, dem im Sinne der ursprünglichen Definition keine Bedeutung mehr zukommt, zur Charakterisierung schlecht sortierter Sandsteine unter Beteiligung von Ton und Silt verwendet. Dieser Vorschlag wurde von WIESENER (1961) und neuerdings von HAKUYU OKADA (1971) aufgegriffen. Bei der Verfestigung derartiger Absätze wird die lutitische Matrix zum Bindemittel. Wir bezeichnen daher verfestigten Schutt mit entsprechendem Anteil an lutitischer Matrix als *Wackenbrekzie*, verfestigte Gerölltone dagegen als *Wackenkonglomerate*. Die von PETTIJOHN (1957) vorgeschlagene Bezeichnung „Parakonglomerate“ vermeiden wir lieber, da das Wort „Paragesteine“ seit Jahrzehnte für metamorphe Sedimentgesteine verwendet wird. Die petrographische Zusammensetzung der Gerölle führt zur Unterscheidung monomykter und polymyakter Rudite. Im Verhältnis von detritärem Quarz, Quarzit und anderer SiO_2 -Komponenten zum gesamten Gesteinsbestand drückt sich der Reifegrad eines terrigenen Sedimentes aus. Dieser steigt mit zunehmender Transportentfernung und Umlagerung an. Ablagerungen aus strömendem Wasser, Strand- oder Flußschotter sind gut sortiert und besitzen offene Poren, die durch sekundäre Bindemittel verkittet werden können. Bindemittel und ihre Herkunft sollen erst später behandelt werden. Die Bezeichnung *Brekzie* für verfestigten Schutt mit sekundärem Bindemittel und *Konglomerat* für analog verfestigten Schotter ist international unumstritten. Als Beispiel für Wackenbrekzien seien die vermutlich durch submarine Rutschungen entstandenen Flyschschuttbrekzien im Untergrund des Wiener Beckens, FRIEDL (1959), angeführt. Bis zu 360 m mächtig werden diese aus eckigen Flyschgesteinsbruchstücken und einem lutitischen Zwischenmittel bestehenden Gesteine. Der „Wildflysch“ gehört in die gleiche Gruppe von Gesteinen. Für das „Aquitän“ der ostalpi-

nen Molassezone sind Wackenbrekzien und -Konglomerate von WIESENER (1962) beschrieben worden. Ähnlicher Entstehung sind die von FLORES (1959) beschriebenen Olistostrome aus dem Jungtertiär Siziliens. Schlechte Sortierung weisen auch Moränenablagerungen auf. Zur gleichen Gesteinsgruppe zählen Fanglomerate, LAWSON (1913). Der Verwitterungsschutt arider Gebiete wird durch episodenhafte heftige Regengüsse die Hänge hinab in Talrinnen gespült und in Form schlecht sortierter Schuttbildungen an den Talausgängen abgelagert. Der kurze Transportweg verhindert die Sortierung nach der Korngröße. Ein großer Teil der ostalpinen Gosaukonglomerate und -Brekzien hat Wackencharakter und ist durch Eingleitvorgänge zu deuten. Beispiele für gut gerundete und gut sortierte Konglomerate sind die verfestigten Schottermassen auf den Terrassen der Alpenflüsse, die, wenn ihr Material vorwiegend kalkig ist, als „Kalknagelfluh“, wenn es polymikt ist, als bunte „Nagelfluh“ bezeichnet wird ROSENBUSCH (1923). In der Schichtfolge des Wiener Beckens ist ein bis 50 m mächtiger Konglomerathorizont entwickelt, der nach seinem ersten Nachweis im Erdölfeld Aderklaa als Aderklaaer Konglomerat bezeichnet wird, JANOSCHEK (1951). Es handelt sich um marin aufbereitete Schotter guter Sortierung. Der Konglomerathorizont wird von der Lagenidenzone des Badenien überlagert. Hohe Spülungsverluste, die bei der Durchteufung des Konglomerathorizontes vielfach auftreten, sprechen für das Fehlen einer lutitischen Matrix auch dort, wo Bohrkernproben nicht vorlagen.

Arenite

Das Wort „Sandstein“, das in der Feldgeologie wohl immer seinen Platz behalten wird, ist für eine konsequente Benennung arenitischer Gesteine nicht sehr geeignet. Es gibt bekanntlich alle Übergänge von Areniten, die aus Quarz oder anderen Silikatkomponenten bestehen bis zu solchen, die sich aus Kalk- oder (und) Dolomitdetritus aufbauen. Die letzteren werden allgemein als Kalk- bzw. Dolomitarenite bezeichnet. Es wäre daher nur konsequent, Arenite die aus Quarz bestehen als Quarzarenite, solche die aus vulkanischem Detritus aufgebaut sind, als Pyroarenite usw. zu bezeichnen. Gebräuchliche Namen wie „Kalksandstein“, „Dolomitsandstein“ können leicht mißverstanden werden und sind besser zu vermeiden.

Der Matrixgehalt ist bei den meisten Autoren ein wesentliches Klassifikationsmerkmal der Arenite. Weniger beachtet wurde bisher der Einfluß der Diagenese auf das Gefüge der Sandsteine. Gut sortierte Sande haben zunächst ein offenes Porensystem, erfolgt Sedimentation durch frühdiagenetische Ausscheidung von Bindemittel, so wird der Porenraum mehr oder weniger vollständig durch Zementsubstanz ausgefüllt. Unterbleibt die Ausfüllung von Zement, so wird der zunehmende Überlagerungsdruck an den Berührungsstellen der Körner übertragen. Dies führt zu einer stärkeren Löslichkeit an den Kontaktstellen, so daß das Material von diesen zu dem noch freien Porenraum wandert und ihn allmählich ver-

kittet. Bei diesem Vorgang geht die ursprüngliche Korngestalt verloren und die Komponenten verzahnen sich mosaikartig. Auf diesen Vorgang, man könnte ihn chemische Kompaktion nennen, hat besonders v. ENGELHARDT (1960) hingewiesen. Frühzeitige Immigration von Kohlenwasserstoffen in Sandsteine kann nach dem gleichen Autor die Kompaktion und Zementation verhindern; so läßt sich die relativ hohe Porosität des Matzner Sandes im Wiener Becken erklären.

Für die Benennung der Arenite mit deutlich erkennbarem Bindemittel ist es zweckmäßig, die Art des Bindemittels als Adjektiv der Gesteinsbezeichnung voranzustellen. Die Hauptkomponenten werden in der Reihe ihrer zunehmenden Häufigkeit zur Gesteinsbezeichnung vereinigt. So ist zum Beispiel ein kalkiger Glaukonit-Quarzarenit ein kalkig verkitteter Glaukonit-führender Quarzarenit. Bei der Bezeichnung von Gesteinen ohne deutlich erkennbares Bindemittel bleibt das Adjektiv für das Bindemittel weg. Ein Dolomit-Quarzarenit ist ein Arenit mit den Komponenten Dolomit und Quarz.

Es folgen nun einige Beispiele für Bindemittel und für chemische Kompaktion. Frühdiagenetisch verkittet ist der Greifensteiner Sandstein des Wiener Waldes, der obwohl der Flyschzone zugehörig, nicht als Trübestrom-Ablagerung gedeutet werden kann, WIESENER (1962, 1967). Das Gestein ist als kalkiger Quarzarenit zu charakterisieren. Zu den kalkigen Quarzareniten gehören auch die Kristallsandsteine von Sievering, Wien; Wallsee, Perg, Oberösterreich und von Fontainbleau, Frankreich. Das kalkige Bindemittel dieser Gesteine ist orientiert gewachsen, so daß das Gestein beim Anschlagen in Rhomboeder von mehreren um Seitenlänge zerfällt. Dolomitische Quarzarenite finden sich in der Dolomitsandsteinstufe, Göstinggraben (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum). Die Quarzkörner werden durch das dolomitische Bindemittel korrodiert und weisen daher eine Zick-Zack-Begrenzung auf. Da das Gerüst von Quarzkörnern nicht selbsttragend ist, dürfte der Dolomit detritärer Herkunft sein und später durch Drucklösung umgelagert worden sein. Bemerkenswert ist der relativ hohe Gehalt des Gesteins an rundlichen, rötlichen Zirkonen, die von einem frühpaläozoischen bis präkambrischen Kristallin abzuleiten sind. Kalk-Quarzarenite mit kalkigem Bindemittel finden sich in allen Stadien der chemischen Kompaktion in der Molassezone. Quarz-Kalkarenite sind typische Gesteine der Gosauablagerungen und der südalpinen Flyschzone. „Limonitisches“ Bindemittel wurde in Bohrkernen des autochthonen Lias unter der Molassezone nördlich der Donau nachgewiesen (Altenmarkt i. Th. 2959,5). Hämatitisches Bindemittel weisen Arenite und Mikrobrekzien der Neogenbasis der Bohrung Übersbach 1, Oststeiermark auf KOLLMANN (1965). Hämatitisches Quarzarenit in Gangform hat SCHARBERT (1965) aus dem Julianehaab Granit, Grönland, beschrieben. Der Quarzsand stammt aus der Verwitterung von Sedimentgesteinen, wurde in eine Granitkluft eingeweht und durch hämatitisches Bindemittel

verkittet. Chlorit als Bindemittel kommt in vulkanisch beeinflussten Areniten vor.

Serizitisches Bindemittel, das entweder aus der Umbildung von Plagioklassen oder Tonmineralien stammt, ist für Werfener Sandsteine sehr charakteristisch. Ähnliches Bindemittel wurde auch in sandigen Zwischenlagen der Simla slates, Niederer Himalaya, festgestellt. Für viele Werfener Sandsteine ist chemische Kompaktion typisch. Chalcedon als Bindemittel findet sich in Quarzareniten des Karbons des Untergrundes der ostalpinen Molassezone in Oberösterreich. Frühdiagenetisch verkittet sind die Glaukonit-Quarzarenite des Wiener Waldes (Eiserne Hand, Kahlenberg), sie haben als Bindemittel Chalcedon. Kieselige Quarzarenite, deren Kieselsubstanz aus einem Verwitterungsprozeß unter Moorbedeckung entstammt, findet sich in den Quarzitkonglomeraten Niederbayerns NEUMAIER und WIESENER (1939), ZÖBELEIN (1941). Fast ausschließlich der chemischen Kompaktion verdanken die Quarzenite von Sehervarscurgo, Ungarn, und der bekannte Itacolumit Brasiliens, ihre Festigkeit.

Grauwacken und Wacken

Die Gesteinsbezeichnung Grauwacke stammt aus dem Bergbauggebiet des Harzgebirges in Deutschland und taucht vor 100 Jahren in der geologischen Literatur auf. Durch Bergleute wurde sie auch in Österreich heimisch, und die „Grauwackenzone“ zu einem festen Begriff der ostalpinen Geologie. Durch die Arbeiten von KRYNINE (1948) und PETTIJOHN (1957) erfolgte eine Neudefinition des Gesteins. Nach dem zweiten Autor sind Grauwacken durch mehr als 15 Prozent detritischer Matrix und durch > 25 Prozent instabiler Gesteinskomponenten und (oder) Feldspat gekennzeichnet. Nach unseren Untersuchungen WIESENER (1961) sind die typischen Grauwacken im Grenzgebiet Diagenese — Metamorphose angesiedelt. Auch PETTIJOHN (1957) weist darauf hin, daß die lutitische Matrix der Grauwacken rekristallisiert ist und den Charakter von „slates“ also Tonschiefer besitzt. Tonschiefer gehören aber bereits zu den metamorphen Gesteinen. In den Grauwacken ist in der Regel nur der lutitische Anteil von der Metamorphose erfaßt, so daß man die Gesteine als „anchimeta-morph“ bezeichnen kann. In die gleiche Richtung zielt ein Hinweis von HUCKENHOLZ (1957/59), er schreibt: „postsedimentäre Vorgänge verändern infolge hoher Sedimentbedeckung und größerer Rindentiefe Grauwacken stärker als Sedimente. Chemische Prozesse werden beschleunigt und es kommt zur Umkristallisation und die Gesteine werden kompakter.“ Wir trennen daher die Grauwacken von den Wacken (WIESENER, 1961) ab. Nach der mineralogischen Zusammensetzung unterscheiden wir lithische-, Feldspat und Quarzwacken bzw. entsprechende Grauwacken. Einzelheiten ergeben sich aus der graphischen Darstellung. Diese auf Matrixgehalt und mineralogischer Zusammensetzung aufbauende Definition wurde mehrfach kritisiert, besonders von FÜCHTBAUER (1959, 1970) und HUCKENHOLZ (1963).

Besonderer Kritik war der Verwendung des Matrixgehaltes als klassifikationsmerkmal und die angebliche Nichtübereinstimmung des Grauwackenfeldes von PETTIJOHN mit den Gesteinen der Typlokalität ausgesetzt. Sicher könnte man, wie wiederholt vorgeschlagen, auf die Gesteinsbezeichnungen Grauwacke und Arkose überhaupt verzichten und diese Gesteine ausschließlich durch ihre petrographischen Eigenschaften charakterisieren. Doch die Namen Grauwacke und Arkose sind so im Schrifttum verankert, daß es besser ist, sie, wenn notwendig, ohne Bezug auf die Typlokalität durch Mineralbestand und Gefüge zu definieren. Korngröße und Korngrößenverteilung sind im Sinne von SANDER Elemente des Gefüges. Beachtung muß auch die Tatsache finden, daß Wacken und Grauwacken meist in gradierten Schichten auftreten. Es ist daher für die Beurteilung des Gesteins wesentlich, aus welchem Teil der vertikal sortierten Bank die Probe stammt, da von dieser Position Korngrößenverteilung und Sortierung abhängt. Damit hängt es wohl auch zusammen, daß nach WACKENDORF (1964) Gesteine des Harzes durchaus in das Grauwackenfeld PETTIJOHNS (1957) fallen. Wenn wir nun versuchen, Grauwacke und Wacke nach eigenen Erfahrungen zu definieren, so sei nochmals betont, daß sich die ersteren nur durch die Rekristallisation der Matrix von den letzteren unterscheiden.

Grauwacken und Wacken sind karbonatarmer (Karbonatgehalt < 10 Prozent) schlecht sortierte (Sortierungsindex $> 2,5$ nach TRASK) Mikrobrekzien und Arenite mit einem Matrixgehalt von 20—70 Prozent. Gesteinsbruchstücke und (oder) Feldspäte sind mit > 20 Prozent vertreten. Die übrigen Gemengteile sind Quarz, Chalcedon, Quarzit, Glimmer und Clorit.

In diese Definition fallen Grauwacken bzw. Grauwackenkonglomerate von der Sösetalsperre, Harz; Kulmgrauwacken von Malinik Hranice, Südmähren usw. Die Grauwacken der ostalpinen Grauwackenzone haben in der Regel einen hohen Matrixanteil, die Komponenten sind vorwiegend Quarz. Sie sind gewöhnlich so stark rekristallisiert, daß man sie als Metaquarzgrauwacken bezeichnen kann. Gute Beispiele hierfür sind die Silberberggrauwacken bei Gloggnitz und die Grauwacken des Gablergrabens bei Admont.

Gehalte zwischen 20 und 10 Prozent intergranularer Matrix ergeben je nach der Zusammensetzung der Komponenten lithische und Feldspat-Subwacken bzw. Subgrauwacken. Glimmer und Chloritgehalte von Wackengesteine sind sobald ihr hydraulischer Äquivalentradius die kritische Grenze von 0,02 mm überschreitet Gesteinskomponenten. Es wurde bereits früher WIESENER (1962) darauf hingewiesen, daß die blättchenförmige Gestalt der Glimmer und Chlorite dazu führt, daß diese Minerale in den vertikalsortierten Bänken der Turbidite im oberen Teil der Bänke angereichert werden. Überschreitet der Gehalt an Glimmer oder Chlorit 5 Prozent, so wird diese durch die der Gesteinsbezeichnung vorangestellten Mineralnamen zum Ausdruck gebracht. Zum Beispiel: Muskovit-Quarzsubgrauwacke.

Arkosen

Arkosen werden schon bei ROSENBUSCH (1923) als feldspatführende Sandsteine, deren Feldspat meistens stark in Kaolinitminerale umgewandelt ist, definiert. Diese Charakteristik entspricht der zuerst von BROGNIART (1926) gegebenen Beschreibung von Arkosen aus der Auvergne und aus Burgund. Diese qualitative Definition ist international angenommen; zu diskutieren wäre lediglich ihre quantitative Abgrenzung. Wir meinen, daß ein Feldspatgehalt > 20 Prozent und ein Matrixgehalt < 10 Prozent die optimale Begrenzung darstellen. Im Gegensatz zu anderen Autoren halten wir die Frage ob Alkalifeldspäte oder Plagioklase vorherrschen, für die Benennung als nicht wesentlich. Die Feldspäte sind häufig kaolinitisiert. Neben Kaolinit sind auch andere Tonminerale aus Arkosen beschrieben worden. Arkosen entstehen als wenig verlagerte Verwitterungsgruse von Granitoiden und Metagranitoiden. Bei stärkerer Umlagerung kann es zur Bildung von Feldspatwacken kommen. Im allgemeinen aber sind Subwacken, Wacken und Grauwacken Trübestromablagerungen mit größeren Transportentfernungen, während Arkosen nur über geringe Entfernungen verlagert sind. Zu Arkosen im Sinne der obigen Definition sind jene des Penms von Zöbing, N.-Ö. (Heiligenstein) zu rechnen. Ähnliche Gesteine finden sich verbreitet über dem mit Granitoiden durchsetzten Kristallin der Böhmisches Masse, soweit es den Untergrund der ostalpinen Molassezone bildet. Typische Arkosen sind die untersuchten Proben der Tiefbohrung Porrau 2, 1816—21 m, 1930—37 und 1973—80 m (autochthoner Jura).

Es ist nicht möglich, alle für die Gesteinsbenennung wichtigen Merkmale in einer einfachen Dreiecksprojektion darzustellen. Da eine solche aber eine einprägsame Übersicht der wichtigsten Arenite gewährt, beschränken wir uns darauf, die wichtigsten Gesteinskomponenten, das sind instabile Gesteinsfragmente + Feldspäte, Quarz + Quarzit + Chalcedon und den Lutitgehalt darzustellen. Dies ist auch vom Gesichtspunkt der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins nicht abzulehnen, da in der Ton- und Siltfraktion Glimmer, Chlorite und Tonminerale stark angereichert sind. Die Berücksichtigung der detritischen Matrix einerseits und der sekundären Bindemittel bzw. der chemischen Kompaktion andererseits ist ein Hinweis auf das Ablagerungsmilieu (turbulentes oder bewegungsarmes Wasser) und hat seine Entsprechung in der Klassifikation der Kalksteine durch FOLK (1959). Auf eine nähere Behandlung der Tongesteine wurde hier verzichtet, doch sind die wichtigsten Ton- und Mergelgesteine in der Fig. 3 angeführt.

Kalksteine

Kalksteine enthalten mehr als 90 Prozent CaCO_3 . Sie sind durch alle möglichen Übergänge mit Tongesteinen, Kieselgesteinen und Dolomiten (Fig. 3) verbunden. Kalksteine sind eine genetisch heterogene Gruppe.

Terrigene Kalkkonglomerate, Kalkbrekzien und Lithokalkarenite gehören systematisch zu den terrigenen Sedimentgesteinen des ersten Abschnittes. Eine Unterscheidung von ausgefälltem Kalkschlamm und terrigenem Kalklutit wird nur selten möglich sein.

Eine wichtige Gruppe von Kalksteinen entsteht durch chemische Ausfällung oder biologische Ausscheidung von Calcit oder Aragonit oder durch die Anhäufung von kalkigen Organismenresten. Der ursprüngliche Verfestigungsgrad ist gering. Es ist wesentlich für diese Gruppe von Kalksteinen, daß das litho- oder bioaccumulierte Sediment durch einen Diagenese-prozeß zu einem festen Kalkstein wird. Wir fassen diese Gruppe als Ausfällungs- und Fossilkalke (FÜCHTBAUER 1970) zusammen.

Höhlensinter, Tropfsteine, Kalktuffe und Travertine entstehen als primäre Festkalke, und zwar als dichte oder lockere (Kalktuffe) Kalkausscheidungen an Quellaustritten oder in Höhlen. Die letzte Gruppe von Kalksteinen umfaßt die von sessilen Organismenkolonien aufgebauten primären Festkalke (Riffkalke). Die Hohlräume des Organismengerüsts werden in mannigfacher Weise durch mechanische Sedimentation und Kalkausscheidung aus Lösung verkleinert oder ganz verschlossen.

Für die Ausfällungs- und Fossilkalke hat FOLK (1959) ein weithin angenommenes Klassifikationsschema entwickelt, dem hier im Prinzip gefolgt wird. Die Beziehung zur Sandsteinklassifikation, wie sie im ersten Abschnitt dargelegt wurde, ist offensichtlich. Folgende Komponenten werden unterschieden:

1. **Intraformationelle klastische Komponenten (Intraklaste)** verschiedener Korngröße. Sie entstehen bei vorübergehender Trockenlegung des Sedimentationsraumes. Die von Trockenrissen durchzogenen semikonsolidierten Sedimente werden bei neuerlicher Transgression in größere und kleinere Schollen zerlegt. Die Gestalt der Intraklaste hängt vom Verfestigungsgrad und von der Dauer der Umlagerung ab. Durch Eingleitvorgänge können gradierte Intraklastablagerungen entstehen, wie sie WIESENER (1962) von PAZIN in Istrien beschrieben hat.
2. **Ooide** sind konzentrische Calcit- oder Aragonitausscheidungen von kugelig oder ellipsoidischer Gestalt und einer durchschnittlichen Größe von 2 mm. Oolithe sind Gesteine, die vorwiegend aus Ooiden bestehen. Ihre Bildung ist an bewegtes und an Ca^{++} übersättigtes Flachwasser gebunden.
Im Zentrum des Ooides ist meist ein Mikrofossil oder ein Fossil- oder Mineralbruchstück als Kristallisationszentrum vorhanden.
3. **Onkoide** sind nach FÜCHTBAUER (1970) unregelmäßig-schalig-kugelförmige bis lappige Knollen von 0,05—100 mm. Es handelt sich um Algenbildungen, die sich durch ihre Form, durch das Fehlen der inneren Textur und durch schlechte Sortierung von den Ooiden unterscheiden.
4. **Pillen** sind strukturlose rundliche oder ellipsoidische Gebilde mit

- einem Durchmesser von 0,15—0,02 mm. Sie wurden von HATSCH, RASTELL und BLACK (1938) als Kotpillen von Schlammfressern gedeutet. Rundliche pillenartige Formen können aber auch auf anorganischem Wege entstehen.
5. Mega-Mikro- und Nannofossilien spielen oft die entscheidende Rolle beim Aufbau von Kalksteinen. Ihrer petrographischen Bedeutung kann nur die Zusammenarbeit von Paläontologen und Petrographen gerecht werden HOROWITZ und POTTER (1971). Im Flachwasser werden die Schalen durch Strömungen und Wellenschlag transportiert, abgerundet und sortiert. Nach der Korngröße lassen sich Biokalkrudite, -arenite und -lutite unterscheiden. Ein sehr gutes Beispiel für Gesteine dieser Art bietet der locus typicus für das Sarmat des Wiener Beckens bei der Ortschaft Nexing, N.-Ö. In Form schräg- und kreuzgeschichteter Strandbildungen sind die Fossilien zusammengeschwemmt. Planktonische und benthonische Formen reichern sich vorwiegend im Stillwasserbereich an und werden dort in lutitischer Matrix eingebettet. Überschreitet der Anteil der Fossilien 50 Prozent, so sprechen wir von Fossilkalken FÜCHTBAUER (1970). Im Gesteinsnamen werden dann die Namen der wichtigsten Fossilien in der Reihenfolge ihrer zunehmenden Häufigkeit angeordnet.
6. Mikrokristalliner Kalklutit; Mikrit nach FOLK (Korngröße 1—4 μ). Das Material ist gewöhnlich bräunlich gefärbt, trübe und entsteht durch chemische oder biologische Ausfällung. Er ist von Kalklutit, der durch Aufarbeitung von Kalkschalen oder lithischen Komponenten entsteht, oft nicht zu unterscheiden. Die Ablagerung dieses Sediments vollzieht sich in Stillwasserräumen, so daß dem mikritischen Material eine ähnliche Rolle zukommt, wie der lutitischen Matrix der Wacken- und Grauwacken. Die Bezeichnung „Mikrit“ ist eingebürgert, aber nicht unbedingt erforderlich und könnte durch Kalklutit ersetzt werden.
- Für Wühlstrukturen in Mikriten hat FOLK (1959) die Bezeichnung Dismicrit (disturbed micrite) vorgeschlagen.
- Mikritische Substanz kann allerdings auch durch Zerfall oder biogene Zerkleinerung größerer Schalenreste und organische Gebilde entstehen. Dies zu entscheiden stößt mitunter auf Schwierigkeiten.
7. Spätiger Kalzitcement auch Sparit genannt besteht aus durchsichtigen Körnern, deren Größe von 0,01 μ bis 1 mm reicht. Es handelt sich um früh- bis spätdiagenetisch ausgeschiedenen Kalzit, der mit dem sekundären Bindemittel gut sortierter Sande verglichen werden kann.

Im Sinne von FOLK (1959) unterscheiden wir Kalksteine mit mikritischer Matrix und solche mit sparitischem Bindemittel, die ersteren sind im Stillwasserbereich abgelagert, die letzteren im Bereich von Strömungen und Wellenschlag. Die Komponenten sind Intraklaste, Ooide, Fossilien

und Pillen. Die Beteiligung von terrigenem Material beträgt < 10 Prozent. Zur Benennung der Gesteine hat Folk Silbenkombinationen vorgeschlagen, die international weitgehend akzeptiert sind. Aus Wortteilen der Komponenten und des Bindemittels wird ein neuer Gesteinsname geschaffen. Ein Oomikrit z. B. ist ein Oolith mit mikritischem Bindemittel. Um die Wörter nicht zu lang zu machen, ist es ähnlich wie bei den terrigenen Areniten zweckmäßig, das Bindemittel durch ein vorangestelltes Adjektiv auszudrücken. Zum Beispiel: mikritische Intrabrekzie, wobei intra- für intraformationell steht. Ein sparitischer Biokalkarenit ist ein kalkig zementierter Fossilgrus von Sandkorngröße.

Die schematische Tabelle 1 gibt die Benennung der wichtigsten Ausfällungs- und bioaccumulierten Kalke wieder. Wir folgen hier Folk (1959), dessen Schema jedoch in mehreren Punkten abgeändert ist. Haupteinstellungsprinzip ist entweder das Vorhandensein eines sparitischen Bindemittels (Sparit) oder einer primären mikritischen Matrix. Da ein spätes Bindemittel ein selbsttragendes Gerüst von Komponenten verlangt und dies im Durchschnitt bei > 60 Vol.-Prozent Komponenten gegeben ist, wurde diese Zahl als Grenzwert in der Tabelle angegeben. Berühren sich die Komponenten nicht mehr, was ab Komponenten < 60 Vol.-Prozent gegeben ist, so wird das Bindemittel mikritisch sein. Tritt trotzdem Sparit auf, so besteht der Verdacht, daß es sich um rekristallisierten Mikrit handelt. Es ist auch möglich, daß Sparit und Mikrit nebeneinander vorkommen, doch ist dies in der Tabelle nicht dargestellt, da diese nur das Schema wiedergeben kann, Einzelheiten aber in die Gesteinsbeschreibung gehören. Auch die verschiedenen Möglichkeiten der Mengung der Komponenten sind in der Tabelle nur angedeutet.

Lithokalkrudite und -Arenite CAROZZI (1960) fallen in die Gruppen Intrasparit und Intramikrit. Biokalkarenite und -Rudite in die Gruppe der Biosparite.

Tabelle 1
Benennung bio- und lithoaccumulierter Kalksteine
mikritische Kalkmatrix vorherrschend

Komponenten	0—1%	1—10%	10—50%	50 Vol.-%
Fossilien		fossil-führender Mikrit	mäßig bis reich fossil-führender Mikrit	mikritische Fossilkalke
Intraklaste	Mikrit	Intraklaste-führender Mikrit	Intramikrit Intramikrit-Brekzien und Konglomerate (meist schlecht sortiert) mitunter „graded bedding“	
Pillen		pillenführender Mikrit	Pillenmikrit	

spätige Kalkmatrix vorherrschend

Komponenten	> 60%/o*)
Fossilien	Biosparit, sparitische Fossilkalke
Intraklaste	Intrasparitbrekzien und -konglomerate (meist gut sortiert)
Ooide	Oosparit

Zwischen den einzelnen Gesteinstypen gibt es auch Übergänge. Man kann dies dadurch zum Ausdruck bringen, daß die Komponenten im Gesteinsnamen in der Reihenfolge ihrer zunehmenden Häufigkeit angeordnet werden. Z. B.: fossilführender Intramikrit.

Biolithite (organogene Gerüstkalke, Riffkalke)

Vertreter dieser Gesteinsgruppe bestehen aus einem Gerüst sessiler Organismenreste, die durch Inkrustierung, Internsedimentation und Sparitausscheidung zu mehr oder weniger dichten Kalksteinen werden. Das charakteristische Merkmal der Biolithite ist das Fehlen oder Zurücktreten der Schichtung. In Korallenlithiten spielt nach CAROZZI (1960) faseriger Kalzit, der meist aus Aragonit hervorgegangen ist, eine wichtige Rolle. Er scheidet sich radial um die Gerüstelemente ab und nimmt bis zur Hälfte am Aufbau der Gesteine teil. In den übrigbleibenden Hohlräumen findet sich meist gradierter Kalkarenit bis Lutit. Die restlichen Lücken sind mehr oder weniger vollständig durch Sparit geschlossen.

Algenkalke zeigen nach BRADLEY (1929) eine charakteristische wellige und lamellare Textur. Die Lamellenbreite schwankt zwischen 0,05 und 5 mm. Nicht oder schwach lamellierte Algenkalke weisen häufig als charakteristisches Merkmal unregelmäßige Flecke klarer Calcitsubstanz auf, „birds eye structure“. Über die Lithologie von Schwamm-Rudisten- und sonstige Biolithiten ist sedimentpetrographisch noch wenig bekannt.

Größere Kavernen sind in der Regel sekundärer Herkunft. Sie können ihrerseits durch Inkrustierung, Sedimentation und Zementation ganz oder teilweise geschlossen werden.

Hohlraumbildungen und Rekristallisation

Mechanische und chemische Kompaktion, Auflösung und Rekristallisation sowie Ausfällung von Calcit spielen in der diagenetischen Entwicklung der Karbonatgesteine ebenfalls eine wichtige Rolle. Am leichtesten geht Aragonit in Lösung, da dieses Mineral unter den Oberflächenbildungen nur metastabil abgeschieden wird. So sind in den oberjurassischen Aptychenschichten die aragonitischen Ammonitenschalen aufgelöst und die

*) Erst ab diesem Wert stützen sich die Komponenten gegenseitig ab; der sekundäre Zement füllt die Porenräume ganz oder zum Teil aus.

calcitischen Deckel erhalten geblieben. Neben der Auflösung kommt es auch verbreitet zur Paramorphosenbildung von Calcit nach Aragonit.

Die mikritische Matrix tendiert zur Sammelkristallisation unter Bildung von polyedrischen Körnern von 5—15 μ (Mikrospanit nach FOLK). Nach unseren Erfahrungen kann die Rekristallisation aber auch in größeren Kristallen erfolgen. Die Frage ob mikritische Matrix rekristallisiert ist, läßt sich oft durch eine textuelle Analyse des Gesteins klären. Die Voraussetzung zur Bildung von sparitischem Bindemittel, sind offene Porenräume in einem freitragenden Gerüst von Komponenten. Fossilien oder Klasten, die diskret verteilt in der Matrix schwimmen, müssen ursprünglich im Kalkschlamm (Mikrit) eingebettet gewesen sein. Finden sie sich im Sparit, so ist es sehr wahrscheinlich, daß dieser durch Rekristallisation aus Mikrit hervorgegangen ist. Auch aus Gefügeresten ergeben sich Hinweise für eine eventuelle Rekristallisation. Die Rekristallisation kann aber auch Fossilien und Klasten ergreifen, so daß schließlich ein kristalliner Kalk entsteht.

Intergranulare Poren, wie wir sie in Sanden und Sandsteinen finden, sind auch in Kalkoolithen und Kalkareniten zu finden. In anderen Karbonatgesteinen ist die Gestalt der Poren von der der silikatischen Arenite sehr verschieden. Dies gilt besonders für primäre Hohlräume in Fossilien und Biolithiten. Lösungsporen können ursprünglich aragonitischer Substanz in Fossilien oder Unstetigkeiten im Gestein (Schichtflächen, intergranulare Matrix) folgen. Kavernen sind unregelmäßige größere Hohlräume. Sie folgen meist alten Karstsystemen, die durch undurchlässige Deckschichten verschlossen wurden. Interkristalline Poren sind besonders in Dolomiten zu finden, da seit BEAUMONT (1837) bekannt ist, daß bei der metasomatischen Dolomitisierung eine Volumsreduktion von 12 Prozent eintritt. Dies gilt nur für die spätdiagenetische Dolomitisierung, da bei der synsedimentären Dolomitbildung der Porenraum, bei der Kompaktion reduziert wird. Kluftporosität entsteht bei der tektonischen Beanspruchung konsolidierter Sedimentgesteine. Der nordalpine Hauptdolomit ist durch reine Kluftporosität gekennzeichnet (HAWLE et. al. (1967)). Die Gesteinshohlräume können ganz oder teilweise mit Sediment oder (und) Zement ausgefüllt sein. Hohlräume der Rhät-Unterlias-Korallenlithite sind zum Teil mit Sediment zum Teil mit Sparit geschlossen, so daß geologische Wasserwaagen entstehen. Aus der textuellen Analyse ergeben sich Hinweise für die Abfolge der Diagenesevorgänge in ihrer Beziehung zur geologischen Geschichte der Gesteine.

Dolomite

Von reinen Kalksteinen führen Übergänge zu dolomitischen Kalksteinen und Dolomiten. Nach SCOBAY (1940) besteht eine ausgeprägte Tendenz zur Ausbildung reiner Kalksteine und Dolomite, die Zwischenglieder treten mengenmäßig zurück. Dies konnte auch für den Hauptdolomit der nord-

östlichen österreichischen Kalkalpen festgestellt werden HAWLE et. al. (1967). Die Synthese des Dolomites unter Oberflächenbedingungen ist bisher nicht gelungen, daher entsteht Dolomit in der Natur immer sekundär. Eine zusammenfassende Darstellung der Genesis von Dolomit in Sedimenten hat USDOWSKI (1967) gegeben. Bei der isothermen Verdunstung des Meerwassers sollte sich nach KRAMER (1959) Dolomit ausscheiden. Tatsächlich fällt metastabiler Calcit aus. Bleibt das eindampfende Meerwasser mit CaCO_3 in Berührung, so reagiert es unter Bildung von Protodolomit. Die Reaktion setzt aber erst bei einem fortgeschrittenen Eindampfungsstadium ein, da die Beträge für die Keimbildungsarbeit von $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ bei den an der Erdoberfläche herrschenden Temperaturen nur in stärkerer Konzentration erreicht werden. Die Bildung „primärer“, das sind also immer frühdiogenetische Dolomite, findet daher nur im hypersalinaren Milieu statt. Für den alpinen Hauptdolomit wurde die frühdiogenetische Bildung unter Übersalzung von WIESENER (1968) wahrscheinlich gemacht.

Die spätdiagenetische Dolomitisierung findet im bereits verfestigten Gestein unter Beteiligung von Porenlösungen statt. Bei der Spätdiagenese liegen im allgemeinen höhere Temperaturen vor, so daß eine Reaktion auch bereits bei geringeren Konzentrationen stattfinden kann, die Dolomitisierung greift dann quer durch die Schichtfolge. Die Dolomitisierung von Riffkörpern ist eine weitere Art, wie sie besonders aus den Südtiroler Dolomiten bekannt ist. Oft wird nur der Riffkörper dolomitisiert, während die umhüllenden Kalksteine verschont bleiben. Es scheint dies mit der besseren Durchlässigkeit des Riffkörpers zusammenzuhängen.

Calcit vermag bis zu 15 Mol. Prozent MgCO_3 in fester Lösung aufzunehmen, so daß geringere Mg-Gehalte von Kalksteinen nicht auf das Mineral Dolomit in den Gesteinen hinweisen. Übergangstypen bestehen in der Regel aus Calcit- und Dolomitkristallen. PETTIJOHN (1956) hat folgende Benennung der Kalkstein Dolomit-Reihe vorgeschlagen:

0—10	Vol.-% Kalkstein
10—50	Vol.-% dolomitischer Kalkstein
50—90	Vol.-% kalkiger Dolomit
90—100	Vol.-% Dolomit

Viele Dolomite sind vollständig rekristallisiert und weisen ein mehr oder weniger gleichmäßiges Gefüge von grob-, mittel- bis feinkörnigen subidiomorphen Dolomitkristallen auf. Wir bezeichnen sie dann als grob-, mittel- oder feinkristalline Dolomite. Seltener ist die ursprüngliche Textur des Ausgangsgesteins ganz oder teilweise zu erkennen. Die neugebildeten Dolomitkristalle durchsetzen Primärstrukturen wie Fossilien, Ooide usw. Lassen sich die Gesteine im Sinne der Kalksteinklassifikation einer bestimmten Gruppe zuordnen, so drückt man dies bei Dolomiten durch Voranstellung der Silbe „Dolo“ aus, z. B. Dolo-Biosparit, kalkiger Dolo-Bio-

mikrit. Übergangstypen werden durch Hinzufügung von „dolomitischer“ oder „kalkiger“ gekennzeichnet z. B. dolomitischer Intrasparit. Fleckendolomite enthalten unregelmäßige Dolomitknollen in einer kalkigen Grundmasse. Sie entstehen wahrscheinlich durch die Entlösung des Mg aus den die Karbonatgesteine aufbauenden Fossilien.

Rauhwacken

Einen besonderen Hinweis verdienen die als Rauhwacken bezeichneten zelligen und porösen Kalk- und Dolomitgesteine von meist gelblicher Farbe. LEINE (1971) hat diese Gesteine, deren Name nach ihm aus Thüringen stammt, näher untersucht. Er schließt aus seinen Untersuchungen, daß die Rauhwacken durch mechanische Brekzierung aus karbonatischen Gesteinen, deren Komponenten geringe Kohäsion aufwiesen, im salinaren Milieu gebildet wurden. Er betont, wie auch andere Autoren, die Rolle der Verwitterung bei der Ausbildung des charakteristischen Aussehens.

Die hier skizzierte Deutung der Genesis dieser Gesteine trifft allerdings nur auf einen Teil derselben zu, während eine große Anzahl, namentlich der in den Alpen verbreiteten Rauhwacken anderer Entstehung ist.

Bei den Rauhwacken, die im Semmeringgebiet über dem permotriadischen Semmeringquarzit auftreten, ist die sedimentäre Anlage unverkennbar. Die Gesteine des Pfaffensattels, N.-Ö., enthalten zahlreiche gerundete Quarz-Alkalifeldspatkörner sowie gelegentlich Gneis- und Quarzgerölle. Ähnliches konnte an zahlreichen Rauhwacken ähnlicher geologischer Position beobachtet werden. Die Rauhwacken der Raasbergserie, Stmk., für die gleichfalls mesozoisches Alter FLÜGEL (1960) vermutet wird, enthalten reichlich Muskowit und gerundete Quarzkörner, die auf eine detritäre Herkunft der Gesteine weisen. Einen völlig anderen Typus von Rauhwacken stellen Gesteine dar, die ebenfalls dem Unterostalpin zugehören und bei Raach vorkommen. Es handelt sich um Kalke mit feinkristalliner Matrix, die zahlreiche Partien unterschiedlicher Kristallgröße enthalten. Die letzteren bestehen aus größeren dolomitischen Rhomboedern, die leicht vergrusen und eine Rauhwacke hinterlassen. Diese Art von Rauhwacken scheint aus fleckenhaft dolomitierten Kalken hervorgegangen zu sein. Ein weiterer Typus von Rauhwacken ist aus Dolomiten und Kalksteinen mit diskret verteiltem Anhydrit oder Gips hervorgegangen. Bei der Auflösung dieser Minerale durch die Niederschlagswässer bleiben poröse Gesteine zurück. Anhydrit- bzw. Gips-führende Dolomite (Hauptdolomit) sind aus der Tiefbohrung Urmannsau und aus dem Guttensteinerkalk im Soldau-Graben bei Göstling, N.-Ö., bekannt geworden. Rauhwacken sind somit Gesteine verschiedener Entstehung, die ihren typischen Habitus erst bei der Verwitterung erhalten.

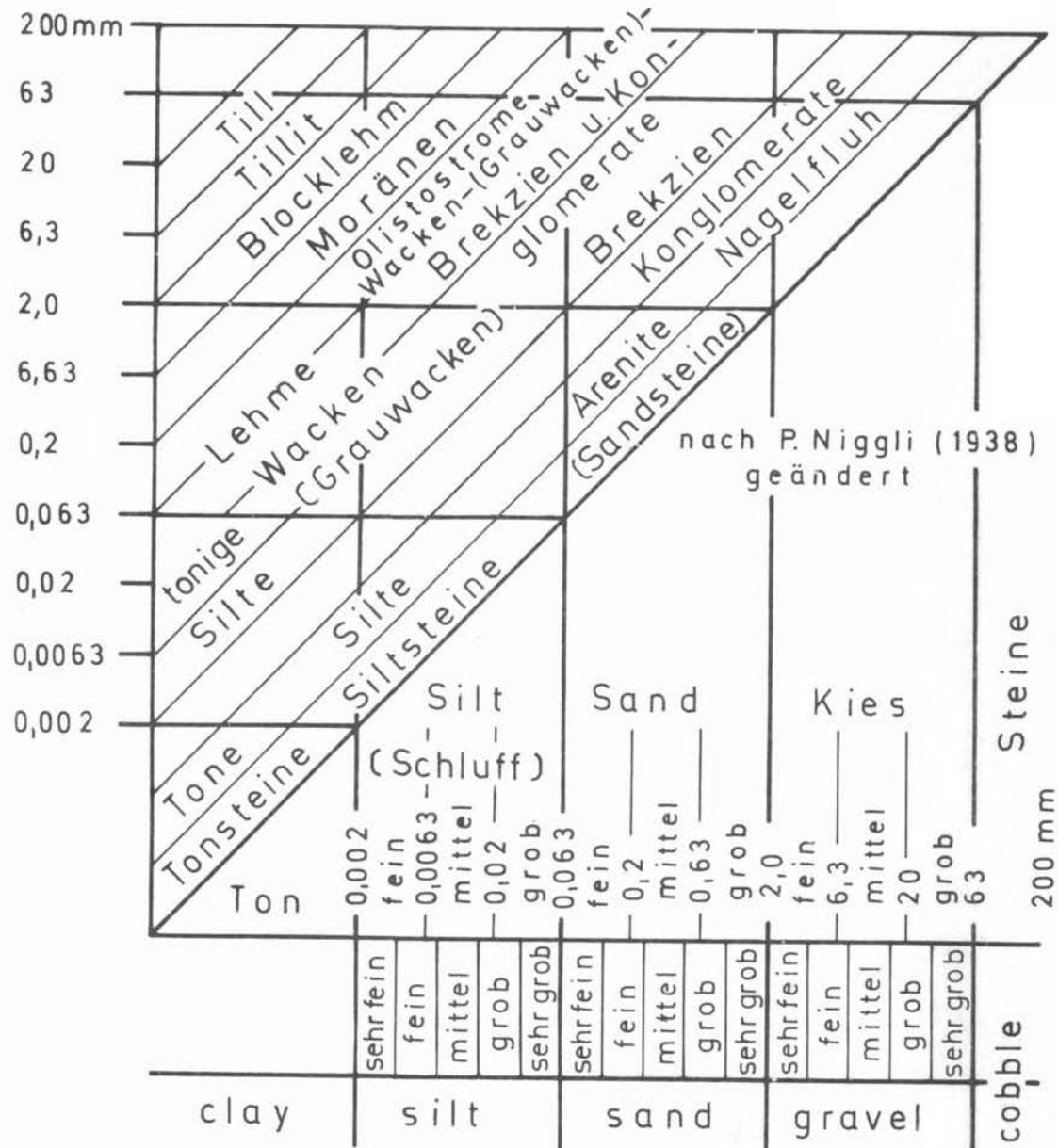
Die im Text angeführten Bohrkernproben wurden in dankenswerter Weise von der Österreichischen Mineralölverwaltung A. G. zur Verfügung gestellt.

Literatur

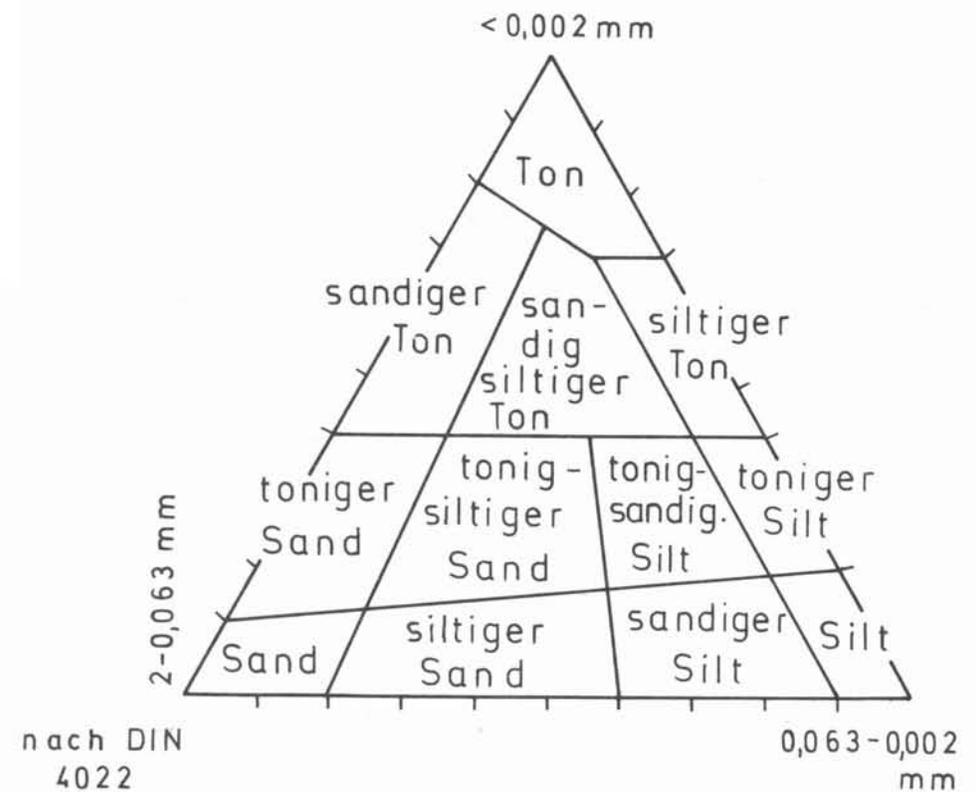
- Atterberg, A., 1903: Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. Chemiker-Zeitung, **29**, 195—198.
- Beaumont, E. de, 1837: Application du calcul à l'hypothèse de la formation par épigénie des anhydrites des gypses et des dolomies. Bull. Soc. Geol. France Sér. I, **8**, 175.
- Bradley, W. H., 1929: Algae reef and oolites of the Green River formation. U. S. Geol. Sur. Prof. Paper, **154**, 203—233.
- Brogniart, A., 1826: L'arkose caractères Mineralogiques et histoire Geognostiques de cette roche. Ann. Sci., **8**, 113—163.
- Carozzi, A. V., 1960: Microscopic Sedimentary Petrography. J. Wiley and Sons, New York — London.
- Dunham, R. J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Aus: Classification of carbonate rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, 108—121.
- Doeglas, D. J., 1968: Grain-size indices, classification and enviroment. — Sedimentology, **10**, 83—100.
- Engelhardt, W. v., 1960: Der Porenraum der Sedimente. Springer-Verlag, Berlin — Göttingen — Heidelberg.
- Flores, G., 1959: Evidence of Slump Phenomena (Olistostromes) in Areas of Hydrocarbon Exploration in Sicily. Proceedings of the Fifth World Petrol. Congr. New York, Sec. I—Paper B, 259—275.
- Fischer, G., 1933: Die Petrographie der Grauwacken. Jb. Preuß. Geol. Landesanst., **54**, 320—343.
- Flügel, H., 1960: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., 202—220.
- Flügel, E. u. E. Flügel-Kahler, 1962: Mikrofaziale und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen. Mitt. Mus. f. Bergbau Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, Graz, 1—128, Heft 24.
- Folk, R. L., 1959: Practical classification of limestones. Bull. A. A. P. G., **43**, 1—35.
- Füchtbauer, H., 1959: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. Erdöl und Kohle, **12**, 605—613.
- Füchtbauer, H. und G. Müller, 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart, Stuttgart.
- Friedl, K., 1959: The oil fields of the Vienna Basin. Proceedings of the Fifth World Petrol. Congr. New York, Sec. I — Paper 48, 865—881.
- Hakuyu, Okada, 1971: Classification of sandstone: analysis and proposal. The Journal of Geology, **79**, 509—525.
- Hatsch, F. H., Rastall, R. H. und H. Black, 1938: The petrology of the sedimentary rocks. 3rd. ed. — Thomas Murby u. Co., London.
- Hartmann, K. F. A., 1824: Handwörterbuch der Mineralogie und Geognosie, Brockhaus, Leipzig.
- Hawle, H., Kratochvil, H., Schmid, H. und H. Wieseneder, 1967: Reservoir Geology of the carbonate oil and gas reservoir of the Vienna Basin. The Proceedings of the Seventh World Petrol. Cong., Vol. 2, 371—395.
- Horowitz, A. ST. und P. E. Potter, 1971: Introductory Petrography of Fossils. — Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York.
- Huckenholz, H. G., 1957/59: Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. Heidelberger Beiträge zur Min. und Petr., **6**, 261—198.
- Huckenholz, H. G., 1963: Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. Fortschr. Min., **40**, 151—192.

- Janoschek, R., 1951: „Das inneralpine Wiener Becken“ aus Schaffer: Geologie von Österreich. 2. Aufl., F. Deuticke, Wien.
- Kölbl, L., 1931: Über die Aufbereitung fluviatiler und äolischer Sedimente. Min. Petr. Mitt., **41**, 124—144.
- Kollmann, K., 1965: Jungtertiär im Steirischen Becken. Mitt. Geol. Ges., Wien, **57**, 479—632.
- Kramer, J. R., 1959: Correction of some earlier data on calcite and dolomite in sea water. J. Sed. Petrology, **29**, 465—467.
- Lawson, A. C., 1925: The petrographic designation of alluvial formations. Univ.-Calf. Dept. Geol. Bull. **7**, 328—334.
- Leine, L., 1971: Rauhacken und ihre Entstehung. Geol. Rundsch. **60**, 488 bis 524.
- Murray, R. C., 1960: Origin of porosity in carbonate rocks. Journ. of Sed. Petrology, **30**, 59—84.
- Neumaier, H. und H. Wieseneder, 1939: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär. Sitz. Ber. Bayr. Akad. Wiss., 177—252.
- Niggli, P., 1935: Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach der Kornzusammensetzung. — Schweiz. Min.-petr. Mitt. **15**, 31—38.
- Pettijohn, F. J., 1957: Sedimentary Rocks. Harper u. Brothers, New York.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter und R. Siever, 1972: Sand and Sandstone. Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York.
- Rosenbusch, H., 1923: Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl. Schweizerbarth, Stuttgart.
- Scharbert, H. G., 1963: A sandstone dyke in the Julianehåb Granite of Qeqertarsuaq Julianehåb district. Medd. Dansk Geologisk Forening **15**, 183—188.
- Scobey, E. S., 1940: Sedimentary studies off the Wapsipinicon formation in Iowa. Journ. of Sedi. Petrology **10**, 34—44.
- Todd, Th. W., 1966: Petrogenetic classification of carbonate rocks. Journ. of Sed. Petrology **36**, 317—340.
- Udden, J. A., 1914: Mechanical composition of clastic sediments. Bull. Geol. Soc. Amer. **25**, 655—744.
- Uzdowski, H. H., 1967: Die Genese von Dolomit in Sedimenten. Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York.
- Wackendorf, H., 1964: Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. Geol. Jb. **82**, Hannover, 705—754.
- Wentworth, C. K., 1922: A scale of grade and class term for clastic sediments. J. Geol. **30**, 377—392.
- Wieseneder, H., 1961: Über die Gesteinsbezeichnung Grauwacke. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, **7**, 451—454.
- Wieseneder, H., 1961: Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. Mitt. Geol. Ges. **54**, 249—260.
- Wieseneder, H., 1962: Sedimentologische und sedimentpetrographische Beobachtungen im Profil Pazin-Poljice. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, H 2, 235—238.
- Wieseneder, H., 1966: Zum Gesteinsbegriff. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, **11**, 203—208.
- Wieseneder, H., 1967: Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. Geol. Rundsch. **56**, 227—241.
- Zöbelein, H., 1940: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen). N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. **84**, 233—302.

Benennung der Korngrößen und charakteristische Korngrößenverteilung terrigener Sedimentgesteine



Benennung von Sand-Silt-Tongemischen

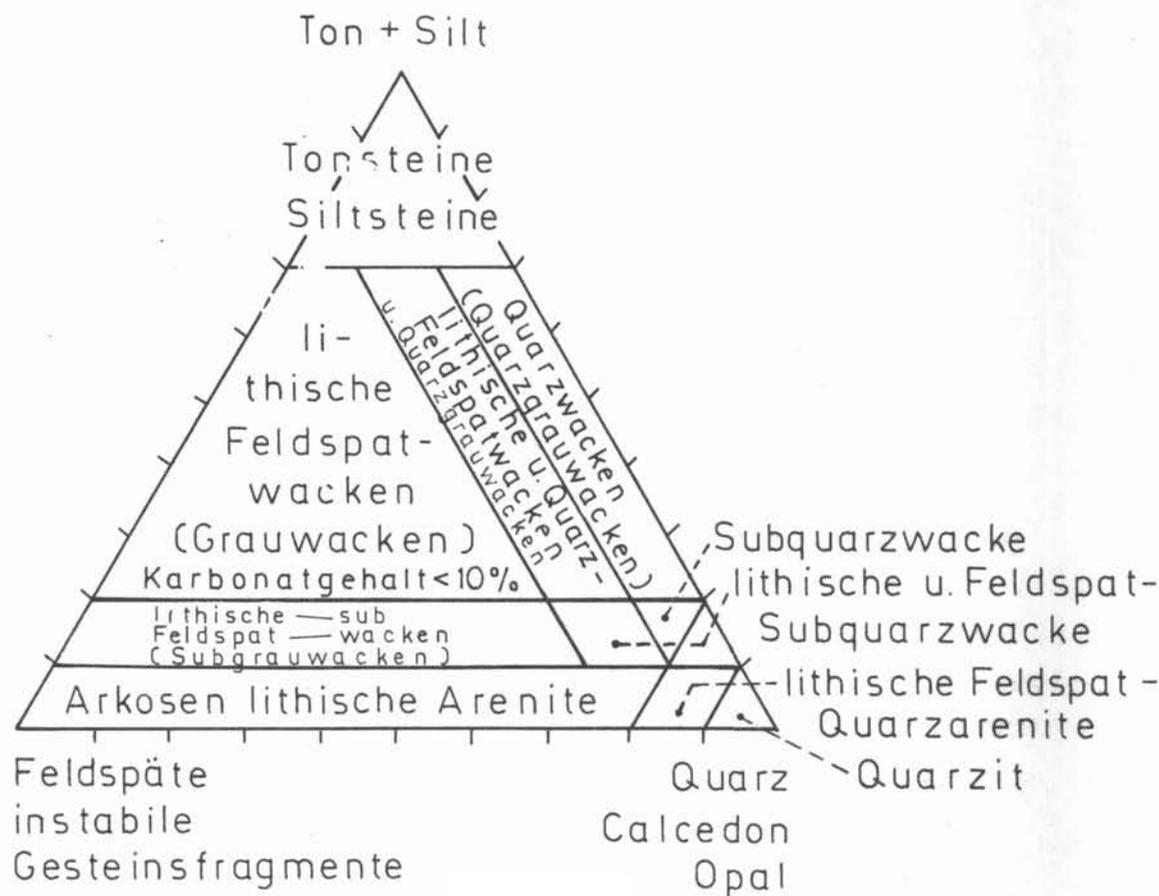


nach Udden (1898)
Wentworth (1922)
Doeglas (1968)

Autor:
WIESENER

Fig. 1

Klassifikation terrigener Arenite



Autor: WIESENER

Klassifikation d. Kalksteine Karbonatgehalt > 90 % (ohne wesentliche Rekristallisation)

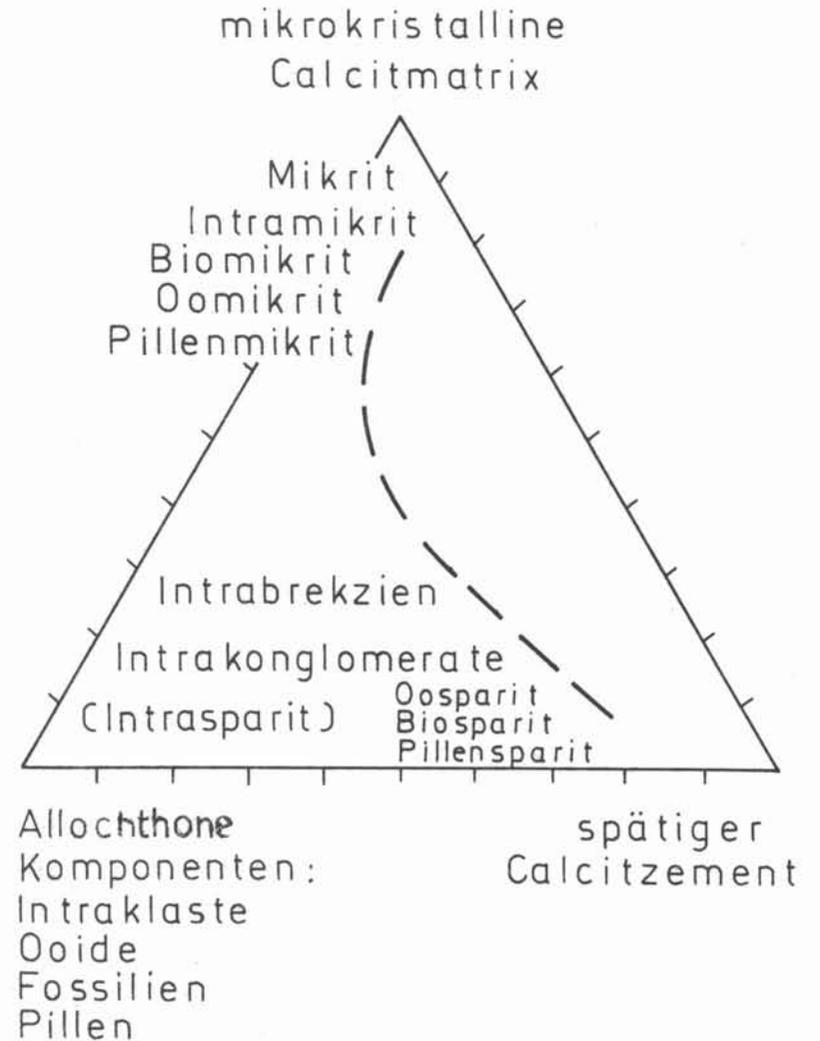


Fig. 2

Leitner 72

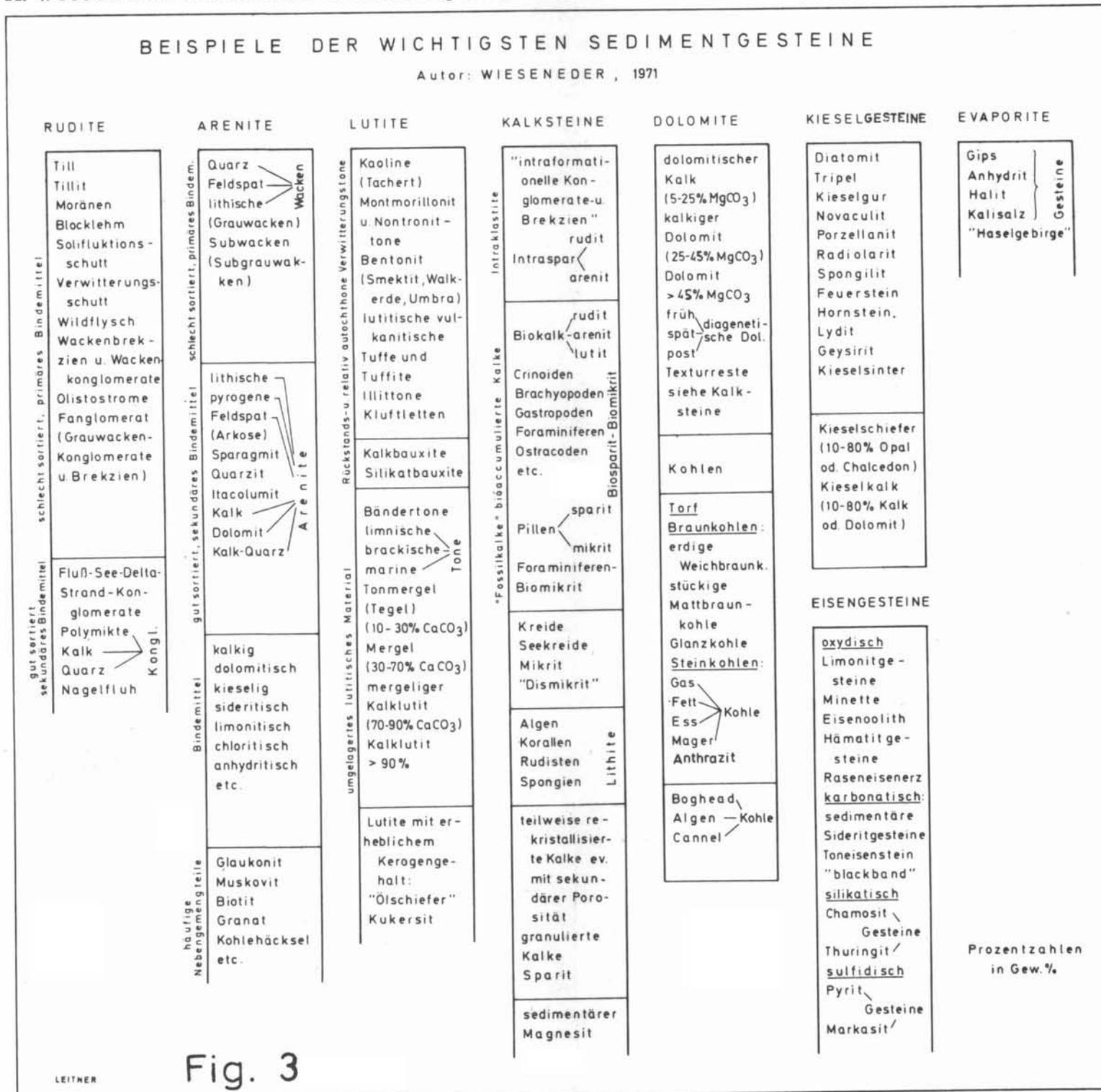


Fig. 3

LEITNER