

HEINRICH HÄUSLER:

GESTEINSVERFORMUNG DURCH SPANNUNGSÄNDERUNGEN AN PROBEKÖRPERN AUS DEN AQUITANEN SCHIEFERTONEN IM RAUM VON LINZ

Mit 48 Abbildungen

VORWORT

Dieser Beitrag zur Physik der geologischen Feststoffe, insbesondere zur Kenntnis der Gefügespannungen tektonisch beanspruchter Körper, geht auf ältere Beobachtungen und Versuche des Verfassers über analytische Strukturuntersuchungen an Sedimentgesteinen (HÄUSLER 1938) zurück. Es wurde damals versucht, die Abbildungen geologischer Vorgänge an den Gesteinen auf Grund ihrer chemisch-physikalischen Eigenschaften zu erfassen. Bei den Sedimenten können daraus ihre Strukturformen abgeleitet werden (HÄUSLER 1944). In Fortsetzung dieser Studien wurden die kolloid-physikalisch bedingten Einflüsse auf Spannungen natürlicher sowie künstlicher Mergel und Tongesteine untersucht (HÄUSLER 1947/48). Beobachtungen an den durch Schußbrüche erzeugten Klüftungen in der Einbindung der Drossensperre der Oberstufe Kaprun (HÄUSLER 1951) führten zur Feststellung von Superpositionsspannungen im Gesteinskörper und damit zur Beobachtung der durch die Kristalle und deren Anordnungen im Gesteinsraum verursachten Gefügespannungen. Herrn E. Mühlfellner (Kaprun) ist für das 1951 entgegengebrachte Interesse an dem spannungsoptischen Nachweis solcher Gefügespannungen zu danken. 1959 konnten die in Kaprun 1952 abgebrochenen Studien über Superpositionsspannungen im Zuge von geologischen Untersuchungen an weiteren Talsperren und Kraftwerksanlagen fortgesetzt werden. Es wurden hiebei Intrusionsspannungen im Granit (HÄUSLER 1961) und tektonische Spannungen in den aquitanen Schief-

fertonen und im Helvetschlier der oberösterreichischen Molasse im Raum von Linz untersucht (HÄUSLER 1961, 1963). Die Schiefertone haben sich hiebei für die Untersuchung geologisch bedingter Spannungen als besonders geeignet erwiesen, so daß darüber berichtet wird. Für die wertvollen Beobachtungsmöglichkeiten in den Baugruben danke ich den maßgebenden Herren der Ennskraftwerke AG in Steyr, für die wertvolle Hilfe bei der Beschaffung von Probenmaterial danke ich meinem ehemaligen Mitarbeiter Herrn F. M a k o v e c sowie Herrn W. E p p e n s t e i n e r, Frau E. H ä u s l e r und G. L a c k i n g e r für ihre Mitarbeit an der Ausgestaltung dieser Studie. Der nötige finanzielle Beitrag für diese Untersuchung erfolgte durch das Technische Büro für angewandte Geologie in Linz.

EINLEITUNG

Nach einem der ältesten Hinweise auf latente Spannungen durch F. HAUER (in: Die Geologie, Wien 1878) hat HOWE (London) 1910 als einer der frühesten die oberflächenparallelen Ablösungen im Granit beschrieben, die zu den markantesten Erscheinungen geologischer Spannungsänderungen zählen. SUESS behandelte dann 1913 auf Grund umfangreicher Literaturunterlagen die obertägigen Spannungs- und Ablösungserscheinungen an Gesteinen sowie ihre untertägigen Entspannungen in richtunggebender Weise. Den Verformungen der Gesteine durch Faltung und Bruchbildung stellte SUESS die gespeicherten, latenten, geologisch bedingten Spannungen gegenüber, die durch bestimmte Einflüsse explosionsartig ausgelöst werden können. Spätere bodenmechanische Untersuchungen (TERZAGHI 1925) sowie technologisch-mechanische Versuche an kristallinisch aufgebauten Körpern (KÁRMÁN 1912, BÖCKER 1915, LEON und WILLHEIM 1912, RÔS 1928) haben den Einfluß von Gefüge und Struktureigenschaften der Gesteine auf ihr mechanisches Verhalten frühzeitig erkennen lassen.

Die Verformung des Prüfkörpers ist von den Reaktionen seiner Teilbereiche abhängig. Bei den Festgesteinen wurde diese Reaktion meist nur einseitig untersucht, und zwar als Reaktion der Gefügeteile auf die von außen auf den Prüfkörper einwirkenden mechanischen Kräfte (SANDER 1930). Besonders deutlich ist dagegen bei den Lockergesteinen (Tonen) der umgekehrte Fall zu beobachten, wo die Spannungsänderungen im Gesteinsgefüge, von den das Gestein zusammensetzenden Stoffen ausgehend, zu Formänderungen des Prüfkörpers führen. Diese Art der Reaktion wurde bei den Festgesteinen – mangels technischer Notwendigkeiten – nicht weiter untersucht. Bei dem kristallinen Bau der Metalle aber wurden solche Zusammenhänge bereits seit langem beobachtet, wobei solche Untersuchungen allerdings ausschließlich auf technische Probleme abgestimmt wurden. Die geologischen Aspekte sind dabei nicht beachtet worden. Umgekehrt hat sich die geologische Forschung mangels aus-

reichenden Bezuges zu den technischen Wissenschaften erst verhältnismäßig spät mit den geologischen Spannungsproblemen befaßt. Die technische Festigkeitslehre hat auch den für die geologische Bearbeitung solcher Probleme bedeutenden Einfluß der Zeit auf die Spannung untersucht, und es wurden die elastischen Nachwirkungen als Wirkungen der inneren Spannungen bzw. der Eigenspannungen erkannt (TIMOSCHENKO 1928). Diese sind für das Verständnis geologischer Vorgänge von besonderer Bedeutung. Zur Behandlung geologisch-petrographischer Spannungsprobleme sollten die Ergebnisse der Technologie weiter ausgebaut werden. Hierbei müssen auch die kolloid-physikalischen und kolloid-chemischen Vorgänge im Gestein sowie die tektonischen Einflüsse und die Schwerkraftwirkung auf die Gesteine und ihre elastischen Nachwirkungen in Betracht gezogen werden. Die „elastischen Nachwirkungen“ einfacher Stoffe bzw. Körper (Abbildung 22, 23) wurden bereits von WEBER (1840) und später von BOLTZMANN (1876), WARTENBERG (1918) und anderen untersucht und die Gesetzmäßigkeiten durch mathematische Beziehungen ausgedrückt (KOHLEBAUM 1927). Demnach vollzieht sich die Rückstellung elastischer Deformationen nur zum Teil sofort, ein Rest wird durch die elastischen Nachwirkungen langsam abgebaut (KOHLEBAUM 1927). Diese „elastische Nachwirkung“ ist eine der wesentlichen Komponenten der geologischen Spannungsänderung und ihre Ursache sind latent gespeicherte Spannungen im Gebirge und in den Gesteinsstrukturen (eingefrorene Spannungen). Solche Vorgänge werden an den einzelnen Teilchen des Gesteinsgefüges wirksam und können damit zu bedeutenden geologischen Auswirkungen kommen. Diesen auch geologisch bedeutsamen Spannungserscheinungen wurde in den Abhandlungen zur Technologie der Werkstoffe ständiges Interesse entgegengebracht (ZWIKKER 1942), wobei die elastischen Nachwirkungen auf die Vorgänge im Kristallverband, in den Kristallstrukturen und im Ionenbau zurückgeführt worden sind (elastische Nachwirkungen, Kriechen, innere Verspannungen).

Diese physikalischen Vorgänge sind auch von Geophysikern (WEICHMANN 1940) behandelt worden.

In der Mineralogie wurden die Spannungserscheinungen an Kristallen bereits seit 1891 behandelt (RAMDOHR 1942), allerdings ebenfalls ohne die entsprechende Rücksicht auf die daraus folgenden geologischen Probleme. 1930 weist SANDER auf die Spannungsverteilung in mechanisch beanspruchten Kristallverbänden hin. Er hat aber dann beim Ausbau der Gefügekunde (1948, 1950) die Spannungsverteilung im Gestein und im Gebirgsgefüge, die Gefügespannung, nicht mehr weiter beachtet und sich vorwiegend mit der Geometrie der Gefüge befaßt. WATZNAUER hat (1958) auf diese Einseitigkeit der geometrischen Betrachtung hingewiesen und festgestellt, daß das Korrelat zur Sanderschen Gefügekunde, die kinematische Analyse der Gefüge, noch ausständig ist. Bei HOEPPNER (1963, 1964) zeigen sich hierzu wichtige Ansätze der Spannungsuntersuchung in geometrischer Hinsicht. Wesentliche Bemühungen um die Kenntnis der Gebirgsspannungen (Restspannungen, Entlastungsklüfte) verdanken wir den Arbeiten von BRIDGMAN (1938), JOHNS (1943) und WHITE (1946). Auf die Beobachtungen plötzlich auftretender obertägiger „Gebirgsentspannungen“ im Granit von Nordnorwegen durch KIESLINGER und KAHLER (zitiert in RABCEWICZ 1944) zurückgrei-

fend, hat RABCEWICZ versucht, die Tangentialkraft der zerstörenden Spannung in der Felsoberfläche (Granit) mit 780 kg pro cm² zu ermitteln.

Seit 1933 versucht KIENOW, die geologischen Verformungs- und Spannungsprobleme mathematisch zu behandeln. Er untersuchte dann 1951 die Verformungsunterschiede trockener Tonkörper bei hohen (710 at) und niederen Drucken (72,5 at). Diese Unterschiede konnte er auf Änderungen des Gesteinszustandes bzw. der stofflichen und strukturellen Bedingungen des Gefüges und der Gefügespannungen zurückführen. STINY behandelte 1950 die Gebirgsdruckerscheinungen beim Stollen- und Tunnelbau, wobei er als eine der wesentlichen Ursachen der wirksamen inneren Spannungen die Hydratations- bzw. Quellungs-spannungen angibt. KIRNBAUER (1950) behandelt diese Probleme im Zusammenhang mit den Theorien der Gebirgsdruckforschung.

Beim Sprödrückkolloquium 1953 (Leoben) wurden die grundsätzlich auch in geologisch-petrographischer Hinsicht wichtigen Struktureigenschaften und Gefügespannungen der Werkstoffe behandelt (Radex-Rundschau, Radenthain). Diese Grundlagen werden für die Beurteilung von Ablösungsvorgängen wichtig sein. In neueren Arbeiten werden auch die Kräfteinwirkungen auf den Probekörper und dessen Kristallgefüge immer wieder untersucht, doch das umgekehrte Problem, nämlich die Auswirkung von Veränderungen im Kristallgefüge auf den Probekörper, zu wenig beachtet. SPÄTH (1955, 1956) hat von der Werkstoffforschung her in der Radex-Rundschau wichtige Grundlagen behandelt, die ebenfalls für geologische Studien über Gefügespannungen von Bedeutung sind (Probleme der Eigenspannungen und der werkstoffmechanisch bedingten Gefügemetamorphose). Weitere wichtige Beiträge für das Studium der geologischen Gefügespannung hat SEIDEL (1957) in dieser Zeitschrift durch Untersuchungen über das Kriechen und die Alterungsvorgänge der Stoffe geliefert. HIERSEMANN (1957) gibt eine Übersicht der bekannten Strukturmodelle für die Beschreibung des mechanischen Verhaltens geologischer Körper, insbesondere der Relaxation und der elastischen Nachwirkungen (Abbildung 22, 23). Zusammenstellungen von geologischen Modellvorstellungen und Hinweise auf das mechanische Verhalten der Gesteinsbauteile von BUCHHEIM (1961) und später von SCHEIDEGGER (1964) sind wertvolle theoretische Beiträge zur Analyse der Gefügespannungen. Bereits 1958 hat SALUSTOWICZ bei der Gebirgsdrucktagung Berlin 1958 ein geologisches Strukturmodell eingeführt, das den geologischen Körpern besser als die bisherigen gerecht wird. ODÉ (1957) beschreibt geologische Spannungsfelder und Superpositionsspannungen (siehe auch KING 1957). KIESLINGER macht 1957 auf Erscheinungen bei der Spaltung von Granitblöcken aufmerksam, die auf latente Spannungen im Mikrobereich des Gesteins zurückzuführen sind. Im gleichen Jahr stellt TALOBRE seine Erfahrungen zur Felsmechanik zusammen und zeigt den Hystereseverlauf bei Felsdeformationen, wobei das Hauptinteresse den Einwirkungen der äußeren Kräfte auf die Gesteinsteilchen gilt, während die Bedeutung der durch die Porenräume bzw. die Intergranulare bedingten Eigenspannungen des Gefüges unberücksichtigt geblieben sind.

Der für Änderungen der Gefügespannungen geologischer Körper wichtige Begriff der Restspannungen (KIESLINGER 1958) bzw. die „elastic rebounds“ der amerikanischen Literatur ist seitens der Mechanik – wie erwähnt – bereits

seit langem definiert worden, wobei solche Restspannungen unterschieden werden, die nach Stunden oder Tagen zurückgehen, und solche, die fortauern (AYRENSCHMALZ 1958).

An zahlreichen geologischen Beispielen der Gesteinsverformungen beschreibt KIESLINGER (1958), allerdings noch ohne Bezug auf die vorhandenen Grundlagen, die Auswirkungen von Restspannungen schematischerweise in Form von „Entspannungen“ im Bereich der Gebirgs- bzw. Gesteinsoberflächen, wobei er den hydrostatischen Druck allein als Quelle dieser Spannungen betrachtet. HOFFMANN (1959) verweist (in Geologie und Bauwesen, Wien) auf die Speicherung potentieller Energie in spröden Gesteinen und deren Auslösungen bei Bergschlägen. KASTNER macht 1962 auf den Umstand aufmerksam, daß die Festigkeitslehre über Erfahrungen und eindeutig definierte Begriffe (wie Spannungszustände, Entspannung, Eigenspannungen, Wärmespannungen, Nachspannungen bzw. Restspannungen, elastische Nachwirkungen) verfügt, die in der Geologie bisher zu wenig beachtet worden sind.

Neuere Untersuchungen und Vorstellungen über die Kohäsion toniger Gesteine durch BOROWICKA (1961) betreffen die Spannungen in Korngefügen und im Porenraum von Tongesteinen. Bei der mechanischen Betrachtung von Locker- und Festgesteinen hat BOROWICKA (1962) die inneren Oberflächen und deren Einfluß auf die Spannungen von nichtmetallischen Sprödkörpern grundlegend untersucht.

Im Zuge der weiteren Arbeiten über Gefügespannungen muß dem Mineral- und Porenverband des Gesteins besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden, da das Gestein als dreiphasiger (Feststoffphase, flüssige Phase, gasförmige Phase) geologischer Körper zu betrachten ist. Künftig soll dabei, von der Auffassung SANDERS abweichend, die räumliche Dichteverteilung des Gesteins sowie Größe und Form der verschiedenartigen, das Gestein erfüllenden Phasen als Struktur bezeichnet werden. Hingegen soll die räumliche Verteilung und die Orientierung dieser Strukturteilchen als Gefüge gelten.

Untersuchungen über die Gefügespannungen geologischer Körper haben sich als wesentliche Voraussetzung für die Beurteilung der felsmechanischen Eigenschaften geologischer Körper erwiesen (WHITE 1946).

Bei der Bearbeitung von Fragen des Talzuschubes hat HORNINGER (1958) auf den Zerfall der Felskörper durch die Entspannungen des Gebirges hingewiesen. KIESLINGER (1959) hat das Fundierungsproblem des neuen Festspielhauses in Salzburg auf ein Spannungsproblem zurückgeführt. MÜLLER (1962) versuchte, den geologisch wirksamen Spannungszustand in den Flanken der Vajjont-Schlucht in quantitativer Weise zu rekonstruieren. HÖFER (1960) gibt (in Geologie und Bauwesen, Wien) eine zusammenfassende Darstellung der Entspannungszone um Stollen- und Hohlräume, der sogenannten Trompeterschen Zone, unter Berücksichtigung des Feststoffverhaltens nach der Zeit. Die Anisotropie und die Gefügespannungen der geologischen Festkörper werden hierbei allerdings nicht behandelt, obwohl von diesen Eigenschaften die Arten der Spannungspeicherungen und Spannungsänderungen bzw. Brucherscheinungen abhängen, worauf bei künftigen Untersuchungen besonders geachtet werden soll. REUTER wendet 1962 die Vorstellung der Felsentspannung auf die Erklärung von Ver-

formungen der Aufstandsfläche der Rappode-Talsperre an. MÜLLER versucht 1962 auf die allgemeinen theoretischen Beziehungen zwischen der oberflächenparallelen Ablösung in obertägigen Anschnitten und solchen von untertägigen Anschnitten aufmerksam zu machen. In jüngster Zeit erst wurden die Zusammenhänge von Restspannung und Formänderungen sowie eingefrorenen Spannungen behandelt. ANDERSON liefert 1942 (1963) einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis geologischer Spannungen.

Der an Hand von Literaturbeispielen skizzierte Überblick über die Behandlung der mechanischen Probleme geologischer Feststoffe läßt erkennen, daß in der Geologie, im Gegensatz zu den technischen Fachgebieten und der Physik sowie ungeachtet der grundlegenden Arbeit von SUESS (1913), die Probleme der Spannungserscheinungen erst in jüngster Zeit näher untersucht werden.

Daraus folgt, daß die Erforschung geologischer Spannungen als eine wesentliche Aufgabe der Allgemeinen Geologie systematisch betrieben werden müßte, was für die Angewandte Geologie besonders bedeutsam ist. Die Grundlagen hierfür müssen durch Beobachtungen im Gelände, im Labor und am geologischen Experiment geschaffen werden.

Die vorliegende Untersuchung soll einen Beitrag zur Kenntnis geologischer Spannungen darstellen und zu weiteren Beobachtungen anregen.

ALLGEMEINES ZUR GEOLOGIE DES VERSUCHSGEBIETES

Bei Untersuchungen über geologische Gefügespannungen müssen die charakteristischen Beobachtungen über den Gesteinsraum und den Gesteinsverband möglich sein, dessen Stellung zu den regionalen geologischen Gegebenheiten bekannt ist. Diesen Bedingungen haben die aquitanen Schiefertone im Raum von Linz in besonders günstiger Weise entsprochen.

Die Untersuchungen der erdölgeologisch bedeutsamen Strukturen der voralpinen Molasse von Oberösterreich durch GRILL (1950) haben zu einer sehr genauen regionalgeologischen Kenntnis dieses Raumes geführt. Diese wurden der Auswertung örtlicher Kluftrmessungen, der Gesteinsverformungen im Gelände und den Beobachtungen im Labor zugrunde gelegt.

Die geologische Übersichtsskizze (Abbildung 1) zeigt die Verteilung der oberösterreichischen Molasse im Raum des engeren Untersuchungsgebietes nach BRAUMÜLLER (1961). Die oberösterreichische Molasse, welche die untersuchten aquitanen Schiefertone von Linz enthält, schließt im Osten an die den Alpenrand entlangziehende niederösterreichische Molassezone an und setzt sich nach Westen in die ostbayrische Molasse fort. Der Nordrand dieser Molasse wird von

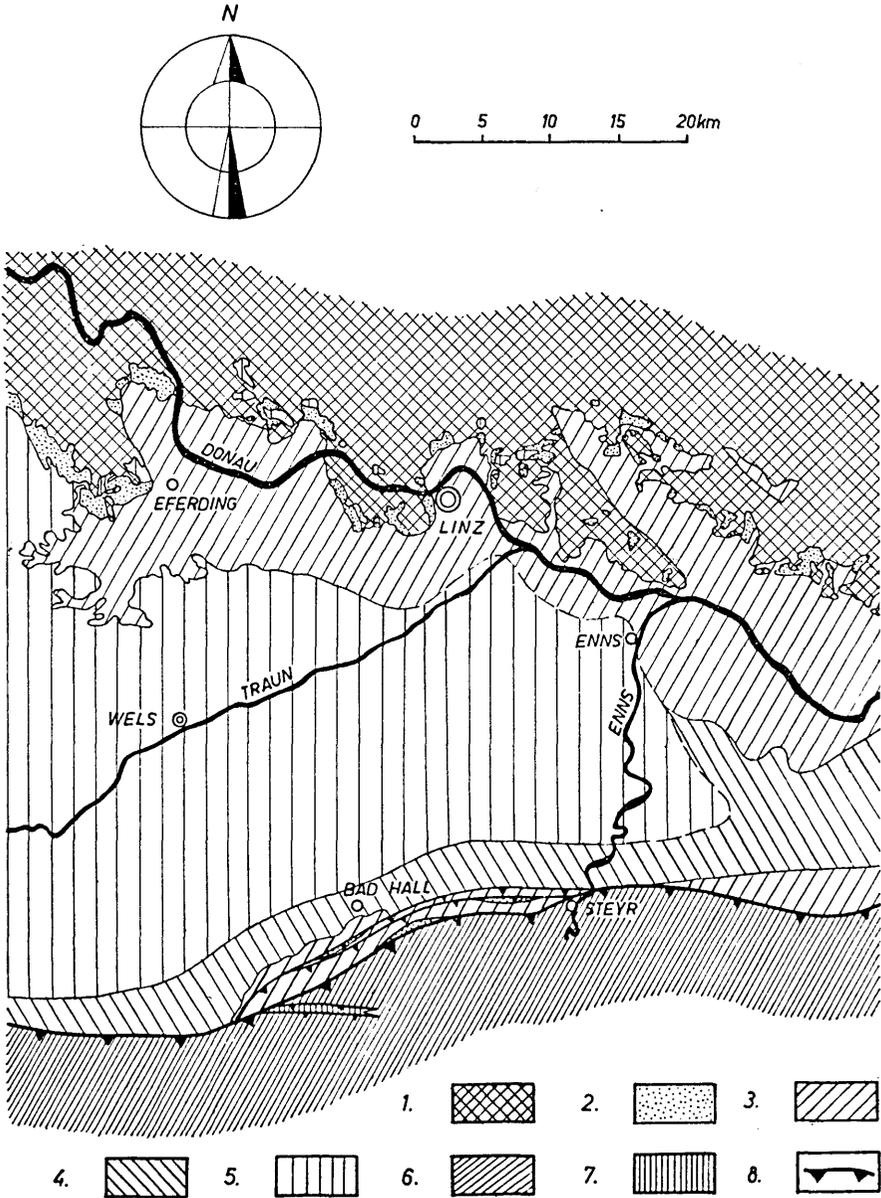


Abbildung 1: Geologische Übersichtsskizze des Großraumes von Linz. Darstellung der voreiszeitlichen Formationen nach E. BRAUMÜLLER: 1. Kristallin der Böhmisches Masse, 2. Linzer Sande (Chatt), 3. Schiefertone (Aquitane), 4. Burdigalablagerungen, 5. Helvetschlier (Mergel), 6. Flyschzone, 7. Helvetikum, 8. Überschiebung.

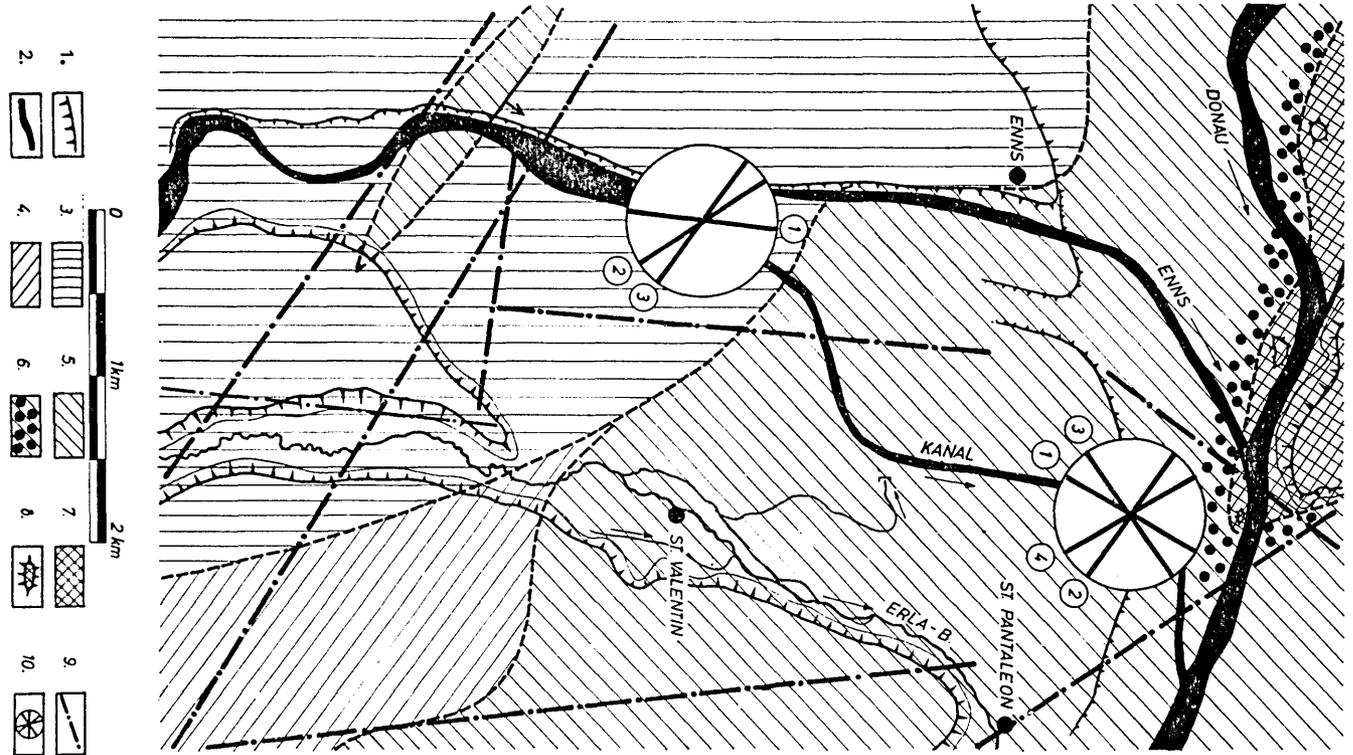


Abbildung 2: Geologische Skizze des engeren Untersuchungsraumes (nach BRAUMÜLLER, GRILL, SCHADLER): 1. Geländestufe, 2. Gewässer, 3. Helvetschlier (Mergel), 4. Burdigalablagerungen, 5. Aquitane Schiefertone, 6. Linzer Sande (Chatt), 7. Granitsockel, 8. Granit, anstehend, 9. Störungen, 10. Klüftung (1. Hauptklüftung, 2. bis 4. Nebenklüfte nach HÄUSLER).

der Böhmisches Masse bzw. dem kristallinen Grundgebirge des Mühlviertels gebildet. Im Süden wird sie durch die nordalpinen Aufschiebungen begrenzt (Abbildung 1). Die Mächtigkeit der Molasse wurde bei Wels durch eine Bohrung bis zu 1218 Metern festgestellt. Sie wurde in Bad Hall mit zirka 2000 Metern, weiter im Westen bei Puchkirchen mit 2834,6 Metern und bei Perwang mit 3301 Metern durchbohrt, wobei der kristalline Untergrund erreicht worden ist. Die Tektonik dieser Molassezone wird im Norden durch Bruchstrukturen gekennzeichnet, die von der jungen Randtektonik der Böhmisches Masse bestimmt werden. In der Beckenmitte stellen sich vorwiegend west-oststreichende Bruchsysteme ein. Gegen den Südrand der Molasse werden die Bruchsysteme (Zerrungstektonik) durch steile Schubflächen und Faltenzonen ergänzt. Diese Faltung der Molasse im Bereich des alpinen Schubrandes erfolgte durch den Nordschub der Alpen, der auch die Absenkungen des kristallinen Untergrundes nach Süden zur Folge hatte (Abbildung 3). Der Ablagerungsraum der Molasse, der Molassetrog, ist während der tertiären Meeressedimentation eingesunken. Am Aufbau der Molassezone sind die tertiären Sedimente vom Obereozän bis zum Unterpliocän beteiligt. Eiszeitliche und gegenwärtige Ablagerungen schließen diese Schichtfolge ab.

Die ehemaligen Höhenlagen der tertiären Ablagerungen lassen sich zum Teil mittels erhalten gebliebener Reste der damaligen Küsten rekonstruieren. Sie lagen zum Teil 400 Meter über den heutigen Niederungen der Donau bzw. der Enns. Im Pliocän wurde die Molasse nach Abschluß der Sedimentation durch die voreiszeitliche und vor allem durch die eiszeitliche Erosion abgetragen bzw. ausgeräumt. Im Verlauf der Eiszeit war dieses Gebiet dann mehrmaligen Aufschüttungen und weiteren Erosionen unterworfen. Die schematische Abfolge der verschiedenen Wasserstände, die das Sedimentationsniveau seit dem Aquitan bestimmt haben, läßt sich aus dem Verlauf der Ablagerungen und Abtragungen erkennen. Versuchen wir die dadurch bedingten Veränderungen in den vertikalen Belastungen einer in 236 Meter Seehöhe angenommenen Vergleichsebene der Größenordnung nach zu berechnen (die Dichte der Gesteine wurde mit $\gamma = 2,20$ eingesetzt), so ergeben sich die zeitlichen Änderungen der vertikalen Hauptspannungen σ_v gemäß Abbildung 4. Daraus folgt, daß die lotrechte Hauptspannung σ_v im engeren Untersuchungsgebiet, durch die jeweilige Sediment- und Wasserlast bedingt, in der Größenordnung von 20 bis 47 kg/cm² durch etwa 24,4 Millionen Jahre wirk-

SCHEMATISCHER GEOLOGISCHER N-S-SCHNITT DURCH DIE TERTIÄREN MEERESABLAGERUNGEN IM ENNSTAL

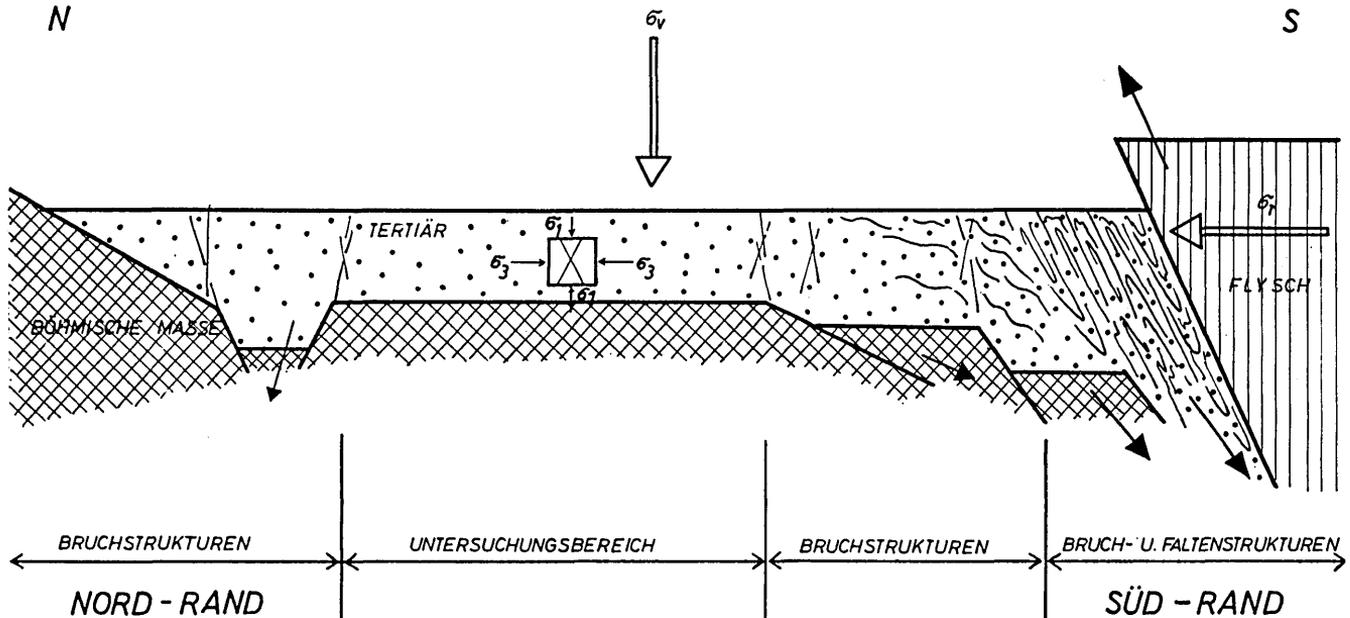


Abbildung 3: Schematischer geologischer Nord-Süd-Schnitt durch die Tertiärfüllung mit den darin wirksamen geologischen Spannungen und Verformungen. Auf die Gesteinselemente der tertiären Meeresablagerungen wirken die Hauptspannungen (siehe Bildmitte) σ_1 , σ_2 , σ_3 (σ_2 ist senkrecht auf die Bildebene zu denken), die durch die vertikale Überlagerungs- bzw. Reliefspannung σ_v erzeugt werden sowie durch die tektonisch bedingte Radialspannung σ_r und die Tangentialspannung σ_t , die zur Bildebene senkrecht in Ost-West-Richtung verläuft. Die Bruchform des Gesteinselementes ist für $\sigma_v > \sigma_r$ eingetragen. Die voll ausgefüllten Pfeile geben die tektonisch bedingten Verschiebungen an.

ZEITLICHE SPANNUNGSVERTEILUNG σ_v AUF DIE VERGLEICHSEBENE AUS SCHIEFERTON IN 236m MEERESHÖHE

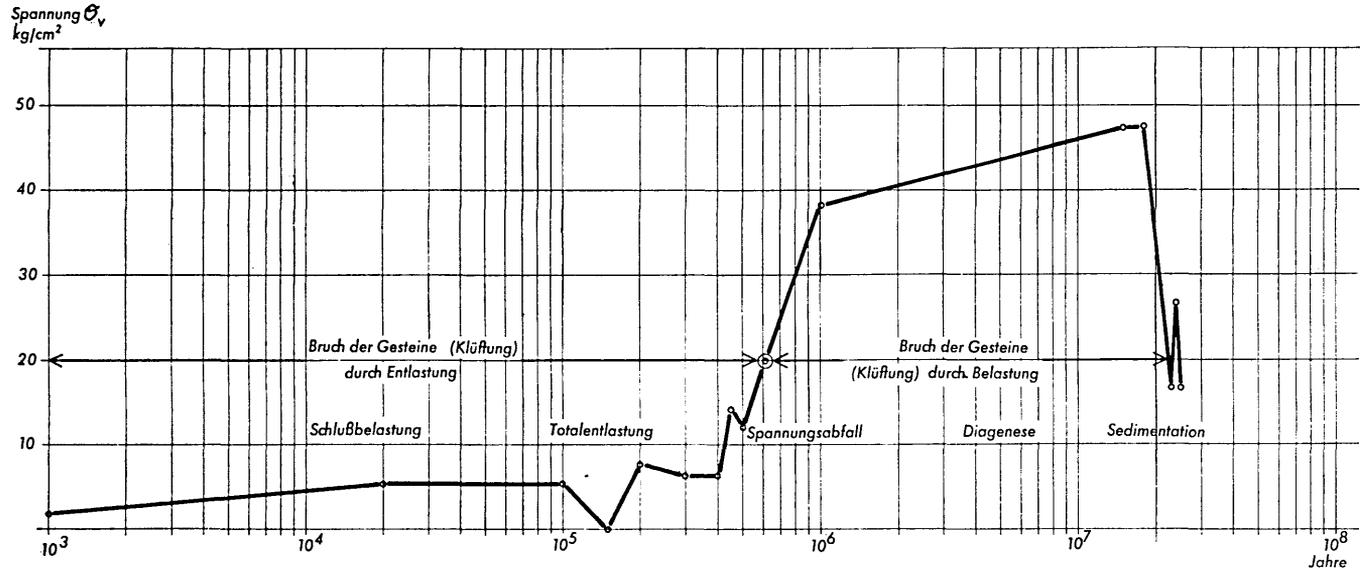


Abbildung 4: Zeitliche Verteilung der vertikalen Hauptspannung σ_v (Überlagerungsspannung = Reliefspannung) auf die Vergleichsebene in 236 Meter Meereshöhe bezogen von der tertiären Sedimentation bis zur nacheiszeitlichen Talbildung. Einfach logarithmische Darstellung. Spannung und Bruch dieser tertiären Gesteine (Klüftung) entstehen durch Belastung im Zuge der Diagenese unter Einwirkung der vertikalen Spannung (Überlagerungsspannung bzw. Reliefspannung) und der tektonisch bedingten Radialspannung sowie der Tangentialspannung. Spannung und Bruch der Gesteine (Klüftung) bei Entlastung entstehen durch Zugspannungen, die nach Abnahme der Vertikalspannung und nachwirkender tektonischer Spannungen (aktive tektonische Spannung und im Gesteinsgefüge fixierte - eingefrorene - tektonische Spannungsreste) bedingt worden sind.

sam war. In der geologisch sehr kurzen Zeitspanne von 0,45 Millionen Jahren wurden diese Überlagerungsspannungen infolge der oben genannten eiszeitlichen Erosionen auf $0,0 \text{ kg/cm}^2$ abgebaut. Das Gesteinsgefüge war somit sehr schroffen Spannungsänderungen beziehungsweise Änderungen des Spannungszustandes ausgesetzt.

Für die weitere Untersuchung der Gefügespannung in den Schiefertonen muß der triaxiale Spannungszustand eines Elementarkörpers der Molassezone betrachtet werden. Die vertikalen Hauptspannungen ($\sigma_v = \sigma_1$) und deren Veränderungen können aus den paläogeographischen Feststellungen direkt angegeben werden. Die Spannungen σ_2 und σ_3 sind durch tektonische Vorgänge bedingt und können nur indirekt ermittelt werden (Abbildung 3). Sie sind hier vor allem auf die horizontale Komponente aus dem Nordschub der Alpen zurückzuführen, wobei zu erwarten ist, daß diese Spannungen auch heute noch zum Teil nachwirken, weil die tektonischen Verformungen noch andauern und ältere, tektonisch bedingte Gefügespannungen noch nicht ganz abgebaut worden sind (siehe unten).

Diese Spannungen müssen sich den tektonischen Phasen der Gebirgsbildung entsprechend verändert haben. Ein würfelförmiger Gesteinskörper, dessen Achsen sowohl lotrecht als auch parallel und senkrecht zur alpinen Schubrichtung orientiert anzunehmen sind, war im Pliozän auf der Kote 236 Meter bestimmten geologischen Kräften ausgesetzt, die sich von den gegenwärtig wirksamen Kräften wesentlich unterschieden haben. Die aus der Gebirgsüberlagerung, den alpinen, tektonischen Schubkräften und der senkrecht dazu wirkenden Einspannung abzuleitenden Spannungen (σ_v , σ_r , σ_t) sind Hauptspannungen des dreiachsigen Spannungszustandes, dem der genannte Gesteinswürfel aus dem Pliozän ausgesetzt war (Abbildung 3, 21). Die Größenordnung der in der alpinen Schubrichtung wirkenden Hauptspannung σ_r muß aus den Schubfestigkeiten der Molassegesteine abgeschätzt werden. Hiefür werden die am Schliermergel (Helvetschlier) festgestellten Werte herangezogen, da dieser Mergel einen sehr großen Teil der Molasse aufbaut und die aquitanen Schiefertone beeinflusst hat. Der den Schichtfugen dieser Mergel entsprechende Reibungswinkel wurde von BRETH (1960) mit rund 30 Grad ermittelt, jener des ungestörten Gesteins mit 40 Grad (Abbildung 5). Ohne Rücksicht auf die zum Teil geringe, vom Wassergehalt abhängige Kohäsion von $0,3 \text{ kg/cm}^2$ ergibt sich aus dem Diagramm der Abbildung 5, daß bei einer Normalspannung σ_N von $47,0 \text{ kg/cm}^2$ (Abbildung 5, Punkt a, b)

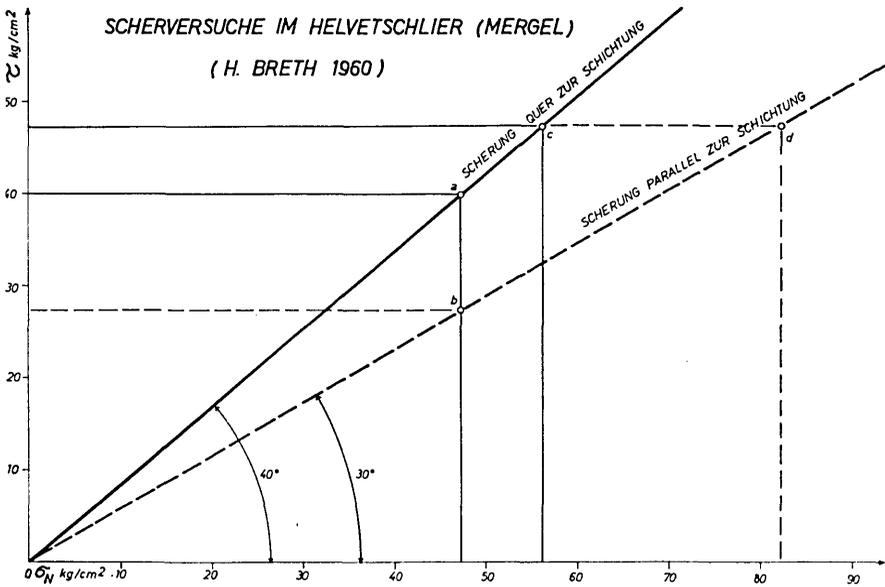


Abbildung 5: Scherdiagramm des tertiären Schliermergels nach BRETH.

eine Schubspannung von $\tau = 27,3 \text{ kg/cm}^2$ (Abbildung 5, Punkt b) nötig ist, um den Gesteinskörper auf seiner Schichtfläche zu bewegen, bzw. $42,5 \text{ kg/cm}^2$ (Punkt a), um das Gestein diagonal zur Schichtung zu zerstören (triaxial). Die tektonische Hauptspannung darf demnach bei unzerklüftetem Gestein nicht höher als $42,5 \text{ kg/cm}^2$ angenommen und nicht höher als etwa $27,3 \text{ kg/cm}^2$ geschätzt werden, falls die Sedimente an den horizontalen Schichtfugen bewegt worden sind. Da letztgenanntes im Untersuchungsraum nicht zu beobachten ist, darf angenommen werden, daß die untere Grenzspannung von $27,3 \text{ kg/cm}^2$ nicht und die obere von $42,5 \text{ kg/cm}^2$ nur fallweise erreicht worden ist. Untersuchungen des Verfassers an den helvetischen Schliermergeln dieses Gebietes, über die an anderer Stelle berichtet wird, haben nämlich ergeben, daß primäre, tektonisch bedingte, steiflächige Zerklüftungen nur in geringem Maße vorhanden sind. Die beobachteten großflächigen horizontalen Fugen dieser Mergel sind zum größten Teil auf geologische Zugspannungen durch die Erosion zurückzuführen. Im Untersuchungsraum fehlen sowohl die horizontalen Bewegungsfugen (Gleitlamellen) als auch die steilstehenden, dichten primären Kluftsysteme einer stärkeren tektonischen Pressung. Die Quotienten

aus der Wertannahme für die maximale horizontale tektonische Hauptspannung bis zu $\sigma_v = 42,5 \text{ kg/cm}^2$ bzw. $27,3 \text{ kg/cm}^2$ (welche über eine 20 km lange Strecke vom Nordrand der Flyschzone bis an den kristallinen Rand des Mühlviertels wirksam war) und der anzunehmenden maximalen Vertikalspannung σ_v von $47,0 \text{ kg/cm}^2$ betragen somit 0,9 bzw. 0,5.

Aus den Festigkeitseigenschaften des helvetischen Schliermergels und dessen tektonischem Zustand in der Wehrbaugrube Thurnsdorf des Ennskraftwerkes St. Pantaleon folgt für die Schiefertone $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ die Verteilung der Hauptspannungen:

$$\sigma_1 = \sigma_v \text{ (Vertikalspannung aus der Auflast)}$$

$$\sigma_2 = \sigma_t \text{ (Tangentialspannung)}$$

$$\sigma_3 = \sigma_r \text{ (Radialspannung der alpinen Schubtektonik)}$$

Die primäre tektonische Verformung der Sedimente hat sich, sowohl durch die kleinere horizontale Hauptspannung σ_3 als Folge des alpinen Nordschubes auf die Molasse als auch durch den relativ starren kristallinen Sockel des Mühlviertels behindert (siehe Abbildung 3), nur geringfügig ausgewirkt. In jenen Gebieten, wo infolge von Bruchverschiebungen eine Verkürzung des kristallinen Untergrundes in der Schubrichtung erfolgte, ist es auch zu elastischen sowie plastischen, durch Faltungsstörung bzw. Klüftung bedingten stärkeren Verformungen der Molasse gekommen. Von der Beckenmitte gegen Norden, zum Rand der Böhmisches Masse, sind vorwiegend elastische Verformungen anzunehmen und Brüche des Gesteinsgefüges zu beobachten; im Süden hingegen sind auch Faltenstrukturen gebildet worden. Außer der bisher behandelten horizontalen tektonischen Spannungskomponente σ_r wirkten auch andersgerichtete tektonische Spannungen durch Verformung des kristallinen Untergrundes auf den Molassekörper ein (Abbildung 3), wodurch die Klüftung beeinflußt worden ist.

Die mittlere Hauptspannung σ_2 ist von σ_1 und σ_3 und der Einspannung abhängig zu denken. Aus den örtlichen geologischen Strukturen und den beobachteten Richtungen der wirksamen geologischen Kräfte ist zu ersehen, daß auch erhebliche Tangentialkräfte ($\sigma_2 = \sigma_t$) gewirkt haben müssen.

Die Einflüsse der Vertikalspannung (σ_v) und der tektonisch bedingten Radialspannung (σ_r) auf die Gefügespannungen der Gesteine mußten im speziellen, je nach deren mechanischen Eigenschaften und deren Lage zum alpinen Schubrand, zu verschiedenen geologischen Spannungszuständen geführt haben (siehe Tabelle der Abbildung 21).

Die Radialspannung (σ_r) hat daher je nach der örtlichen und materialmäßig bedingten Verformbarkeit der Sedimente von elastischen und bruchlos plastischen Verformungen bis zu fallweise aufgetretenen Brüchen und Faltungen der Molassegesteine geführt, woran auch Verformungen aus dem kristallinen Sockel mitgewirkt haben. Die dadurch entstandenen großen steilstehenden Ablösungsflächen (Störungen) und Klüfte (Scherklüfte und Zugklüfte) wurden in ihrer Raumstellung durch die alpinen Radialspannungen und die Tangentialspannungen bzw. von den Verschiebungsbrüchen des kristallinen Sockels bestimmt. Die genannten Verformungen sind hiebei unter verschiedener Auflast erfolgt. In Gebieten der maximalen vertikalen Hauptspannung σ_v ($\sigma_1 > \sigma_3$) des Miozän müssen bruchlose Verformungen des Gesteinsgefüges erfolgt sein, soweit nicht der Gesteinskörper bei $\sigma_v > \sigma_r$ in Abhängigkeit vom Scherwinkel des Gesteins und dessen wirksamem Porenwassergehalt in steilstehende Flächen zerlegt wurde. Ein rascher (Abbildung 4), dem geologischen Geschehen entsprechender Abbau der Auflast bzw. der Hauptspannung σ_1 von $47,0 \text{ kg/cm}^2$ auf $0,0 \text{ kg/cm}^2$ mußte zu (horizontalen und vertikalen) Zugspannungen führen (Abbildung 15). Nach Überschreitung der Elastizitätsgrenze mußten diese Gesteine, ihren geringen Zugfestigkeiten entsprechend, durch flachliegende und steilstehende Zugrisse bzw. Reißklüfte zerlegt werden, wobei die Häufigkeit der flachliegenden Klüfte beziehungsweise Trennbrüche von oben nach unten abnimmt. Die flachliegenden Klüfte begrenzen flach-linsenförmige Kluftkörper und sind nachweisbar auf den oben genannten Spannungsabfall der vertikalen Hauptspannung σ_1 zurückzuführen (Abbildung 37, 40), da die Kluftdichte von der Oberfläche nach der Tiefe des Gesteinsverbandes abnimmt. Die flachliegenden Klüfte der aquitanen Schiefertone unseres Beobachtungsraumes sind somit der genannten, sehr raschen geologischen Spannungsänderung zuzuschreiben. Durch den künstlichen Geländeabtrag unter das Niveau von 236 Metern geschaffene geringfügige Änderungen der Überlagerungsspannung haben genügt, um Zerstörungen des Gesteinsverbandes durch latente bzw. eingefrorene Zugspannungen hervorzurufen. Die steilstehenden Kluftschnitte beziehungsweise Trennbrüche, soweit sie nicht primär tektonisch angelegt wurden, sind ebenfalls auf die Abminderung der vertikalen Hauptspannung σ_1 allein zurückzuführen, bzw. auf die Wirkung der noch andauernden und der im Gefüge eingefrorenen tektonisch bedingten Hauptspannung σ_3 , die dadurch relativ vergrößert worden ist (Aufreißen

von Steilklüften der oberflächennahen Zone durch Zugspannungen im Gesteinsgefüge, deren Raumstellung tektonisch bedingt ist). Die Kluftröse (Abbildung 18) der steilstehenden Klüfte läßt in Anbetracht der nach der Tiefe zu abnehmenden Kluftdichte diesen Einfluß des Spannungsabfalles σ_1 erkennen, wodurch die durch σ_3 bedingten, tektonisch orientierten Klüfte aufgerissen sind. Die Abhängigkeit der Kluftschnitte von der Bruchtektonik des kristallinen Sockels (Gallneukirchner Bruchsenke) ist ebenfalls deutlich zu erkennen (Abbildung 2).

Wären diese Klüfte primär durch die tektonische Spannung nach Überschreitung der Elastizitätsgrenze erzeugt worden, so müßten die dadurch entstandenen Trennflächen (Klüfte) bei der einheitlichen petrographischen Beschaffenheit des Gesteinskörpers durch das ganze geologische Profil räumlich und statistisch gleichbleibend verteilt zu beobachten sein. Es hat sich aber in den Aufschlüssen an der unteren Enns gezeigt, daß die Kluftkörper gegen das eiszeitliche Erosionsniveau dünnplattiger und kleiner werden (Kluftkörper von 3 bis 5 cm Dicke und 10 bis 20 cm Länge (Abbildung 18, 19, 20, 37) und nach der Tiefe zu in größere Kluftkörper übergehen, welche mit über 0,3 bis 0,5 Metern Dicke und 0,5 bis 0,8 Metern Länge und mehr gemessen worden sind (Abbildung 40). Das Streichen der steilstehenden Klüfte dieses Kluftsystems ist aber sowohl in den höheren als auch in den tieferen Lagen gleich. Die Lagen der steilen Klüfte entsprechen dem zu erwartenden tektonischen Beanspruchungszustand der Molasse, wobei in der Tiefe auch zweifach (in den Hauptkluftscharen) gekrümmte Trennflächen auftreten (Abbildung 40, 43). Der darin enthaltene Widerspruch läßt sich nur dann lösen, wenn — wie vorher erwähnt — jene Gefügespannungen angenommen werden, die durch Abminderung der vertikalen Hauptspannung σ_1 bis zum Bruch des Gesteins durch Zugspannung geführt haben (Abbildung 15, 36). Die tektonische Hauptspannung σ_3 ist während des alpinen Nordschubes vorwiegend als bruchlose Verformung des Gebirges (die oben genannten Störungen ausgenommen) wirksam geworden. Die steilstehenden, durch die nachfolgende Erosion erzeugten Zugrisse wurden dadurch so beeinflußt, daß sie sich parallel zum System der tektonischen Verformung einstellen mußten. Diese Folgerungen sind durch die vorher genannten Kluftmessungen bestätigt worden sowie durch die Beobachtungen von steiflächigen, zweifach gekrümmten Klüften, deren Flächen sich dem tektonischen Verformungs- bzw. Klufnetz einfügen und auf Restspannungen zurückzu-

führen sind. Es ist hiebei eine sehr schwache Krümmung um eine horizontale Achse zu erkennen und eine Krümmung um eine vertikale Achse. Diese Klüfte durchschneiden dadurch in Form von listrischen Flächen das Gebirge und bilden daher keine geraden tektonischen Schnittfiguren bzw. Schnittlinien, sondern solche, die bogenförmig ineinander übergehen können (Abbildung 40, 43). Sie können sich bei künstlichen Anschnitten des Gesteinsverbandes spontan ausbilden. Daraus ist zu entnehmen, daß Zugspannungen, die auf den Spannungsabfall der vertikalen Hauptspannung σ_1 bis zu $0,0 \text{ kg/cm}^2$ zurückzuführen sind, infolge der zunächst vorwiegend bruchlosen tektonischen Verformung des Gesteinsgefüges, nach σ_2 und σ_3 orientiert, nicht nur jene Reißklüfte verursacht haben, die mehr oder weniger horizontal liegen, sondern auch jene Trennflächen, die zur primären tektonischen Zerklüftung durch σ_3 parallel liegen, aber erst sekundär durch den Geländeabtrag entstanden sind. Während die Hauptspannung σ_1 abgebaut wurde, ist die geologische Radialspannung σ_3 nicht nur im Gesteinsgefüge gespeichert, sondern auch durch die heute wirksame Tektonik erhalten geblieben. Das ist aus den an verschiedenen Stellen des Kalkalpennordrandes bzw. des Vorlandes festgestellten jungen Krustenbewegungen (STINY 1933, HÄUSLER 1952) zu folgern. Im Gesteinsverband ist daher nicht nur mit Verformungen durch Rutschungen zu rechnen, sondern auch mit solchen durch fortdauernde tektonische Spannungen. Diese werden weitere Klüfte erzeugen, die mit dem bisherigen System konform verlaufen.

DIE GESTEINSKUNDLICHEN GRUNDLAGEN DER VERSUCHE

Die bearbeiteten Gesteine sind als Schiefertone mit einem wechselnden Verhältnis von tonigen Schluffen im Hauptanteil und Mehlsanden zu bezeichnen, die durch Diagenese verfestigt worden sind. Die dunkelbraunen (bergfeucht) bzw. graubraunen (lufttrocken) Gesteine lassen sich im bergfeuchten Zustand gut schneiden und schaben. Infolge ihres Tongehaltes bilden die bergfeuchten, frischen Gesteine bei der Benetzung mit Wasser einen schmierigen Tonfilm und neigen zu schwachen Quellungen, sobald sie unter Wasser gelagert werden. Die Gesteinsdichte wurde im Mittel mit 2,16 bestimmt, der Wassergehalt mit 10—15 Prozent und die Porosität $n=0,3$ festgestellt. Die dem Gebirge entnommenen Proben bestehen aus einer Feststoff-

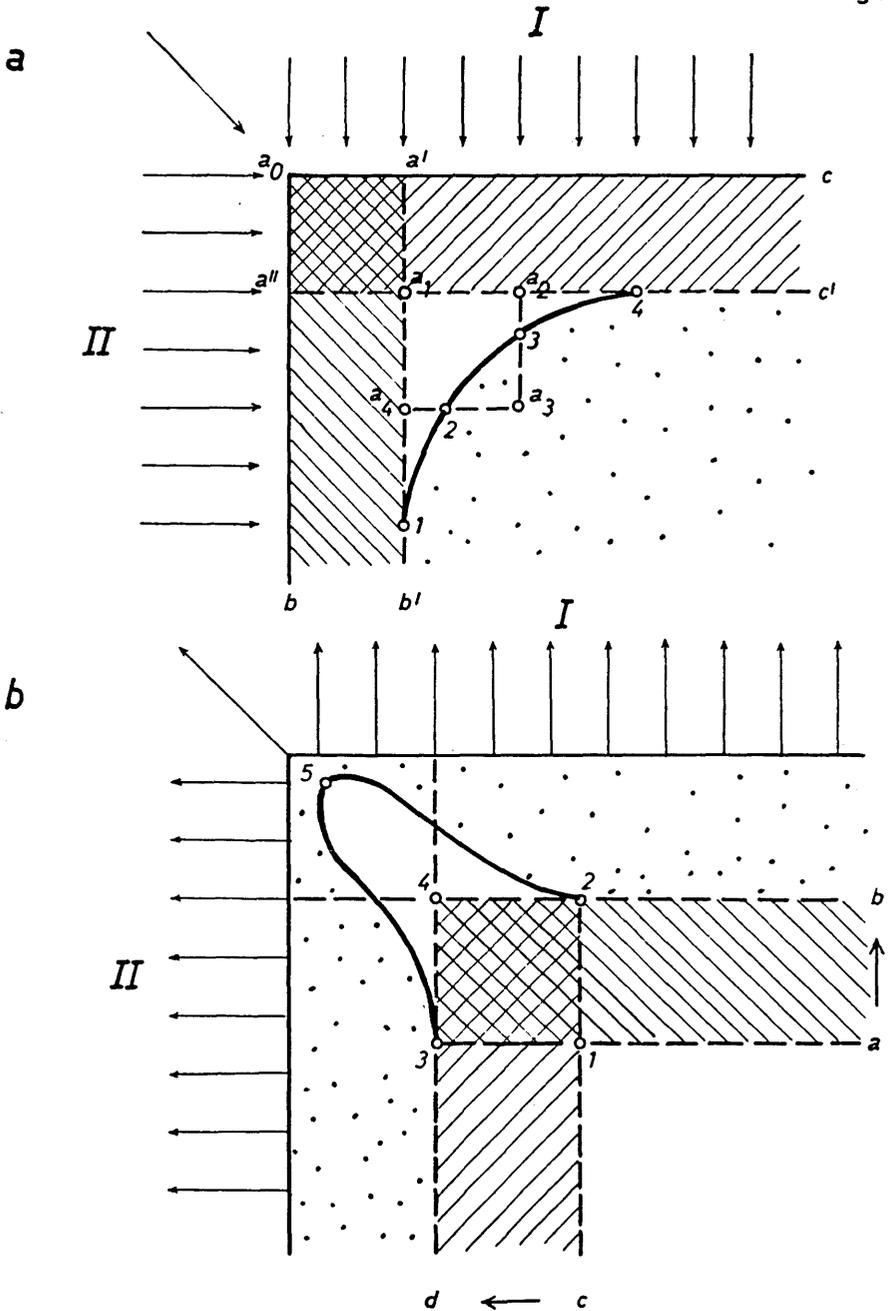
phase und einer flüssigen sowie einer gasförmigen Phase. Infolge des Ton- und Wassergehaltes sind die Gesteine außerordentlich schrumpfungsempfindlich, wenn sie der Luft ausgesetzt werden. Sie werden bei trockenem, sommerlichem Wetter bereits in kurzer Zeit von Trockenrissen durchsetzt und verfärben sich von Schokoladebraun nach Grau (Abbildung 24). Durch langsame Trocknung von Probekörpern im Labor lassen sich diese Schrumpfrisse weitestgehend vermeiden, so daß feste Gesteinsstücke erhalten bleiben. Durch Wiederbenetzung zerfällt das getrocknete feste Material in kürzester Zeit in Schollen und Körner (wechselfestes Gestein). Die getrockneten Gesteine nehmen das Wasser beim Eintauchen unter intensiven Quellungserscheinungen sehr rasch auf und zerfallen in relativ kurzer Zeit in Gesteinsschuppen und deren Feinteile. Bergfeucht entnommene Probekörper, die unter Wasser gelagert wurden, zeigten, daß innerhalb der ersten hundert Stunden des Versuches die Gasanteile aus dem Porenraum des Gesteinsgefüges herausgedrängt wurden, was sich durch klopfende Geräusche zu erkennen gab (siehe HÄUSLER 1965). Probekörper, die in Öl (Dieselöl) gelagert wurden, zeigten, daß Teile der Porenflüssigkeit durch das Öl verdrängt und abgeschieden wurden, so daß sich im Versuchsgefäß ein Wasser-Öl-Sumpf bildete (siehe später). Infolge des hohen Feinstoffgehaltes haben die Schiefertone nur eine geringe Permeabilität gegenüber viskosen Flüssigkeiten, so daß es z. B. außerordentlich schwierig war, eine Härtung des Materials für die Herstellung eines Dünnschliffes zu erzielen.

Die ungleichmäßige Verteilung der Grob- und Feinstoffanteile in der vertikalen Schnittfläche der Gesteinsprobe ergibt eine sehr feine hell-dunkle Streifung, wobei manchmal helle Phosphoritkonkretionen eingeschaltet sein können (Abbildung 24). Im Dünnschliff (Abbildung 25) läßt sich die flach-schuppenförmige Verteilung der Fein- und Grobfraction sowie deren Mischung erkennen, die für den Gesteinsaufbau kennzeichnend ist. Die Korngrößendifferenzierung bleibt somit vertikal und horizontal meist auf den Mikrobereich des Gesteins beschränkt, sie kann in horizontaler Richtung bis in den Dezimeterbereich beobachtet werden (Feinstreifung der Kluffkörper). Das feine Schichtungsgefüge ist auch an den Oberflächenformen frischer Brüche des Gesteins zu erkennen. Über diese Feinstrukturen hinausgehende, großflächige Sedimentwechsel, die zur durchgehenden Schicht beziehungsweise zu Bankungsfugen geführt hätten, wurden nicht beobachtet. Die den Bankungsfugen ähnlichen und dabei sehr zahlreich auf-

tretenden Klüfte haben sich (siehe vorher) als Reißklüfte erwiesen, welche die Feinschichtung in zum Teil sehr spitzen Winkeln schneiden, so daß sie irrtümlicherweise als Bankungsfugen aufgefaßt werden können (Abbildung 40).

Die Zerstörung der Schiefertone durch die Atmosphäriken führt zu charakteristischen Teilformen (siehe später), die je nach den Geschwindigkeiten der Verwitterungseinflüsse verschieden ausgebildet sind. Außer den Zerstörungen des Gesteinsgefüges durch Quellung, Wasseraufnahme, Entlastung des frischen (bergfeuchten) Gesteins können auch durch Schrumpfung sowie durch Quellung der ausgetrockneten Gesteine und durch die Frosteinflüsse (Abbildung 9) die charakteristischen, von flach-schalenförmigen Bruchflächen begrenzten schuppenförmigen Zerfallskörper entstehen. Durch langsame Schrumpfung können Dezimeter bis Zentimeter große Teilkörper erhalten werden, welche die vorher genannten Bruchformen aufweisen. Durch Quellung lufttrockener Probekörper entstehen kleine, schuppenförmige Schollen im Millimeter- bzw. Zentimeterbereich (Abbildung 8). Diese Kleinstschollen zeigen dabei gewisse Ähnlichkeiten mit den größeren Ablösungskörpern bzw. Kluftkörpern (Abbildung 26 bis 28) und lassen sich durch den feinschuppigen Bau der Mikrostrukturen, die Quellung der darin unregelmäßig verteilten Tone und die tektonischen Gefügespannungen erklären. Zwischen den genannten Zerfallskörpern und den Formen der Kluftkörper bestehen somit geometrische Ähnlichkeiten, auf die später eingegangen wird. Frostversuche im Labor haben gezeigt, daß solche Teilkörperformen auch dann entstehen, wenn die natürliche Gesteinsfeuchtigkeit zu flachen Eislinsen bzw. Eisfilmen auskristallisiert. Diese Filme entstehen durch Kondensations- und Konkretionsvorgänge der Lösungen in den bergfeuchten Proben, sobald diese unter Luftabschluß gefroren werden (Abbildung 9). Es bilden sich aber keine schichtparallelen Eisfilme, sondern flachschalig-muschelförmig gebogene Eisflächen, die das Gestein in die flach-linsenförmigen Teilkörper zerlegen und die Flächen der Mikroschichtung in meist sehr spitzem Winkel schneiden. Diese Formen der verschiedenartigen Zerfallskörper müssen sowohl mit der Gefügeanisotropie der Kornstruktur (Mikroschichtung) in Beziehung gebracht werden als auch mit den elastischen und plastischen Eigenschaften des Gesteins, kurz mit seinen Gefügespannungen. Die Spannungen, denen das Gestein während der geologischen Vorgeschichte ausgesetzt war, sind durch elasto-plastische Eigen-

Abbildung 6



schaften fixiert worden. Diese Fixierung, als eingefrorener Spannungszustand bezeichnet, hat dann — nach Entlastung des Geländes, infolge Quellungs-, Schrumpfungs- und Frostspannungen freigemacht bzw. durch deren Spannungsüberlagerungen (Superpositionen) verstärkt — zur Zerstörung des Gesteins in die genannten charakteristischen flachen Körper geführt.

Zur Analyse der Gefügespannungen muß zunächst die geologische Vorgeschichte des Gesteins rekonstruiert werden.

Abbildung 6: Veränderungen des Gesteinsraumes in der Nähe der äußeren Gesteinsoberfläche.

a: Eckbereich eines Gesteinsstückes, das, von zwei Fronten (I, II) aus den eindringenden Prozessen unterworfen wird. Diese Einflüsse sind rasch wirksam und verändern den Bereich zwischen der Oberfläche ($a_0 b c$) und $b' 1 2 3 4 c'$. Wenn das Wasser oder im Wasser gelöste Stoffe eindringen, so erfüllen diese die Gesteinsporen in den Bereichen $a_0 c/a'' c'$ und $a_0 b/a' b'$. Der Eckbereich $a_0 a'' a_1 a'$ wird dabei mit der doppelten Menge eindringender Stoffe versorgt als er aufnehmen kann (Additionsvorgang). Es muß somit ein dieser Menge entsprechend weiterer Bereich $a_1 a_2 a_3 a_4$ erfüllt werden. Die eindringenden Lösungen erfüllen hierbei den flächengleichen Bereich $a_1 1 2 3 4 a_1$. Eindringendes Wasser kann in quellungsempfindlichen Gesteinen zu Quellungs- und Ablösungen führen, die etwa dem Bereich zwischen $a_0 b c$ und $b' 1 2 3 4 c'$ entsprechen (siehe Ablösungen der Abbildung 29). Eindringende Austrocknung führt zu Schrumpfungen bzw. zu Schrumpfungsspannungen, die zur Ablösung ähnlicher Bereiche wie oben führen können. Bei Trocknung und Tränkung der Gesteine in Salzlösungen können Kristallisationsspannungen entstehen, die in dem genannten Bereich besonders wirksam zu ähnlichen Abplatzungen führen (siehe Abbildungen 34 und 35). Finden diese Vorgänge relativ sehr rasch bzw. mit hoher Intensität statt, so daß die Veränderungen auf den Bereich $b a_0 c/b' a_1 c'$ beschränkt bleiben, dann muß der Prozeß im Bereich $a_0 a'' a_1 a'$ mit doppelter Intensität ablaufen als in den benachbarten Einflußfeldern. Auf diese Weise kann es zu hohen Ecken- und Kantenspannungen kommen, die im Verein mit den etwas schwächeren, oberflächennahen Randspannungen und gegenüber dem Kernbereich zu intensiven Abplatzungen führen.

b: Eckbereich wie oben mit langsam von innen nach außen wirkenden Prozessen. In diesem Fall kommt es zu Substraktionsvorgängen im oberflächennahen Bereich des Gesteinsstückes. Die Grenze des veränderten zum unveränderten Bereich verläuft dadurch von b über 2 5 3 nach d. Solche Vorgänge sind z. B. am Granitpflaster und an Kluftkörpern häufig zu beobachten. Sie führen wohl zu einer anderen Spannungsverteilung als im obigen Fall, aber ebenfalls zu einer besonderen Beanspruchung des Eckbereiches.

Die Schiefertone des Untersuchungsraumes sind Ablagerungen des Aquitanmeeres innerhalb des eingangs beschriebenen Molasse-troges zwischen der Böhmischer Masse (Mühlviertel) und den Alpen. Die paläogeographischen Situationen der verschiedenen tertiären Meeresstände und Ablagerungsbereiche konnten durch die Erdöluntersuchungen im wesentlichen erfaßt werden (E. BRAUMÜLLER 1959). Die

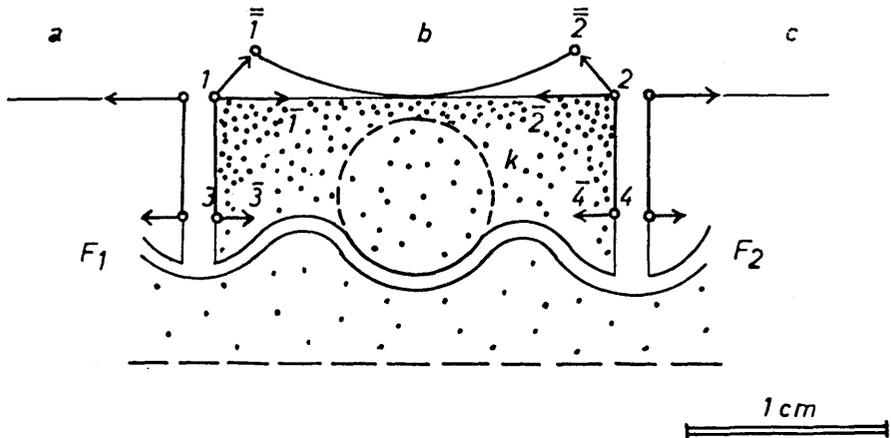


Abbildung 7: Schematischer Querschnitt zu den Ablösungsvorgängen der polygonal zerteilten Oberfläche eines Kluftkörpers (siehe Abbildungen 32 und 33). Die dünne Oberflächenschicht ist beim intensiven Austrocknen in die Teile a, b und c zerrissen. Diese Teilkörper werden zunächst einer weiteren, verstärkten oberflächennahen Schrumpfung von 1-1̄ und 2-2̄ ausgesetzt, die zum Zentrum des späteren Schrumpfungspolygons ausgerichtet ist. Die Schrumpfung in der Ebene 1-2 gegenüber den weniger bzw. noch nicht veränderten darunterliegenden Teilen des Gesteins muß zu oberflächennahen Radialspannungen in dieser Ebene führen, wodurch die Spalten 1-3 und 2-4 aufgerissen werden. Nun kann die Austrocknung, von den Kanten 1 und 2 ausgehend, zu Ringspannungen bzw. zur konkaven Beulung führen (1-1̄, 1-2̄), siehe auch Abbildung 6. Die dabei auftretenden lotrechten Zugspannungen führen im Zuge der weiteren Trocknung im Verein mit den horizontalen Scherspannungen zur Ablösung des polygonalen Körpers entlang der Fuge F₁ F₂. Die von der Oberfläche zentriert ausgehenden Schrumpfungen müssen sich gegen den Kernbereich konzentrisch-schalig anordnen und diesen Bereich dann mit umfassen. Die dadurch entstandenen zusätzlichen Zugspannungen und die genannten Schubspannungen bewirken die napfförmige Fuge F₁ F₂ und die Ablösung der polygonalen Plättchen. Außer den genannten Spannungen können sich dabei auch Zugspannungen der geologischen Vorgeschichte ausgewirkt haben.

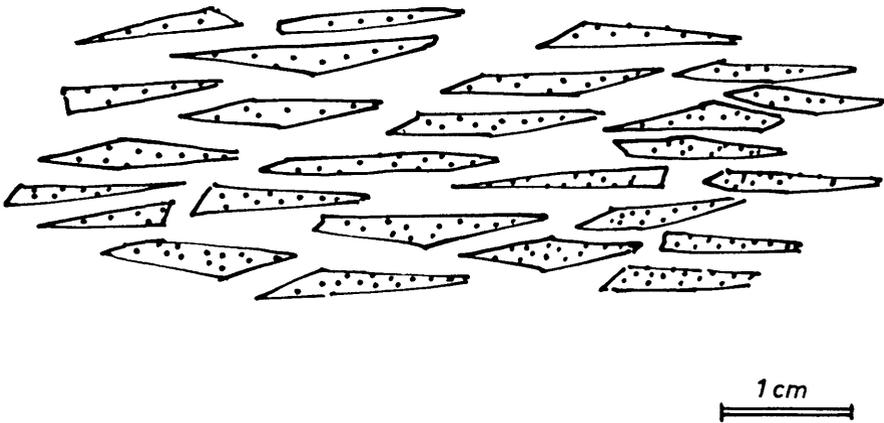


Abbildung 8: Schematische Skizze der Zerfallsformen der aquitanen Schiefertones nach langsamer Trocknung eines Kluttkörpers und darauffolgender rascher Tränkung mit Wasser. Die Zerfallsprodukte sind flachschuppenförmig gestaltet.

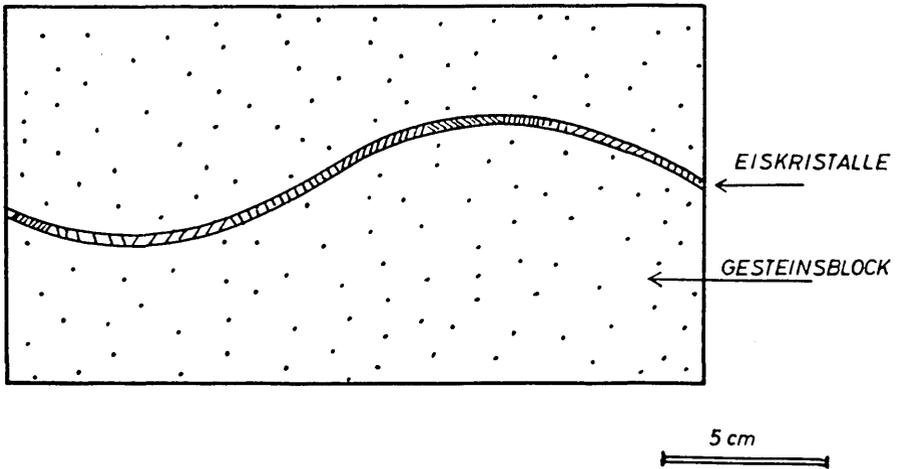


Abbildung 9: Schematische Skizze des Querschnittes von einer Zerfallsform des bergfeuchten aquitanen Schiefertones nach einem langsamen Frostdurchgang im Labor. Entlang der Trennfläche hat sich ein Film aus Eiskristallen gebildet.

Mineralien des untersuchten aquitanen Schiefertones wurden in diesem ausgedehnten Meeresgebiet abgelagert, wobei es vorwiegend zu Differenzierungen der Korngrößenzusammensetzung im Mikrobereich des Gesteins gekommen ist, nicht aber zu großräumigen Schichtwechslern. Diese unterschiedliche Kornverteilung im Mikrobereich der Schiefertone muß zunächst auf folgende Einflüsse zurückgeführt werden:

- a) Wechselnde Korngrößenverteilung der Sedimentzufuhr.
- b) Differenzierung der Korngrößenverteilung während der Sedimentation unter dem Einfluß des Auftriebes, der verschiedenen Sinkgeschwindigkeiten und der Auswirkung der durch Kolloidtone erhöhten Viskosität und Dichte des Meereswassers, was sich vor allem gegen den Meeresgrund bemerkbar machen konnte.
- c) Kolloidchemische Einflüsse auf die Korngrößenverteilung beziehungsweise Strukturbildung der sedimentierenden Stoffe.
- d) Verformung der bereits sortierten und sedimentierten Korngrößengruppen unter Auflast. So ist daran zu erinnern, daß Sandeinschaltungen in tonigen Bereichen zu Linsen und Schollen ausgequetscht werden können.
- e) Einen besonderen Einfluß auf die Kornstruktur ist auch von den Porenwasserströmungen zu erwarten, soweit sich diese nicht schon bei der ersten Entmischung des Sedimentgemenges ausgewirkt haben.

Verfolgen wir nun den Bildungsweg der Schiefertone, so ist eines der wichtigsten Merkmale die jeweilige Porosität der Sedimente. Diese kann, je nach der Wasser- und Sedimentauflast, unter der die betrachteten Gesteinsteile stehen, Werte von 0,1 bis 1,0 annehmen. Die Porosität und damit auch die Gesteinsdichte hängen somit von den Druckspannungen ab, die auf das Sediment eingewirkt haben (ENGELHART 1960). Der Zusammenhang von Druckspannung und Dichte bzw. Ablagerungstiefe und Porenvolumen der Sedimente ergeben sich nach der empirischen Gleichung $E = E'_1 - b' \lg t$, wobei E der relative Porenraum in der Tiefe t (m), E'_1 jener in $t = 1$ m und b' der Kompressibilitätsindex ist.

Diese Zusammenhänge sind für verschiedene Gesteine aus dem Diagramm der Abbildung 10 zu entnehmen. Die Eigenschaften der untersuchten aquitanen Schiefertone lassen lediglich Vergleiche mit diesen Werten zu, da sie an anderen, allerdings ähnlichen Gesteinen ermittelt worden sind. Die Abweichungen der Gesteinsdichte von

Proben aus größeren Tiefen gegenüber der auf Grund einfacher Zusammenhänge zu erwartenden Dichte führt ATHY (zitiert bei ENGELMANN 1960) auf tektonisch bedingte tangentielle Druckspannungen zurück, welche die Wirkung der vertikalen Gebirgslast erhöht haben. In Anwendung der genannten Gleichung hat ENGELMANN (1960) zahlreiche Beobachtungen in dem Diagramm der Abbildung 10 ausgewertet. In diesem Diagramm lassen sich die oberösterreichischen Schiefertone mit einer Bedeckungstiefe von $t = 150$ Meter festlegen. Hierbei zeigt sich, daß die Porosität der Schiefertone für den Wert von $t = 150$ Meter zu niedrig ist bzw. bei einem Wert von $n = 0,3$ die entsprechende Überlagerung höher anzunehmen wäre. Daraus folgt sehr deutlich, daß hier außer der Mineralisierung und den Vertikalspan-

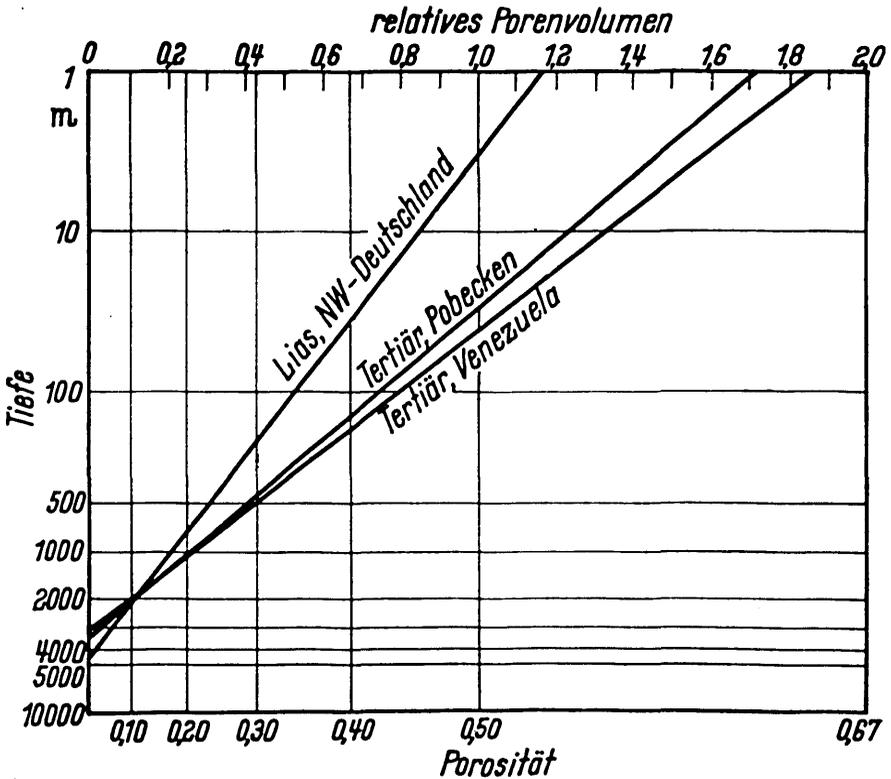


Abbildung 10: Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Porosität verschiedener Tonsedimente von der Bedeckungstiefe (nach W. ENGELHARDT 1960).

nungen der Auflast vermutlich auch tektonisch bedingte Spannungen auf die Sedimente des Untersuchungsraumes einwirken mußten und damit das Porenvolumen weiter herabgedrückt worden ist, als es der Überlagerung allein entsprechen würde, worauf АТНХ (1930) bei anderen Gesteinen aufmerksam gemacht hat. Die mit zunehmender Auflast verbundene Abnahme des Sedimentsvolumens führte zunächst dazu, daß die Porenlösungen je nach der Permeabilität des Sediments mit verschiedener Geschwindigkeit in Form eines aufsteigenden Stromes austreten mußten. Je toniger das Gestein und je geringer die Permeabilität ist, desto mehr wird das Abströmen der Porenlösung verzögert werden, so daß ein Überdruck zum hydrostatischen Druck des betreffenden Niveaus entstehen kann. Solche Drucke sind besonders dann zu erwarten, wenn die Verdichtung des geologisch noch jungen Sediments nicht ganz abgeschlossen ist. Die flüssige Phase der Tonsedimente wird in solchen Fällen die inneren Spannungen bzw. die Volumsspannung der Gesteinsstruktur mitbestimmen. Bei der Kompression von Tongesteinen werden dann die Mineralteilchen zu Gerüsten verdichtet, die vermutlich erhebliche Elastizitäten aufweisen können.

Die Arten dieser zum Teil submikroskopischen Mineralgerüste werden dadurch für das mechanische Verhalten, für die Volumsspannungen und deren Umformungen maßgebend, wobei das Hookesche Gesetz nicht mehr anwendbar ist, da elasto-plastische Verformungen eintreten.

Im System der Gefügespannungen wirkt sich auch der Elektrolytgehalt des Wassers aus, von dem die Kolloide abhängig sind. Mit zunehmender Verdichtung der auf dem Meeresboden auftreffenden Sedimentteilchen zum Tongestein beginnt unter dem Einfluß der äußeren Spannungen (Sedimentauflast, tektonischer Druck) die Diagenese. Die dabei stattfindende Verdichtung ist dann nur soweit reversibel, als elastische Rückverformungen durch Relaxation eintreten können. Die Porosität der Tongesteine wird demnach vom maximalen Druck bestimmt, dem sie einmal ausgesetzt waren, und den nachfolgenden Änderungen der Gefügespannungen unter dem Einfluß der äußeren Spannungen. Liegen nun die Porositäten niedriger, als sie dem geologischen Alter oder der geologischen Auflast entsprechend sein müßten, so müssen Mineralisation und zusätzliche Kräfte (tektonische Spannungen) angenommen werden, wie dies bereits erwähnt worden ist. Außerdem könnten sich nachträglich diagenetische Mineral-

neubildungen, die Druckänderungen flüssiger Stoffe bzw. Änderungen des Gasdruckes im Porenraum auf die Volumensspannung und damit auf das Porenvolumen und das mechanische Verhalten des Gesteines auswirken. Die Porenvolumensbestimmung wird somit zu einem sehr wichtigen Element geologischer Untersuchungen toniger Sedimentgesteine, aus der sich wertvolle Rückschlüsse auf die geologische Vorgeschichte des Gesteins ergeben (ENGELHARDT, SCHEIDIG). Die Untersuchungen des Porenvolumens der Gesteine ist daher nicht nur für die Bodenmechanik von Bedeutung, sondern darüber hinaus auch für die Geologie ein sehr wertvolles Hilfsmittel. Aus der Lage des dem untersuchten aquitanen Schieferton entsprechenden Punktes im Diagramm der Abbildung 10 ist zu erkennen (siehe oben), daß die geologisch bedingten äußeren Spannungen (durch Auflast und Tektonik) nicht ausreichen konnten, um ein Porenvolumen zu ergeben, das eine höhere Belastung erfordert hätte, als auf Grund der geologischen Beobachtungen anzuschätzen ist.

In diesem Fall müßte auch mit der Möglichkeit der Mineralisierung des Porenraumes gerechnet werden, wodurch ein Teil des Porenvolumens während der Diagenese vermindert worden ist. Die Verengung des Porenvolumens kann hiebei sowohl durch die Zufuhr von fremden Substanzen als auch durch die Abscheidungen aus der flüssigen Phase der Sedimente erfolgen. Darüber hinaus ist aber auch daran zu denken, daß infolge kolloidchemischer Reaktionen ein von Anfang an geringer Porenraum angelegt worden ist. Die höchsten Sedimentvolumina und Porositäten von Tonen entstehen in elektrolytfreiem Wasser (bis 0,99). Umgekehrt wird in einem Wasser mit höheren Konzentrationen die Porosität geringer sein (ENGELHARDT, SCHILLER).

Die untersuchten Schiefertone zeigen, daß der Ton-Schluff-Verband von Phosphoriten durchsetzt wird und fallweise auch Kalk- und Pyritkonkretionen enthält. Es muß daher vor und im Laufe der Diagenese zu Verdichtungen gekommen sein und zu Setzungen bzw. tektonischen Kompressionen bei entsprechender Mineralisation des Porenraumes. ENGELHARDT (1960) hat darauf hingewiesen, daß in den Sanden — im Gegensatz zu den Tonen — die Porosität vor allem durch chemische Prozesse verringert wird und nur in geringfügigem Maße durch mechanische Einflüsse. Aus der bereits erwähnten, über das zu erwartende Maß der auf äußere Spannungen (Auflast, Tektonik) zurückzuführenden Verringerung des Porenvolumens hinaus-

gehenden Abnahmen muß somit auf nachfolgende chemische Vorgänge während der Diagenese geachtet werden.

Die betrachteten Sedimente sind sowohl mechanischen als auch chemischen Vorgängen vor und während der Diagenese unterworfen worden. Die mechanischen Vorgänge müssen hierbei auf irreversible

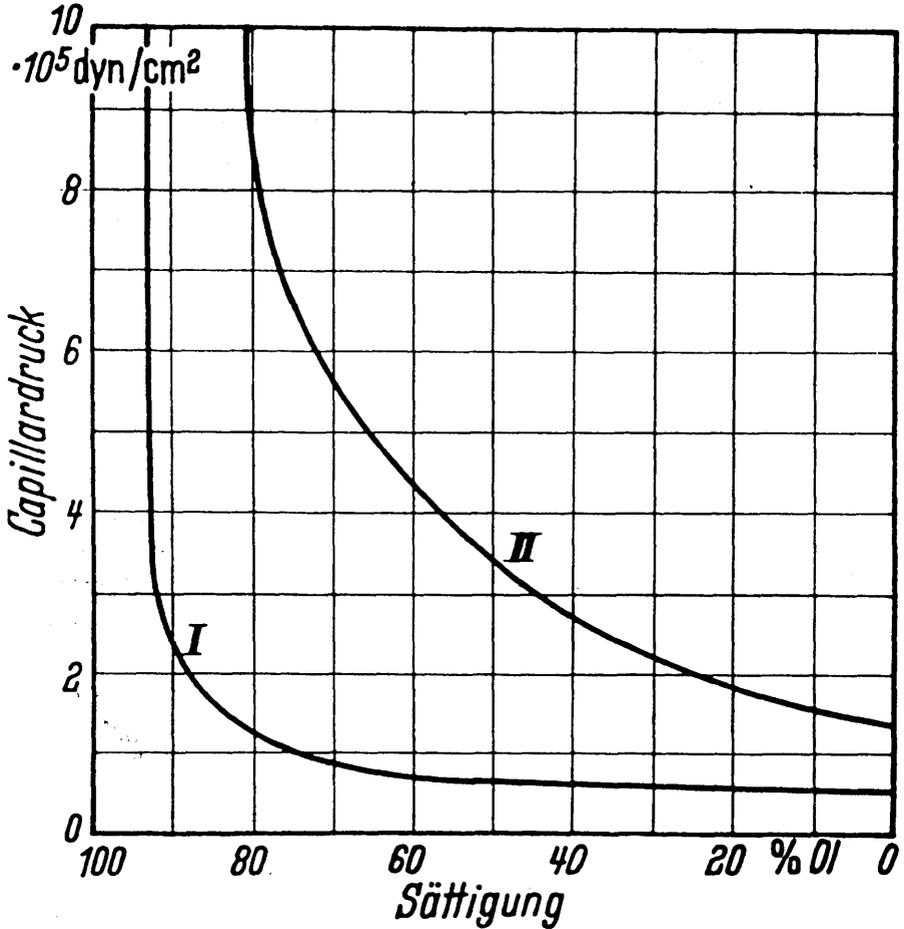


Abbildung 11: Schematischer Verlauf von Kapillardruckkurven (diese beschreiben den Verlauf der Verdrängung einer den Porenraum füllenden benetzenden Flüssigkeit durch ein nichtbenetzendes Medium). Verdrängung von Wasser durch Öl. I. Grobkörniger Sandstein. II. Tonhaltiger Feinsandstein (nach W. ENGELHARDT 1960).

und auf elastische Verformungen zurückgeführt werden, wobei die elastischen Verformungen des Gesteinsgefüges zum Teil fixiert worden sind und sich erst im Zuge der Relaxation rückstellen können (Abbildung 23). Es entspricht dies den in der Spannungsoptik angewendeten Verfahren zur Untersuchung des räumlichen Spannungszustandes mittels der eingefrorenen Spannungen. Auf ähnliche Weise erfolgt auch die elastische Nachwirkung von kristallinen Stoffen, da die elastische Rückverformung durch die gefüge- und strukturbedingten Behinderungen verzögert wird (WEBER 1840 cit. KOHLRAUSCH 1925, HIERSEMANN). Durch die chemischen Vorgänge der Verfestigungen und Stoffwanderungen während der Diagenese sind vermutlich ein Teil jener Spannungen konserviert bzw. gespeichert worden, die unter besonderen Bedingungen im Gelände und im Labor freigemacht und beobachtet werden können. Diese Relaxation kann durch Abbau des Spannungszustandes allein oder durch Verringerung der Reibungskräfte bzw. durch Superpositionsspannungen (Volumsspannungen) eintreten.

Hinsichtlich des Porenvolumens der Schiefertone ist weiter zu beachten, daß dieses von einer flüssigen und einer gasförmigen Phase erfüllt ist, was sich aus der Differenz von Porenvolumen und Wassergehalt ergibt. So wurde im Labor bei Lagerung von Gesteinskörpern des Schiefertones unter Wasser der bereits erwähnte Gasaustritt durch mehrere Wochen hin beobachtet. Es hat sich gezeigt, daß das Gestein zu 70 bis 80 Prozent aus der Feststoffphase (mit dem hygroskopischen Wasser), zu 15 Prozent aus Lösungen und 5 bis 15 Prozent aus der Gasphase besteht.

Da am ursprünglichen Aufbau des Sedimentes zur Zeit seiner Beobachtung nur eine flüssige Phase und eine Feststoffphase anzunehmen sind, muß sich die Gasphase erst später gebildet haben. Im Porenraum der Sedimente nehmen Druck und Temperatur mit ihrer Tiefenlage zu. Dieser zunächst hydrostatische Druck wird, durch die Diagenese und Gesteinsaufblast bedingt, verändert, wobei tektonische Superpositionsspannungen auftreten können. Im Diagramm der Abbildung 13 wurden die p-t-Bedingungen dargestellt. Diese Dampfdruckkurve für Einstoffsysteme beschreibt das Gleichgewicht zwischen der flüssigen und der gasförmigen Phase. Wasser, Kohlensäure und Kohlenwasserstoff (die im Untersuchungsraum beobachtet wurden) müssen bei Druckentlastung zum Teil in den gasförmigen Zustand übergehen. In Gesteinsproben, die aus größerer Tiefe ihrem Verband entnommen werden, setzt sofortige Gasbildung (Wasserdampf) ein,

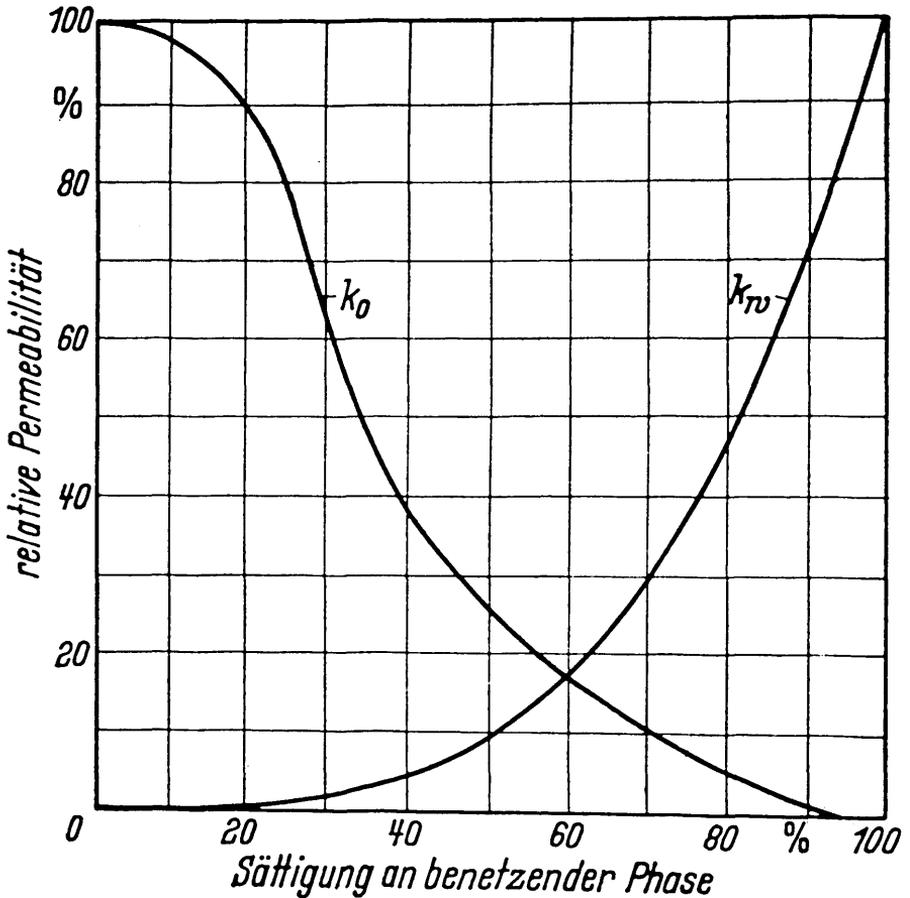


Abbildung 12: Diagramm der relativen Permeabilitäten eines Gesteins gegen Öl (k_o) und Wasser (k_w). Das Wasser ist die benetzende, Öl die nicht benetzende Phase (nach ENGELHARDT 1960).

Abbildung 13: Die Sättigungskurve des Wasserdampfes zeigt, daß bei Temperaturen von 18° bis 50° C die Wasserdampfentwicklung erst im Moment der fast völligen Druckentlastung des geologischen Körpers erfolgt. Die flüssige Phase des Porenraumes wird dabei in Wasserdampf umgewandelt. Die damit verbundene Entgasung des Gesteinskörpers konnte bei den Versuchen deutlich beobachtet werden, wobei die Proben einem äußeren Wasserdruck bis zu etwa 30 mm Hg ausgesetzt waren.

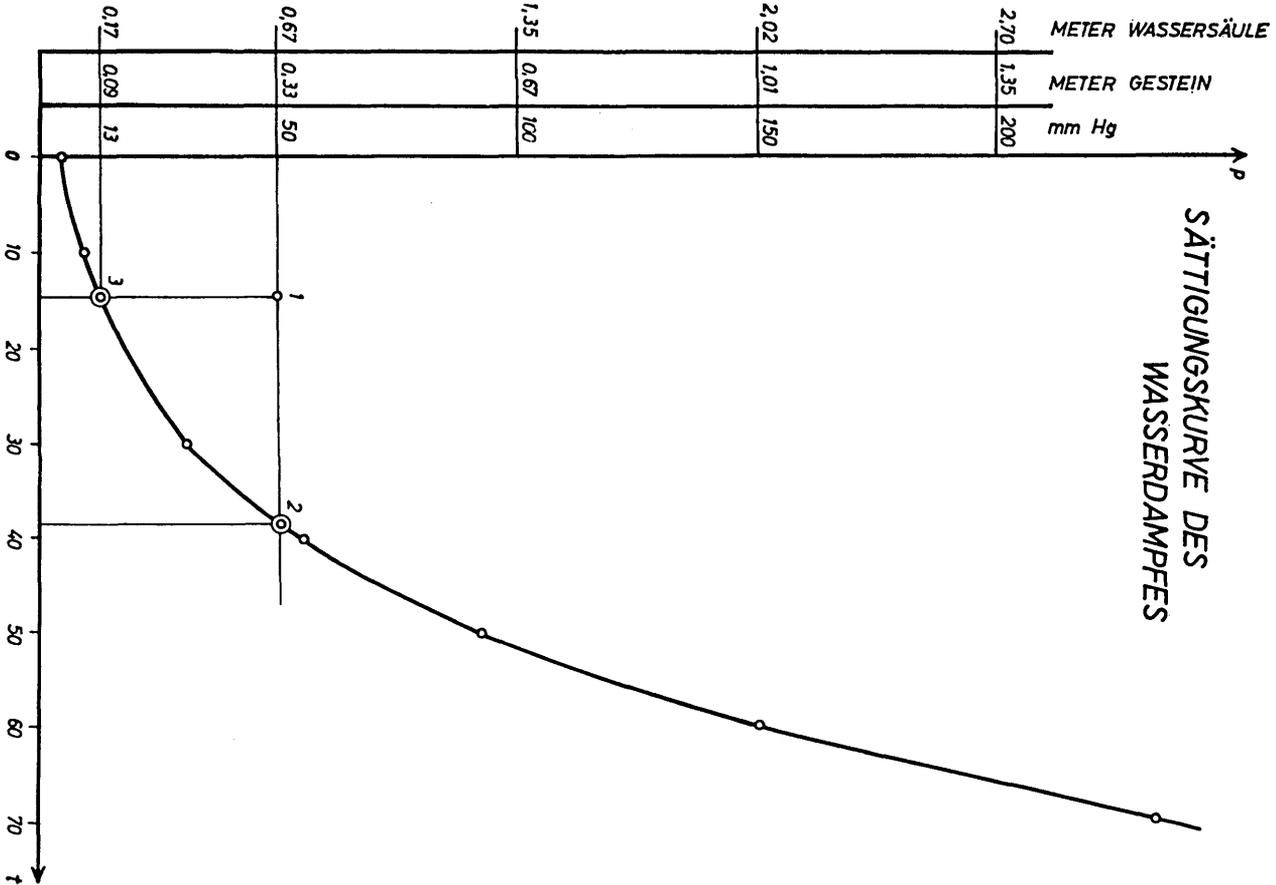


Abbildung 13

wodurch Volumsspannungen erzeugt werden. Es kommt dadurch zu der beobachteten Entgasung der Probekörper.

Von der Gasbildung bis zum Abschluß der Entgasung sind somit veränderliche Gasspannungen im Gesteinsgefüge zu erwarten. Die untersuchten Schiefertone bestehen wie erwähnt aus einer Feststoffphase, einer flüssigen Phase und einer gasförmigen Phase, die je nach dem erreichten Gesteinszustand durch verschiedenes Verhalten gegenüber Spannungsänderungen aufeinander einwirken können. Die Spannungen der gasförmigen Phase dieser Schiefertone müssen sich somit in Abhängigkeit von deren Diffusions- und Permeabilitätsbedingungen und den geologisch durchlaufenden Druck-Temperatur-Bedingungen verändern.

Die sich durch die flüssige Phase ergebenden Volumsspannungen sind ebenfalls von der Permeabilität des Gesteins abhängig sowie vom hydrostatischen Druck und dem Überlagerungsdruck, der Gesteinstemperatur, dem Porenwasserdruck, den Spannungen, die durch Reaktionen mit den Feststoffen entstehen, durch Hydratation, durch Quellung und durch Schwindungsvorgänge. Mineralabscheidungen und Alterungsvorgänge von Mineralgeelen können zu weiteren Ursachen von Spannungsänderungen bzw. zu Spannungsquellen werden. So kann es z. B. durch die Synärese (HÄUSLER 1948), die sich wie die Schrumpfungsspannungen bei Wasserentzug auswirkt, zu Zugspannungen kommen, die das Gestein zerreißen.

Die Feststoffphase kann durch Be- oder Entlastungen jeweils durch elastische und plastische Verformungen reagieren, wobei die plastischen Verformungen die elastischen Verformungen im Gesteinsgefüge blockieren, soweit sie nicht durch die Diagenese fixiert werden können (eingefrorene Spannung). Diese im Gesteinsgefüge gespeicherten Spannungen können unter speziellen Bedingungen abgebaut werden (Relaxation), wie dies in den bekannten Strukturmodellen (Abbildung 22) dargestellt worden ist. Gesteinsauflast, tektonische Spannungen, hydrostatischer Druck und die verschiedenen Volumsspannungen können hiebei auf das Gestein einwirken, wobei sich die drei genannten Phasen im Gesteinsgefüge durch ihre Spannungen gegenseitig beeinflussen müssen. Den äußeren auf das Gestein einwirkenden mechanischen Kräften der Tektonik und des Überlagerungsdruckes wirken die dadurch erzeugten inneren Spannungen und die Volumsspannungen des Gesteinsgefüges entgegen. Es ist damit zu rechnen, daß sich die Verformungen bzw. die Spannungs-

änderungen an Gesteinen nur dann aufklären lassen, wenn sie auf die komplizierten Differentialvorgänge im Gesteinsgefüge zurückgeführt werden können, die von den geologischen Eigenschaften des Gesteins und des Gesteinsverbandes abhängig sind.

Bei den untersuchten Schiefertönen haben sich nach deren Freistellung im Gelände, bei der Probeentnahme und bei den Laborversuchen eine Ausdehnung und eine Auflockerung des Gesteinsverbandes und des Gesteinskörpers beobachten lassen. Die Volumszunahme ist auf Grund nachstehend angeführter Beobachtungen auf folgende Ursachen zurückzuführen:

- a) Elastische Rückstellung von Mineralkomponenten, die unter Kompression waren;
- b) Hydratationserscheinungen durch Benetzung und Druckentlastung;
- c) Auswirkung des Porenwasserüberdruckes;
- d) Auswirkungen des Gasdruckes;
- e) Wärmespannungen.

Die Verformung der Gesteinskörper bei der Probeentnahme ist außer von den gegebenen Spannungen auch von den Material- und Gefügeeigenschaften abhängig sowie von der Größe und Form des erhaltenen Gesteinskörpers und den Einflüssen der Atmosphäre, die wiederum von der Anisotropie des Gesteins abhängig sind. Kleine Probekörper werden eine entsprechend gleichmäßige, bruchlose Verformung erwarten lassen. Größere Körper aber werden durch ungleichmäßige Verformungen Risse bekommen und in Klüftkörper zerfallen (siehe Versuche). Gesteinskörper, die sich im dreiachsigen Spannungszustand befinden und während des Versuches auf einer Seite entlastet werden, können durch die dabei wirksam werdenden Zugspannungen zerreißen und damit in Klüftkörper zerlegt werden, deren Klüftflächen mehr oder weniger senkrecht auf die Richtung der Zugkräfte stehen. Da die Gesteine nur relativ geringe Zugfestigkeit aufweisen, können sie auf Spannungsänderungen (in empfindlicher Weise) durch Bildung von Reißklüften reagieren. Es können sich somit, durch den natürlichen oder künstlichen Anschnitt bedingt, Klüfte bilden, die den geologisch verursachten äußeren Hauptspannungen entsprechend orientiert angelegt wurden. In jenem Bereich des Gesteinskörpers, in dem eine der Hauptspannungen reduziert wird (zum Beispiel Geländeantag durch Erosion, Rutschungen, künstliche Anschnitte, Probenentnahme usw.), können sich parallel und senkrecht

zur Entlastungsfläche Zugspannungen einstellen, wodurch Reißklüfte entstehen. Die natürlich oder künstlich bedingten Oberflächen an geologischen Körpern entstehen — wie erwähnt — durch Änderungen des Spannungszustandes und der Spannungsverteilung. Neue Klufflächen können daher, wie die Beobachtungen an den Schiefertonen gezeigt haben, nicht nur parallel zu diesen Oberflächen aufreißen, sondern es sind neben Reißklüften auch Scherklüfte zu erwarten (Abbildung 38, 39). Diese Klüfte entstehen nicht nur durch den Abtrag des Reliefs, sondern auch durch Abminderung der tektonischen und eventuell magmatischen Kräfte (Intrusionsspannung), sie entstehen durch Änderung der diversen geologischen Volumskräfte und der Oberflächenspannungen der Gesteine. Diese Kluffbildung konnte an den Schiefertonen untersucht werden sowie an verschiedenen Graniten, an helvetischen Schliermergeln von Oberösterreich, an Löß und an Gesteinsplatten mit ebenen Oberflächen (Abbildung 46 bis 48). Bei weiteren Untersuchungen wird darauf zu achten sein, daß neben den Reißklüften auch Gleitungsfugen auftreten können (Harnischbildungen). Hierzu ist zu bemerken, daß Harnische im allgemeinen als Flächen gedeutet werden, die durch größere Verschiebungen entstanden sind, wie dies in tektonisch stark verformten Gebieten vorkommt. Das Kennzeichen der Harnischfläche ist die Glättung bzw. Striemung der Klufffläche. Diese muß aber nicht nur bei großen Verschiebungsbeträgen entlang der Kluffflächen entstehen, sondern auch bei sehr kleinen. Es genügen hierzu Verschiebungsbeträge der Gleitungsbrüche in der Größenordnung der durchschnittlichen Abstände der Mineralkörner des Gesteins bzw. deren Durchmesser. Solche Erscheinungen konnten an feuchten Lössen im Römerbergtunnel von Linz beobachtet werden, die bei abgeschwächter Sprengung entstanden sind (HÄUSLER 1962), ohne daß der Verband gestört worden ist. Die feuchten Lössen zeigten ausgezeichnet spiegelnde Harnische.

Die Gestalt des geologischen Körpers, die Formen seiner Strukturen und seiner Gesteinsgefüge, die verschiedenen Arten der Ursachen der Spannungen (Spannungsquellen) der Spannungszustände und deren Veränderungen sind für die Spannungsverteilung in solchen Körpern maßgebend. Gestaltveränderungen geologischer Körper entsprechen ganz allgemein auch Veränderungen ihrer Spannung und umgekehrt.

Den von außen angreifenden geologischen Kräften wirken die gleichgroßen inneren Kräfte des geologischen Körpers entgegen und

erzeugen darin die entsprechenden Gefügespannungen. Wie vorher erwähnt, können außerdem auch vom Körperinneren ausgehende (geologisch wirksame) Volumskräfte des Gesteinsgefüges auftreten und den geologischen Körper durch Eigenspannungen verformen. Werden die Gleichgewichte zwischen den äußeren und inneren Kräften gestört, so tritt eine Verformung des Gesteinsgefüges ein, die bis zum Aufreißen von geologischen Trennflächen (Klüften) führen kann. Solche Zusammenhänge haben sich an den untersuchten Schiefertönen beobachten lassen, deren Klüfte weitestgehend erst nach dem Zeitpunkt (eiszeitlich) der tektonischen Beanspruchung in den jüngsten orogenen Phasen der alpinen Gebirgsbildung aufgerissen sind.

Nach den bisherigen geologischen Vorstellungen über die Bildung von Kluftschnitten hätten diese als syntektonische Bildungen aufgefaßt werden müssen. Im Labor ließen sich diese Vorgänge experimentell aufklären und überprüfen. Ehe über solche Beobachtungen an den Probekörpern der aquitanischen Schiefertone weiter berichtet wird, mögen vorerst einige bekannte Beispiele angeführt werden. Die Änderung des dreiachsigen Spannungszustandes der äußeren Kräfte an Marmorzylindern erzeugt bei Triaxialversuchen Zugspannungen, die zu Zugrissen führen. In Abbildung 36 wurden die unter hohem allseitigem Druck stehenden Marmorzylinder in der Längsachse bis zum Eintritt der Querbrüche (Zugrisse) entlastet. Diesem Vorgang entspricht ein Teil der Kluffbildung in den Schiefertönen zwischen Enns und Donau, die, ebenfalls durch Zugspannungen bedingt, parallel zur Geländeoberfläche im Zuge der Erosion (Abbau der Reliefspannung) aufgetreten sind. Auf solche Zusammenhänge in der Geologie wurde bereits seit langem hingewiesen (siehe SUESS 1913), allerdings wenig geachtet.

Zu ähnlichen Ergebnissen von Entlastungsspannungen, nämlich der Bildung von Trennflächen in geologischen Körpern, führen auch die erwähnten Veränderungen durch gesteinsbedingte Volumskräfte. Gesteinskörper, deren Gefügespannungen z. B. durch Tränkungs-Trocknungs-Versuche verändert bzw. erhöht werden, können, der Anisotropie ihres Gefüges und der Form des Probekörpers entsprechend, durch Zugspannungen in Teilstücke zerfallen (Abbildung 14, 34, 35). Es müssen somit für die Lösung geologischer Probleme die Spannungen, die durch äußere geologische Kräfte (d. h. Kräfte, die in Hinsicht auf geologische Zusammenhänge beobachtet werden) erzeugt werden, denen die inneren Kräfte des Gesteinsgefüges entgegen-

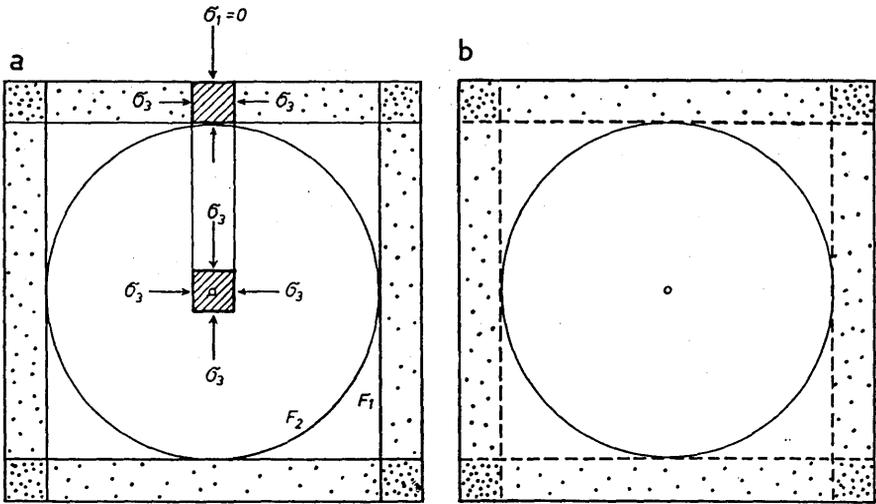


Abbildung 14: Würfelförmiger Gesteinskörper im Querschnitt (a) und in einer Flächenansicht (b). Wird der Würfel ähnlich wie bei den Gesteinsplatten der Abbildungen 7, 32, 33 dem raschen, intensiven Angriff von Prozessen ausgesetzt, die von außen nach innen wirken, so wird es ebenfalls zu Spannungskonzentrationen gegen die Ecken und Kanten (siehe Abbildung 6) sowie in den oberflächenparallelen Bereichen kommen. (Diese Konzentrationen sind durch entsprechende Punktichte schematisch angedeutet worden.) Schrumpfungsspannungen oder Kristallisationsspannungen verursachen hierbei Beulungen bzw. Abplatzungen der oberflächennahen, plattigen Teile des Würfels (siehe Abbildungen 34 und 35). Solche Vorgänge spielen z. B. auch bei Deformationen von Marmorplatten eine wesentliche Rolle (Carrara-Marmor). Die Beulungen der betreffenden Fläche können nach oben (konvex) oder nach unten (konkav) auftreten. Bei einer geringen Kohäsion des Gesteinskörpers wird sich die Beulung konkav ausbilden (z. B. auflätternde Schlammkrusten). Bei hoher Kohäsion des Materials sind dagegen konvexe Beulungen zu erwarten. Diese sind auf die Ringspannungen des Kantenpolygons im oberflächennahen Bereich zurückzuführen, welche die Zugspannungen ($\sigma_1 = 0, \sigma_3$) in der Ablösungsebene verursachen. Wirken die genannten Prozesse über den bisher behandelten Randbereich weiter gegen den Kern des Gesteinskörpers hin ein, so wird die Grenzfläche von F_1 gegen F_2 verschoben und nähert sich damit einer Kugelfläche (siehe auch Abbildung 34). Die von außen nach innen sich bildenden Ringspannungen erzeugen an dieser Grenzfläche (F_2) radiale Druckspannungen, so daß ein Gesteinselement im Zentrum des Würfels einem allseitigen Druck σ_3 ausgesetzt wird. Dieser bleibt bei Kristallisationsspannungen unverändert oder er führt zum Bruch des Kernbereiches (siehe Abbildung 34). Bei Schrumpfungsspannungen hingegen wird nach einer bestimmten Zeitdauer auch der Kernbereich schrumpfen, wobei es zu Zugspannungen kommt, da der Randbereich infolge seiner maximalen Schrumpfung nicht mehr nachgeben kann. Es können dabei im Kernbereich des Würfels Zugrisse entstehen.

wirken, von den Auswirkungen der inneren geologisch bedingten Kräfte (Volumskräfte) unterschieden werden. Diesen wirken unter den entsprechenden Spannungserscheinungen bzw. Formungen die äußeren geologischen Kräfte entgegen.

Der beobachtete Zerfall von Probekörpern des Schiefertones durch Volumszunahme nach Entnahme aus dem Gebirgsverband durch Verformung des dreiphasigen Gesteinsgefüges (Feststoff, Porenwasser, Gase) sowie infolge von Quellungsvorgängen durch Wasseraufnahme entspricht dem eingetretenen Ungleichgewicht zwischen der auf Null reduzierten Reliefspannung und den Volumskräften bzw. Gefügespannungen, die sowohl vor der Probenahme vorhanden waren als auch nach der Probenahme entstanden sind. Die Lagen der Trennflächen dieses Gesteinszerfalles hängen hiebei weitestgehend von der Oberflächenform des geologischen Körpers ab. In der geologischen Literatur ist allerdings die fehlerhafte Verallgemeinerung spezieller Beobachtungen festzustellen, wonach die Formen der Oberflächen und der vorhandenen Trennflächen des Gebirges allein die Lage jener Entlastungsklüfte bestimmen sollen, die hiezu parallel verlaufen. Die Landformen sollen hiebei unabhängig von diesen Folgeklüften entstanden sein. Enge Beziehungen zwischen den Landformen und den Klüften bestehen, wenn sich beide auf tektonische oder magmatische Kräfte und Reliefspannungen oder auf exogene Volumskräfte zurückführen lassen und Spannungsumlagerungen wirksam geworden sind. Diese Beziehungen bestehen in vielen Fällen darin, daß sowohl die Geometrie der Landformen als auch die Orientierung der Spannungsumlagerungen von den gleichen geologischen Kräften verursacht sein können. Daraus folgt, daß z. B. die Parallelität von Landform und Entlastungsklüften nicht zu dem allgemeinen Schluß führen darf, daß die geometrische Orientierung der Landform allein bzw. primär die Orientierung der Kluftsnitte bestimmt hätte. In vielen Fällen wird die Landform jenen Klüften folgen, die dem Gesteinsgefüge, den Störungen und der Raumstellung der nachträglichen Spannungsumlagerungen (z. B. Entspannungen) ihre Entstehung verdanken. So sind z. B. primäre tektonische Klüfte oftmals außerordentlich schwer von den sekundären Entlastungsklüften zu unterscheiden. Durch die Superposition geologischer Spannungen (z. B. tektonische Spannungen und Reliefspannungen) können sich tektonisch orientierte Lagen der Entspannungsklüfte ausbilden, die von Klüften mit anderen Stellungen überlagert werden.

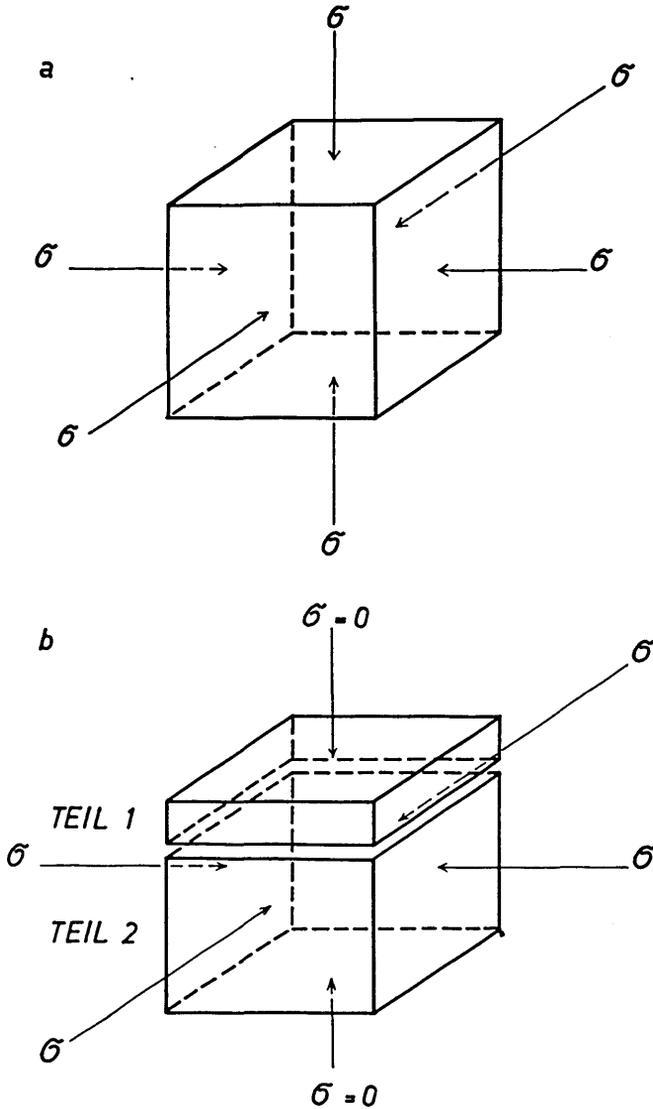


Abbildung 15: a: Ein Gesteinselement (Würfel) wird dem dreiaxialen Spannungszustand unterworfen, wobei von allen Seiten die gleiche Druckspannung σ angenommen wird. — b zeigt die Ablösung von Teil 1 des Würfels, nachdem die vertikale Druckspannung σ bis auf $\sigma = 0$ verändert wurde, wobei die seitlichen Hauptspannungen unverändert geblieben sind. Hiedurch mußten vertikale Zugspannungen auftreten und der Teil 1 wurde vom Teil 2 entlang einer Zugspalte abgerissen (siehe auch Abbildung 36).

An den genannten Beispielen der Tränkungsversuche sind die von außen einwirkenden Kräfte während des Versuches konstant gehalten worden. Die Volumskräfte bzw. die Gefügespannungen, die zur Zerstörung des Probekörpers führten, wurden durch die Natriumsulfatlösungen gebildet. Für die Bildung und Orientierung von Zerklüftungen kommt es hierbei wesentlich auf die relative Veränderung der genannten Kräfteverhältnisse an. So wurden die von außen auf den Körper einwirkenden Kräfte nicht reduziert, sondern es wurden umgekehrt die Zugspannungen durch Zunahme der Volumskräfte so weit erhöht, daß die Druckspannungen im Kernbereich des Probewürfels in den dreiachsigen Spannungszustand versetzt worden sind. Gegen die Begrenzungsflächen des Körpers im Übergang zum zweiachsigen Spannungszustand mußten dadurch Zugspannungen entstehen, die zu den oberflächenparallelen Platten- und Schalenablösungen der Probekörper geführt haben.

Die geologischen Entsprechungen solcher Auswirkungen von Volumskräften sind z. B. bei der Diagenese von Sedimenten zu erkennen, bei Konkretionen, durch exogen bedingte Stoffwanderungen, Eislinzenbildungen, Quellungen und Schrumpfungen. Je nachdem wie weit sich die Auswirkungen des zweiachsigen Spannungszustandes in der Oberfläche des Probekörpers in Abhängigkeit der Gesteinsfestigkeit gegen den Kernbereich mit dem dreiachsigen Spannungszustand erstrecken, entstehen schalenförmige oder plattenförmige Ablösungen. Bei den ersteren ist eine breite Übergangszone des Spannungszustandes zu erwarten (geringe Gesteinsfestigkeit), bei den letzteren ist der zweiachsige Spannungszustand auf den unmittelbaren Oberflächenbereich beschränkt zu denken (höhere Gesteinsfestigkeit). Die Tränkungsbeispiele zeigen, daß sich Druckspannungen (als Modell exogener Volumskräfte), die im Gesteinsgefüge durch Kristallisation gebildet werden, im Kernbereich des Körpers zu einem dreiachsigen und im Randbereich zu einem zweiachsigen Spannungszustand führen können. Bei Überschreitung der Gesteinsfestigkeit entstehen oberflächenparallele Zugrisse.

Der genannte Tränkungsversuch entspricht als Modellfall allen jenen Gesteinskörpern, deren Gefügespannungen so lange durch primäre Volumskräfte gesteigert wurden, bis sich oberflächenparallele Zugrisse gebildet haben. Es können aber auch umgekehrt jene Fälle auftreten, bei denen diese Zugrisse erst nach entsprechenden Entlastungen durch die Erosion oder durch Anschnitte auftreten. Der

andere Modellfall, bei dem die wirksamen Gefügespannungen der Gesteinskörper durch Einwirkung der äußeren geologischen Kräfte erzeugt werden, sobald eine der Hauptspannungen reduziert wird, findet seine Entsprechungen überall dort, wo die Schwerkraft, wo tektonische und magmatische Kräfte sowie gespanntes Wasser auf den Gesteinskörper einwirken und Entlastungen eintreten. Jedes Gesteinselement, das geologischen, raumzeitlich variierenden Spannungen unterliegt, enthält demnach Gefügespannungen, die unter Umständen den Zerfall dieses Körpers bewirken können.

Beobachtungen an den Zerstörungsformen der aquitanen Schiefertone durch versuchsweise Spannungsüberlagerungen im Labor (Überlagerung der natürlichen geologischen Spannungen durch Schrumpf- und Quellungs- sowie Frostspannungen) lassen vermuten, daß die in den einzelnen Gesteinskörpern fixierten (eingefrorenen) primären Spannungen Risse und Klüfte bilden können. Ihre Lage wird z. T. — wie bereits genannt — durch die Orientierungen der geologisch bedingten Hauptspannungen und des Gefüges bestimmt. Die vorliegenden Beobachtungen an den Schiefertönen lassen sowohl im Gesteinsverband und z. T. auch im Laborversuch die Nachwirkungen der ehemaligen Überlagerungen bzw. Reliefspannungen und die der tektonischen Kräfte auf die Spannungen im Gesteinsgefüge deutlich erkennen.

Das Gegenstück zu den genannten Beobachtungen an den Tränkungsversuchen wurde an Trocknungsversuchen der Schiefertone beobachtet. Durch rasche Trocknung dieser Gesteine bei mildem Sommerwetter bilden sich kleine (etwa 1 bis 5 cm²), polygonale Zerfallskörper mit plattigen und schaligen Ablösungsflächen. Die kugelschalenförmigen und zum Teil auch die plattigen Ablösungsflächen (Abbildung 7, 32, 33) werden hiebei vom Gefüge der Mikroschichtung geschnitten. Bei Schrumpfungen ist im Gesteinsgefüge des Kernbereiches der Probe ein dreiachsiger Spannungszustand (Druckspannung) zu erwarten. Außerhalb dieses Kernes führen Zugspannungen zu schalenförmigen Ablösungen.

Zusammenfassend ist nun festzustellen, daß das Gesteinsgefüge der untersuchten Schiefertone so beschaffen ist, daß es zu einer Speicherung elastischer Verformungen kommen konnte, daß bei der Strukturverformung sowohl elastische als auch plastische Anteile entstehen. Auf diese Weise konnten die äußeren geologischen Spannungen, das sind die durch den Überlagerungsdruck und die durch

den Nordschub der Alpen bzw. deren Störungen bedingten Hauptspannungen und die davon abhängige mittlere Hauptspannung, so auf das Gesteinsgefüge einwirken, daß es zu elastischen Verformungen gekommen ist, die im Gesteinsgefüge fixiert worden sind. Weitere Untersuchungen werden die Möglichkeit von Volumskräften zu prüfen haben, die durch die Diagenese gebildet wurden. Die vorliegenden Untersuchungen an Probekörpern haben gezeigt, daß sich im Augenblick der Probeentnahme bestimmte Volumskräfte auswirken, und zwar durch Quellung, Schrumpfung und Frost, wobei diese kolloidphysikalisch bedingten Spannungen im Gesteinsgefüge bereits geologisch bedeutsame Anzeichen sein können (Abbildung 6, 7). Vermutlich ist durch Spannungssuperposition der künstlich erzeugten Volumspannungen des Versuchsmaterials auf die im Probekörper durch Einwirkung der äußeren geologischen Kräfte fixierten Gefügespannungen die Zerstörung dieses Körpers erzielt worden (Abbildung 8, 9). Die geometrischen Formen der dadurch entstandenen Teilkörper haben die Abhängigkeit von den im Gefüge gespeicherten inneren Spannungen der äußeren Kräfte vermuten lassen. Diese Teilkörper zeigten dabei große Ähnlichkeiten mit jenen Kluftkörpern, die durch Entlastung des Gesteinsverbandes gebildet worden sind, wobei die Richtung der entsprechenden Zugspannungen von der räumlichen Lage des Verbandes und der Richtung der äußeren geologischen Hauptspannungen abhängig erkannt worden ist (Abbildung 26 bis 28).

Jede Veränderung der geologischen Hauptspannungen im Zuge des geologischen und bautechnischen Geschehens muß Änderungen der inneren Spannungen der davon betroffenen Gesteine zur Folge gehabt haben. Durch gefügebedingte Abbremsung der Spannungsumlagerungen müssen Verformungen des Gesteins eintreten, die bis zum Bruch desselben führen können. Diese Zerstörungen sind als Gleitungsbrüche und Zugbrüche bzw. als Scher- und Reißklüfte zu beobachten. Im geologischen Bereich ist die Gültigkeit des Hookeeschen Gesetzes nur ausnahmsweise anzunehmen, in den meisten Fällen muß eines der Strukturmodelle für elastische und plastische Verformungsphasen herangezogen werden (Abbildung 22, 23). Für die meisten Fälle müssen solche Modelle erst ausgewählt bzw. erstellt werden. Erst dann wird es möglich sein, die Gesteinsverformungen und die entsprechenden Spannungsänderungen zu analysieren. Bei solchen Analysen sind die wirksamen Kräfte nach ihrer Art (zum Beispiel tektonische Kräfte, Schwerkraft) und Angriffsweise (Ober-

flächenkräfte, Volumskräfte), der Spannungszustand und die Spannungsverteilung im Gesteinsraum zu ermitteln sowie deren Veränderungen nach der Zeit zu beachten. Diese Spannungen können sowohl unabhängig voneinander wirksam sein, sie können sich aber auch überlagern (Superpositionsspannungen). Es sind ferner die Spannungsquellen zu ermitteln (tektonische Prozesse, Umwandlungsvorgänge, Quellungen, Schrumpfungen, Konkretionen, Frost u. a. m.) und die Speicherung bzw. die Fixierung der Spannungen im Gesteinsgefüge aufzuklären sowie ihre Relaxation zu bestimmen.

Bei den erwähnten Untersuchungen des Verfassers an verschiedenen Graniten wurde das Augenmerk außer auf die Reliefspannungen auch auf die Reaktion der Gefügespannungen, auf eindringende Ganggesteine und Lösungen und die exogenen Volumskräfte gerichtet. Überall dort, wo andere Gesteine und deren Nachschübe in den Granit eindringen, die nicht auf einem örtlichen Stoffaustausch beruhen, ist es zu einer Änderung des hydrostatischen Spannungszustandes gekommen, da der hydraulische Druck (Fels hydraulik) der einströmenden Massen auf die aufreißenden Gesteinsflächen die Spannungen in den angrenzenden Gesteinsbereichen beeinflusst haben muß. Eine ähnliche Wirkung auf die Gefügespannungen infolge einer tektonischen Störung wurde ebenfalls am Granit (HÄUSLER 1961) beobachtet (Ottenstein). Diese Spannungen können sich verschiedentlich überlagern und gespeichert bzw. im Gebirgsverband fixiert werden. Die Untersuchungen an der unteren Enns (HÄUSLER 1961–1963) und an den Graniten haben gezeigt, daß die Spannungen des dreiachsigen Spannungszustandes sowohl bei den Gesteinsproben im Labor als auch im geologischen Verband nach Änderungen dieses Zustandes Zugspannungen hervorgerufen haben, die senkrecht zur vertikalen Hauptspannung stehen, wenn die Erosionsfläche eben ist, oder senkrecht zur entsprechenden Normalspannung geneigter Oberflächen auftreten, wobei neben den beobachteten Zugspannungen auch Schubspannungen zu erwarten sind. Infolge der genannten Möglichkeiten, unter denen der Spannungszustand abgebaut werden kann und die den Gefügeverband zerstörenden Spannungen auftreten, können die im Spannungsgefüge der Gesteine örtlich gespeicherten Spannungen (durch Gangintrusion, tektonische Störungen und Stoffumwandlungen) die Kluftbildung wesentlich beeinflussen (zum Beispiel Abweichungen der Bankungsfugen des Granites von den maßgebenden Geländeformen, Entstehung von tektonischen Klüften nach Reliefabtrag). Solcherart beeinflusste

Bankungsfugen des Granits haben morphologisch sehr große Ähnlichkeiten mit den Klüften der beobachteten Schiefertone und lassen immer wieder die zweiachsig gekrümmten Kluftflächen erkennen, die auf Spannungsüberlagerungen verschieden einwirkender geologischer Kräfte zurückgeführt werden können (Abbildung 46 bis 48). Bei Graniten und Sandsteinen müssen aber auch die exogenen Volumskräfte beachtet werden, die zu ähnlichen Ablösungsklüften führen können.

VERFORMUNGSMESSUNGEN

Zur Ergänzung der bisher in der Literatur angeführten Beobachtungen und Feststellungen wurden Versuche und Messungen am Schiefertone angestellt. Die hierzu notwendigen Verformungsmessungen wurden in der Längsachse von sechs Probekörpern vorgenommen. Die Probekörper wurden mit einem Durchmesser von 140 mm unmittelbar nach der Entnahme aus dem Gesteinsverband in den Meßeinrichtungen senkrecht zur Schichtung durch rund tausend Beobachtungsstunden gemessen. An diesen Probekörpern wurden insgesamt 486 Meßwerte ermittelt, von denen eine Auswahl in den Diagrammen der Abbildung 16, 17 aufgetragen worden ist (siehe auch HÄUSLER 1965, Tabellen 1 bis 3 mit den Meßwerten).

Die Versuche wurden unter drei verschiedenen Bedingungen der Serie A, B und C ausgeführt. Die Serie A umfaßte die Proben P 1 bis P 3. Diese wurden in Wasser gelagert, das durch Ölabschluß gegen die Verdunstung geschützt worden ist. In der Serie B mit der Probe P 4 wurde der Probekörper, lediglich mit einer Nylonhülle gegen Verdunstung geschützt, in Luft gelagert. Die Serie C der Versuche umfaßte die Proben P 5 und P 6, die in Dieselöl gelagert worden sind. Die Entnahme der Probekörper erfolgte am 8. Juni 1962 unmittelbar hintereinander innerhalb von sieben Stunden, sie wurden dann täglich gemessen, bis die Beobachtungen am 20. Juli 1962 abgebrochen wurden.

Die Versuchsergebnisse wurden in den Diagrammen der Abbildung 16 dargestellt. Die logarithmische Auftragung der Meßergebnisse (Abbildung 17) beleuchtet vor allem die Anfangsstadien der Verformungen. Hierbei zeigten die Versuche der Serie A die stärksten Verformungen. Diese setzen sehr kräftig ein, um dann asymptotisch abzuklingen. Innerhalb der ersten 15 Tage wurden hierbei die Aus-

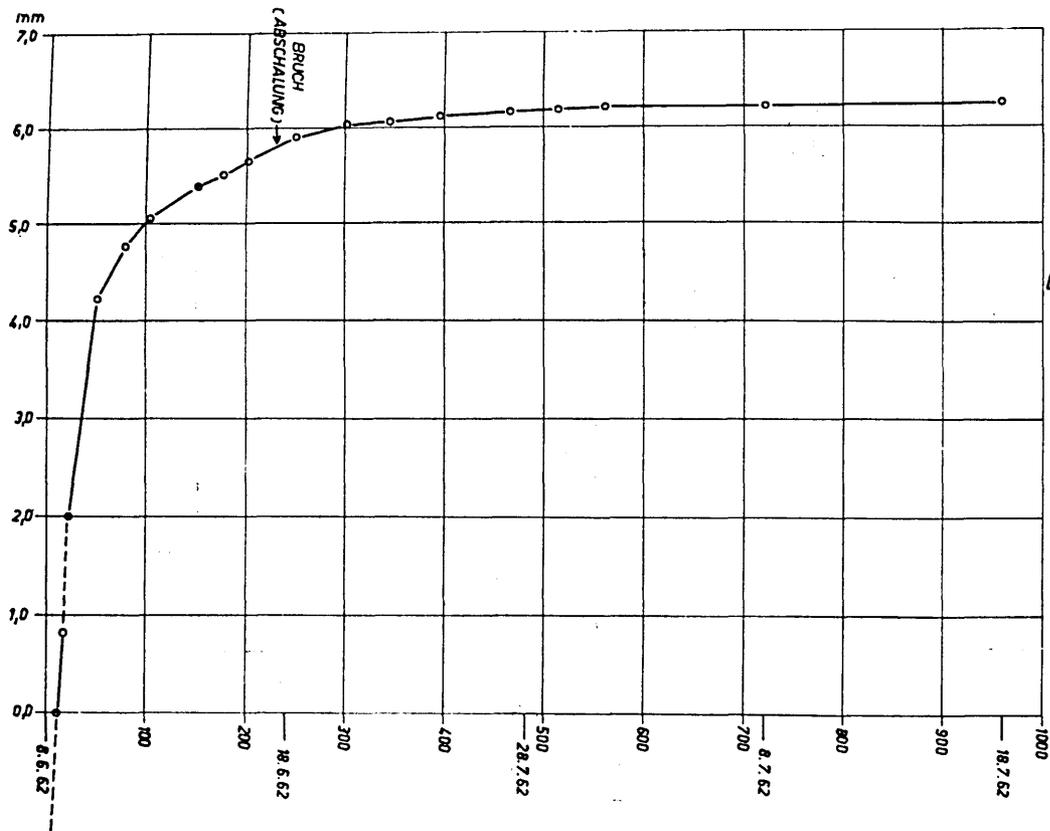
tritte von einzelnen Gasblasen in Sekunden- und Minutenabständen beobachtet.

Die Versuche der Serie B an Probekörper P 4 ergaben bei Luftlagerung derselben unter Nylonabschluß nur etwa ein Fünftel der Längenzunahme, die in der Versuchsserie A beobachtet worden ist. Nach 195 Stunden erreichte der Probekörper eine maximale Ausdehnung, die den Schrumpfungspunkt gekennzeichnet hat. Diese Schrumpfung ist darauf zurückzuführen, daß die Nylonhülle nicht ganz dicht geschlossen war und die Verdunstung dadurch nicht völlig ausgeschaltet werden konnte.

Die Versuchsserie C mit den Proben P 5 und P 6 hat bei der Lagerung der Körper im Dieselöl eine noch geringere Längenzunahme bis zum Schrumpfungspunkt ergeben als in der Versuchsserie B.

Die Verformungen bzw. Längenänderungen, welche die jeweilige Längsachse des Probekörpers nach der Entnahme derselben aus dem Gebirgsverband entgegen der vertikalen Hauptspannung σ_1 mitgemacht haben, sind hauptsächlich bruchlos erfolgt, führten aber fallweise zu Rissen und Ablösungen (Abbildung 29). Durch die in den Versuchsserien B und C und auf die Ausdehnung folgenden Schrumpfungsvorgänge ist es zur Verkürzung in der Längsachse gekommen, wobei ebenfalls Risse entstanden sind. Im Verlauf der axialen Längenänderung der Versuchsserie A ist zunächst eine sehr rasche Längenzunahme festzustellen, der später immer geringer werdende Längenzunahmen folgten, so daß es zu einem asymptotischen Verlauf des Zeitdiagramms gekommen ist. Die Versuchsserien B und C sind durch die Längenzunahmen und die Schrumpfungspunkte mit nachfolgenden Längenabnahmen gekennzeichnet. Die Schrumpfungen

Abbildung 16: Diagramme P 1 bis P 6 der achsialen Deformationsmessungen an zylindrischen Probekörpern aus aquitanen Schiefertönen, welche aus 18 bis 21 Meter Tiefe dem Gesteinsverband am 8. Juni 1962 entnommen wurden. Die Messungen erfolgten unmittelbar nach der Entnahme und dem Einbau der Probekörper in die Meßgeräte am Ort der Entnahme. Die Messungen wurden, nach kurzer Unterbrechung für den Transport der Meßeinrichtung ins Labor, durch 1000 Beobachtungsstunden fortgesetzt. Die Abschaltungen bzw. Brucherscheinungen an den Probekörpern sind in den Diagrammen vermerkt. Die Versuche P 1 bis P 3 wurden bei Lagerung der Probekörper unter Wasser ausgeführt, der Versuch P 4 bei Lagerung des Probekörpers in Luft (unter Nylonabdeckung) und die Versuche P 5, P 6 bei Lagerung der Probekörper in Dieselöl.



P 1
BOHRUNG WA-13
18,16 - 18,39m
SCHIEFERTON (STÄRKER
TONIG)
LÄNGSACHSE DES PROBE -
KÖRPERS 0,23m
WASSERLAGERUNG

Abbildung 16/1

Abbildung 16/2

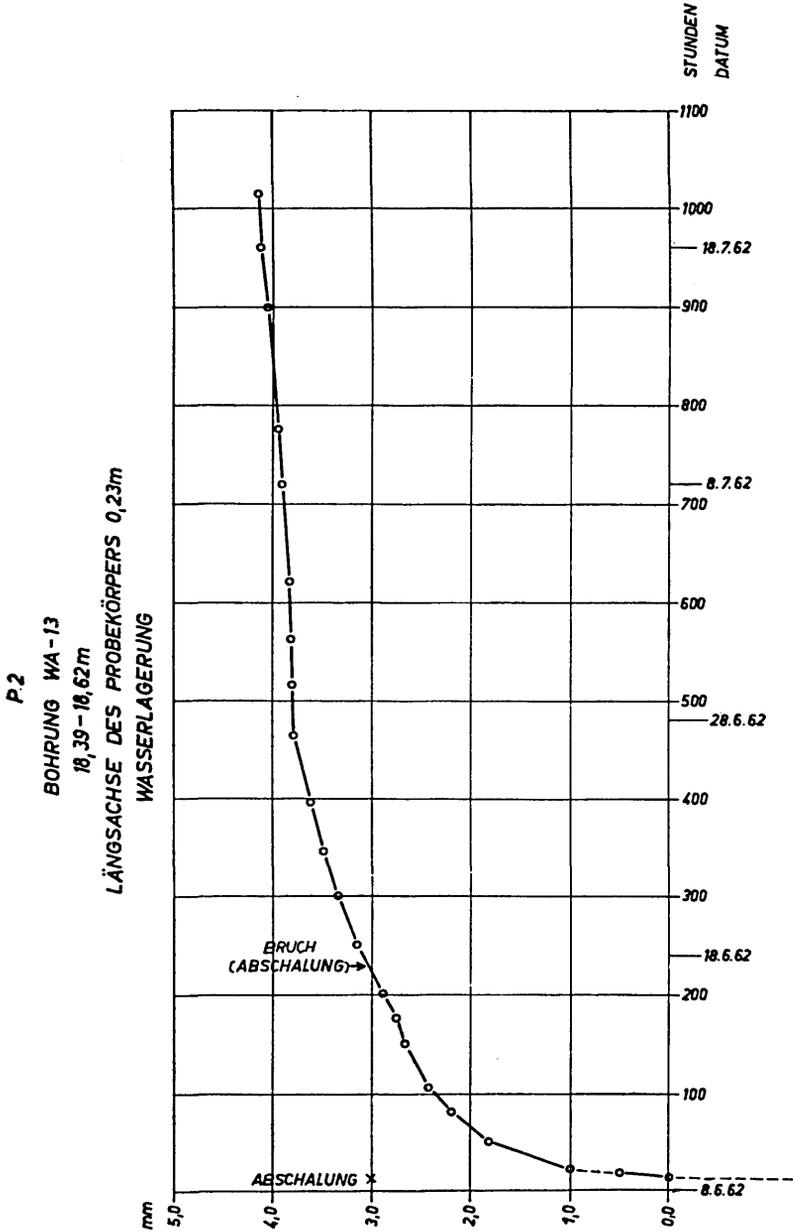


Abbildung 16/3

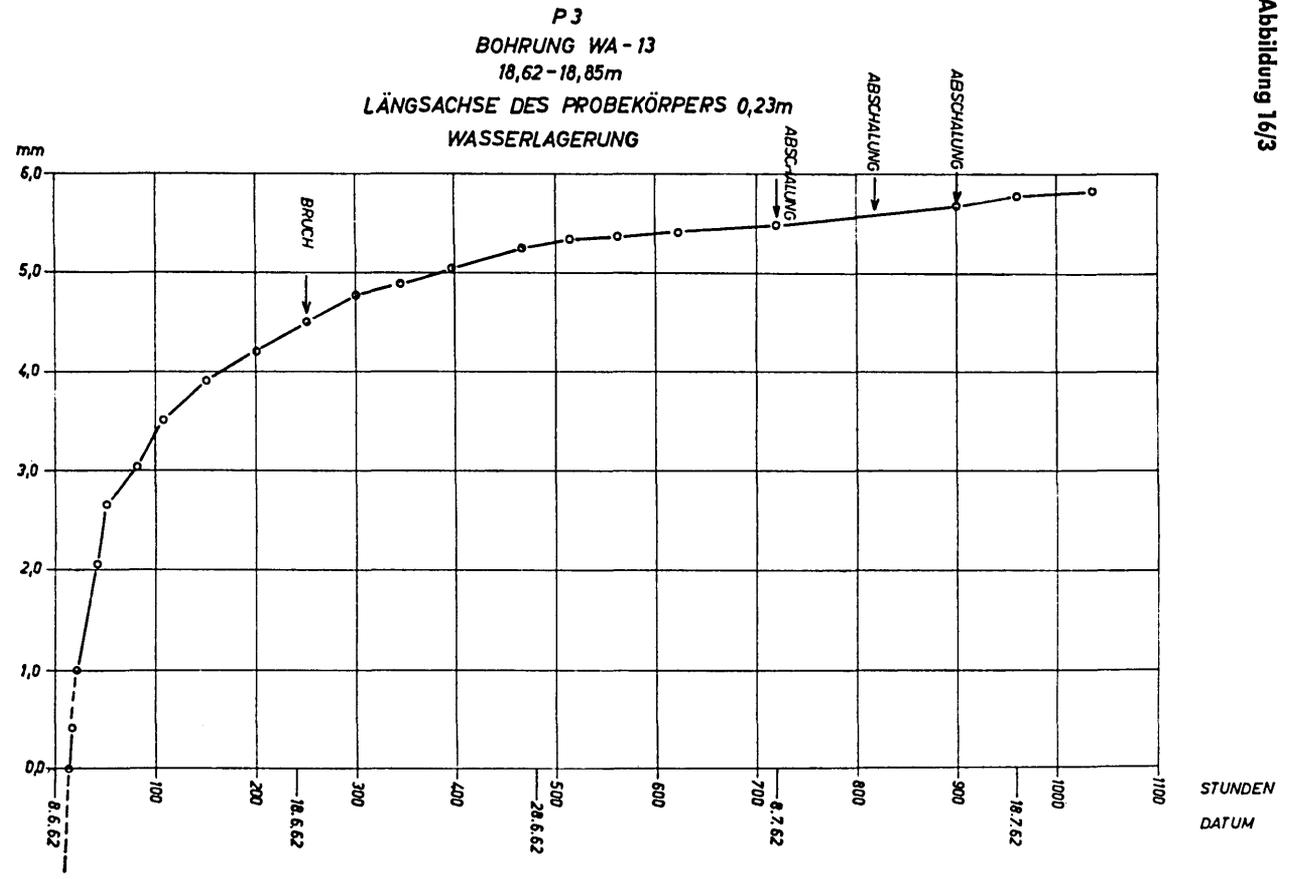
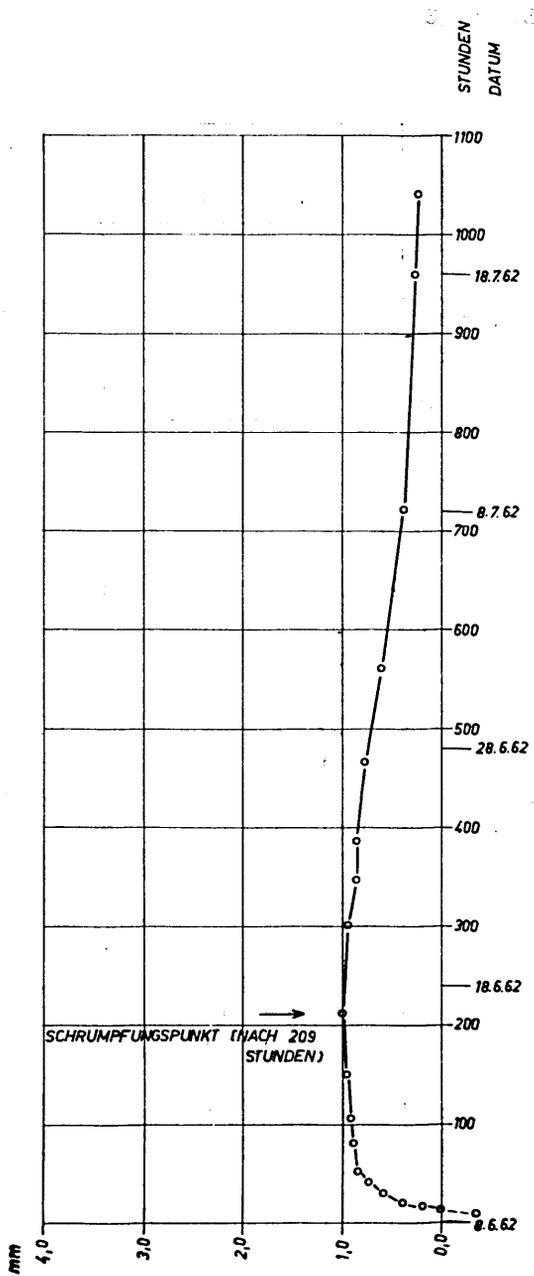
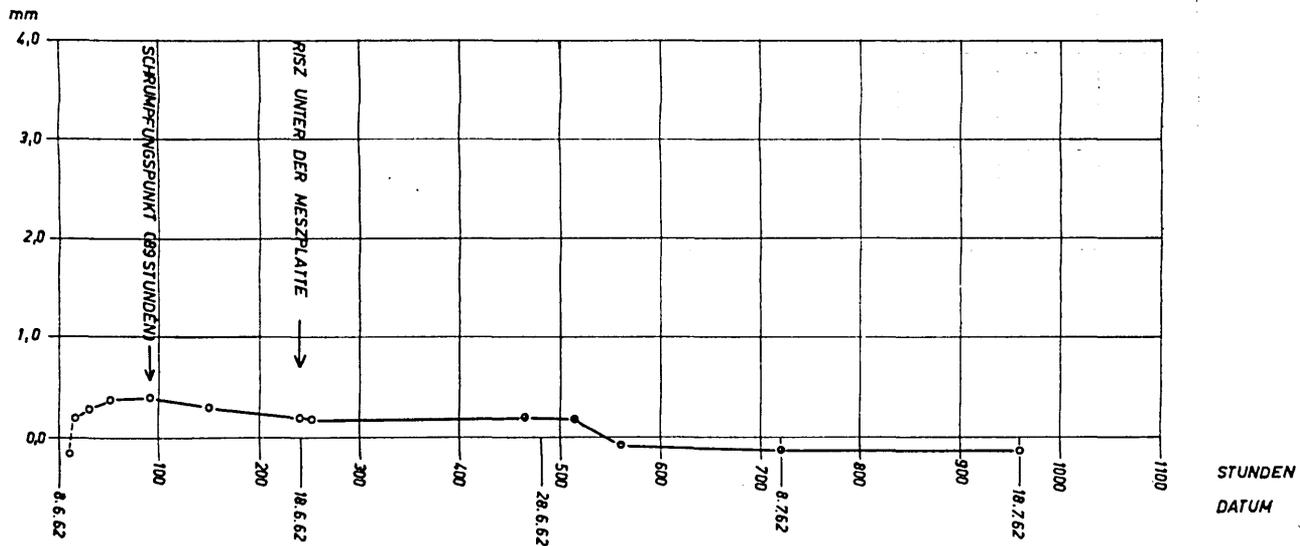


Abbildung 16/4

P 4
BOHRUNG WA-13
20,34-20,60m
LÄNGSACHSE DES PROBEKÖRPERS 0,26m
LUFTLAGERUNG



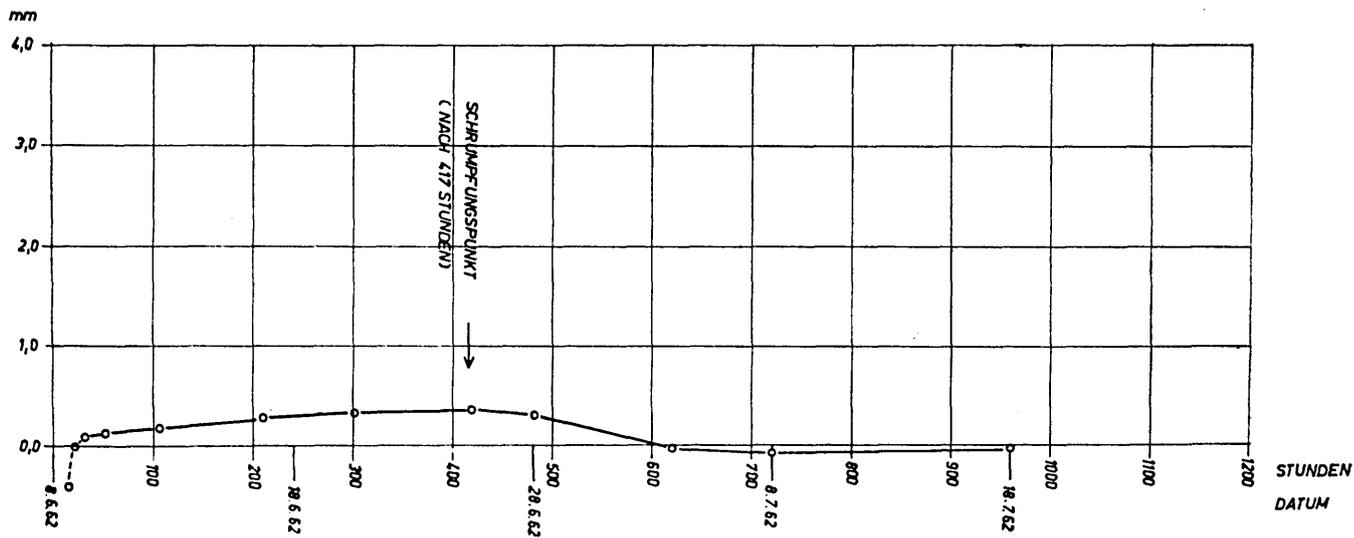
P 5
BOHRUNG WA-13
20,75-21,00m
LÄNGSACHSE DES PROBEKÖRPERS 0,255m
ÖL-LAGERUNG



122

P 6
BOHRUNG - WA-13
21,26-21,50m
LÄNGSACHSE DES PROBEKÖRPERS 0,245m
ÖL - LAGERUNG

Abbildung 16/6



erfolgten jeweils nach rascher Längenzunahme, die vom Schrumpfungspunkt an von einer sehr langsamen Verkürzung des Probekörpers gefolgt worden sind. Die Verformungen der Serie A lassen drei verschiedene Abschnitte unterscheiden, und zwar eine kurzfristige Anfangsphase mit rascher Längenzunahme, eine Folgephase mit geringerer Längenzunahme und eine langfristige Schlußphase mit außerordentlich geringen Formänderungen. Bei den Versuchen B und C wurde die Anfangsphase ebenfalls in sehr kurzer Zeit durchlaufen und von einer länger andauernden Folgephase abgelöst, die mit dem Schrumpfungspunkt geschlossen wurde, worauf dann die zeitlich sehr lange Schlußphase folgte.

Diese Verformungen hängen sowohl von der geologischen Vorgeschichte des Versuchskörpers als auch von den Versuchsbedingungen selbst ab. Die Probekörper der Versuchsserie A wurden unter Wasser gelagert und lassen am Verlauf ihrer Verformungen im Vergleich mit den Ergebnissen der Versuchsserie B den überwiegenden Einfluß der Quellungsvorgänge gegenüber der elastischen Reaktion deutlich erkennen. Die Versuchsserie B zeigt eine vergleichsweise sehr geringe Längenzunahme, die auf die elastische Rückverformung und zum Teil auch auf die Wirkungen des natürlichen Porenwassergehaltes und des Entgasungsdruckes zurückzuführen ist, sowie auf jene Verformungen, die durch die von zylindrischen Probekörpern abhängigen Oberflächenspannungen zu erwarten sind. Diese haben zu charakteristischen schalen- und sichelförmigen, konkaven Rissen und Ablösungen geführt (Abbildung 29). An den Verkürzungen der Probekörper ist hauptsächlich die Schrumpfungsspannung infolge des Wasserentzuges maßgebend gewesen, was im Fall der Versuchsserie B selbstverständlich erscheint, wobei die Verdunstung wesentlich verzögert werden konnte, aber bei der Lagerung der Proben in Öl zunächst überraschend eingetreten ist, um so mehr, als diese Schrumpfung sogar stärker war als unter dem Einfluß der Luftlagerung in der Versuchsserie B. Die stärkeren Schrumpfungen der Probekörper unter Öllagerung der Versuchsserie C gegenüber der unter Nylon geschützten luftgelagerten Probe der Versuchsserie B sind auf die Einwirkung des Öles in den Gesteinsporen zurückzuführen, wobei das Wasser durch den hohen Capillardruck des Öles aus dem Gestein zum Teil ausgeschieden wurde. Bei Entleerung der Ölbehälter nach Abbruch der Versuche zeigte sich am Boden der Gefäße ein Wasser-Öl-Sumpf, dessen Wasseranteile aus dem Gestein des Probekörpers stammten. Die

Fließvorgänge nicht mischbarer flüssiger Phasen in Porenräumen der Gesteine sind von der relativen Permeabilität und der Capillardruckkurve desselben abhängig. Beim heterogenen Fluß ist eine benetzbare (zum Beispiel Wasser) und eine nichtbenetzbare Phase (z. B. Öl) zu unterscheiden (ENGELMANN 1960). Die relative Permeabilität der benetzenden Flüssigkeit verschiebt sich hierbei mit zunehmender Konzentration der nichtbenetzenden Phase im Porenraum schnell bis auf kleine Werte. Bei der Sättigung, die bei natürlichen Gesteinen im Bereich zwischen etwa 5 Prozent bis 35 Prozent des Porenraumes liegt, ist die Permeabilität der benetzenden Phase bereits unmeßbar klein. Die Flüssigkeitsmenge bewegt sich dann trotz eines äußeren Druckgefälles nicht mehr, und die Sättigung an benetzender Flüssigkeit kann durch Verdrängung mit der nichtbenetzenden Phase nicht unter eine bestimmte Grenze gebracht werden, die Entwässerung hat damit das Ende erreicht. Nach ENGELMANN liegt dann eine irreduzierbare Sättigung vor, die — sofern es sich um Wasser handelt — als Haftwasser verteilt ist (Abbildung 11, 12). In der Versuchsserie C wurde somit die durch Entlastung erzeugte Längenzunahme entgegen der wirksamen vertikalen Hauptspannung σ_1 (als elastische Rückverformung) durch die rasch einsetzende Schrumpfung abgeschlossen, die auf die Entwässerung des Probekörpers durch das eindringende Öl zurückzuführen ist.

Aus den Versuchen der Serie A bis C ist zu ersehen, daß bei den aquitanen Schiefertönen der unteren Enns eine Änderung des Spannungszustandes mit einer mehr oder weniger spontanen und raschen Gestaltveränderung in der Anfangsphase der Verformung eingetreten ist, worauf sehr langsame, geringfügige elastische Nachwirkungen folgten. Dieser durch die Entlastung der (unter tektonischem Druck und dem Druck der Überlagerung geprägten) Gesteinsprobe verursachte Verformungsablauf konnte, wie dies an den Versuchsserien dargestellt worden ist, durch Änderung der Volumskräfte (Quellung, Schrumpfung) ganz wesentlich beeinflußt werden.

In je geringerem Maße die elastischen Anteile der Verformung des Gesteinsgefüges zur Wirkung kommen können, desto kleiner wird

Abbildung 17: Diagramm der Langfristbeobachtungen wie in Abbildung 16 in doppelt-logarithmischer Darstellung. Dadurch konnten die Anfangsverformungen besser erfaßt werden.

Abbildung 17/1

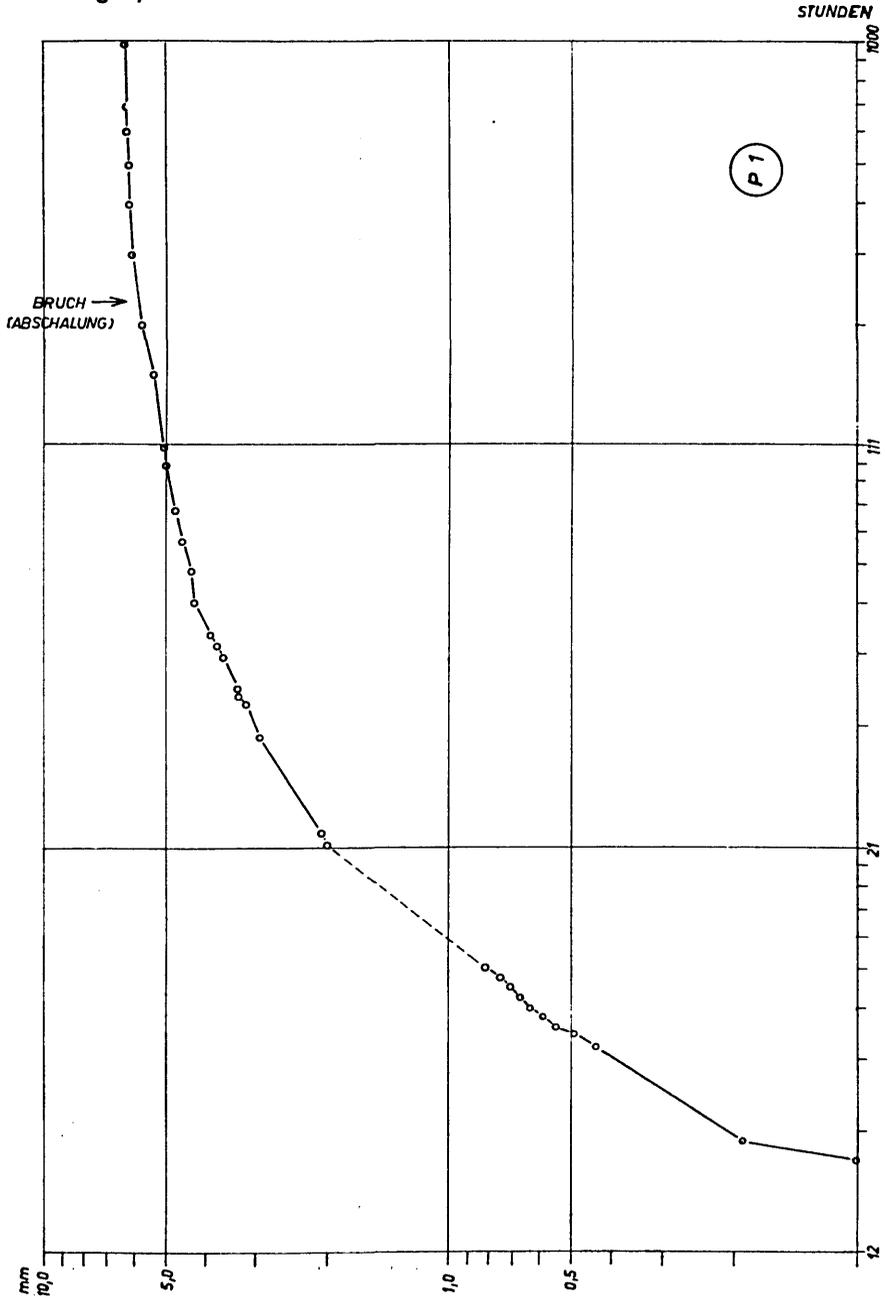


Abbildung 17/2

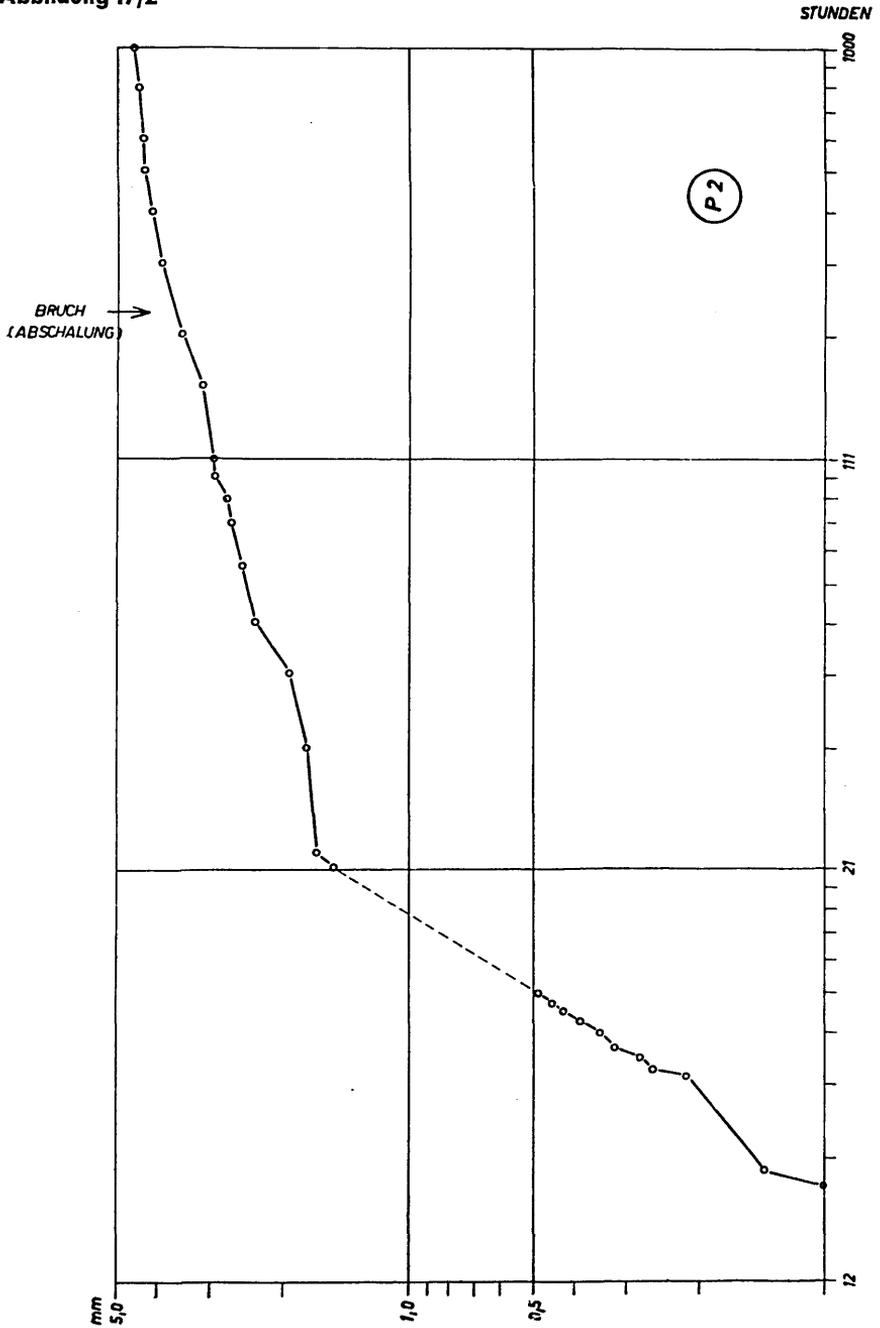


Abbildung 17/3

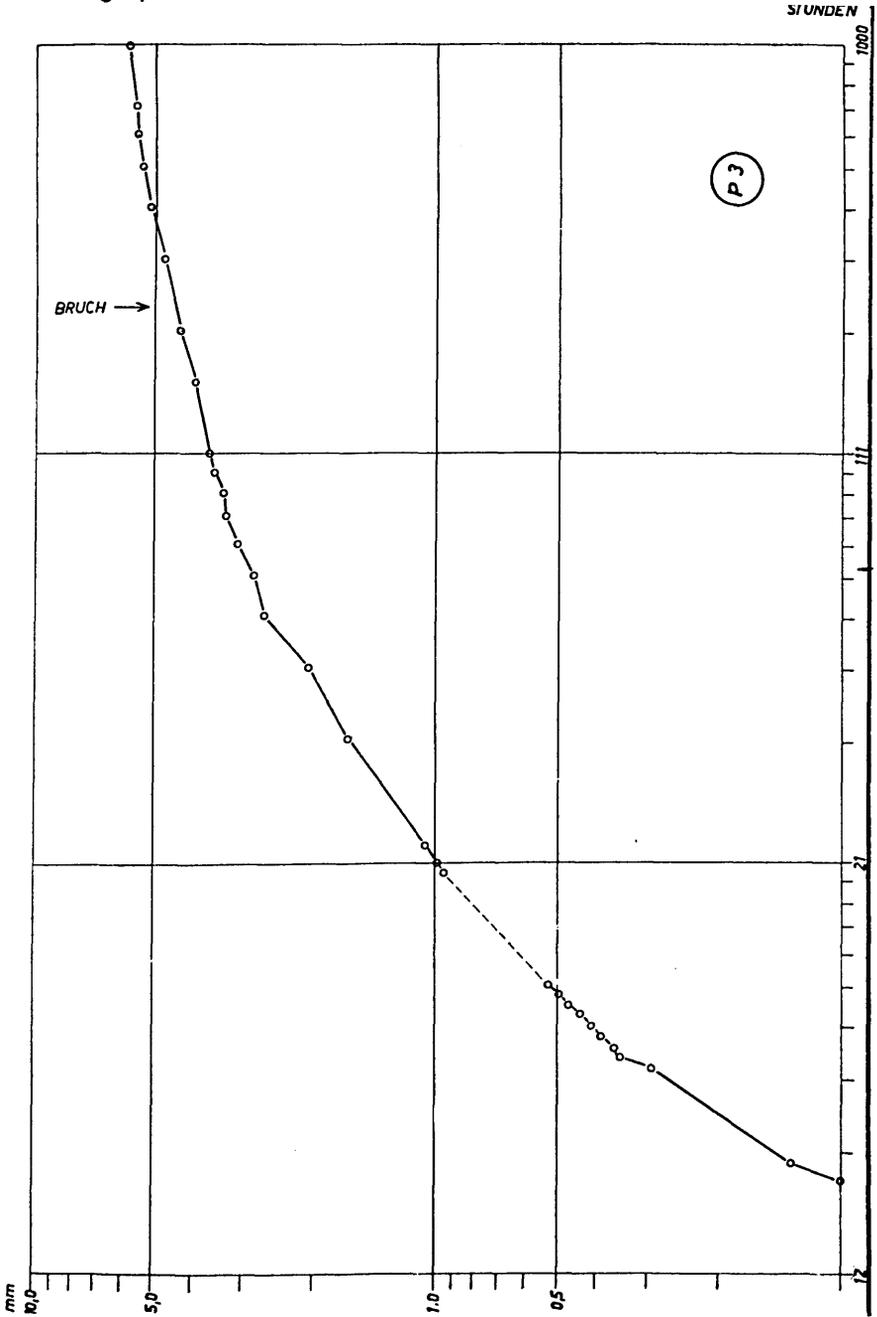


Abbildung 17/4

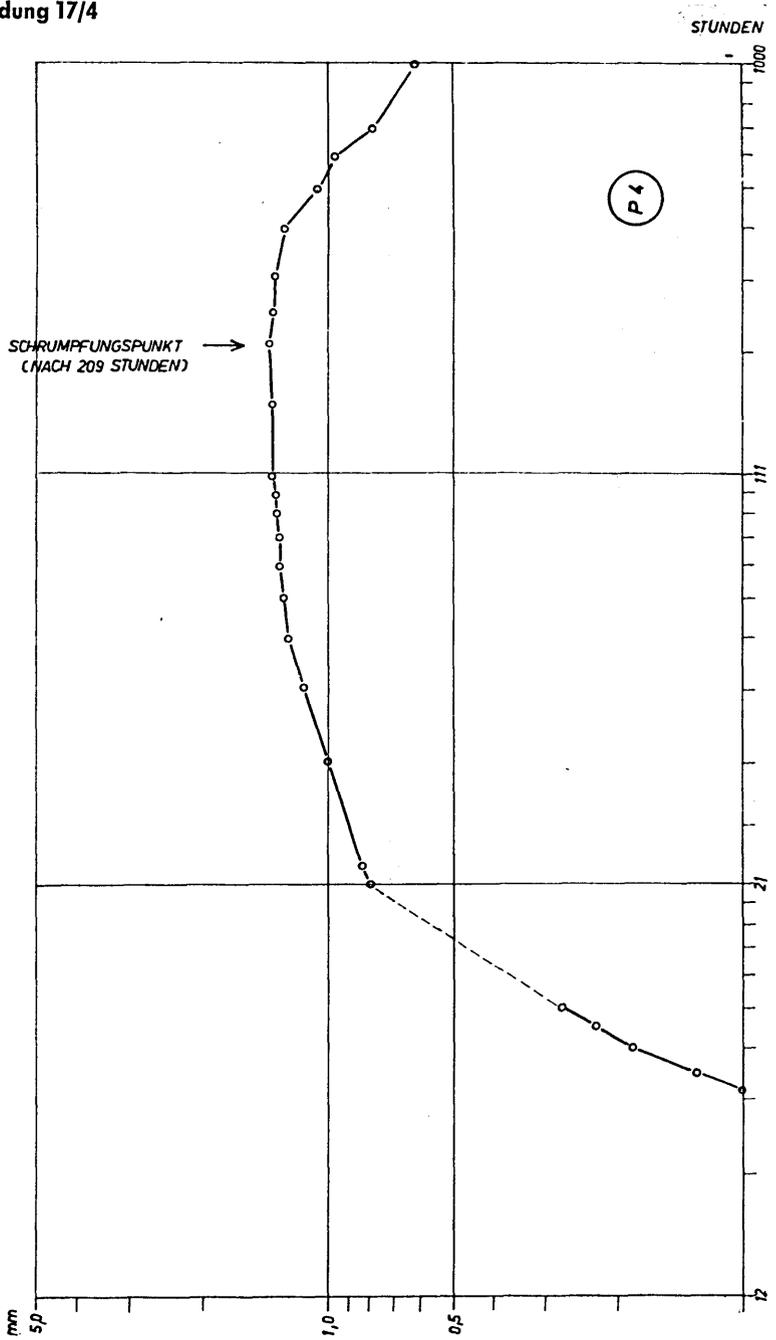


Abbildung 17/5

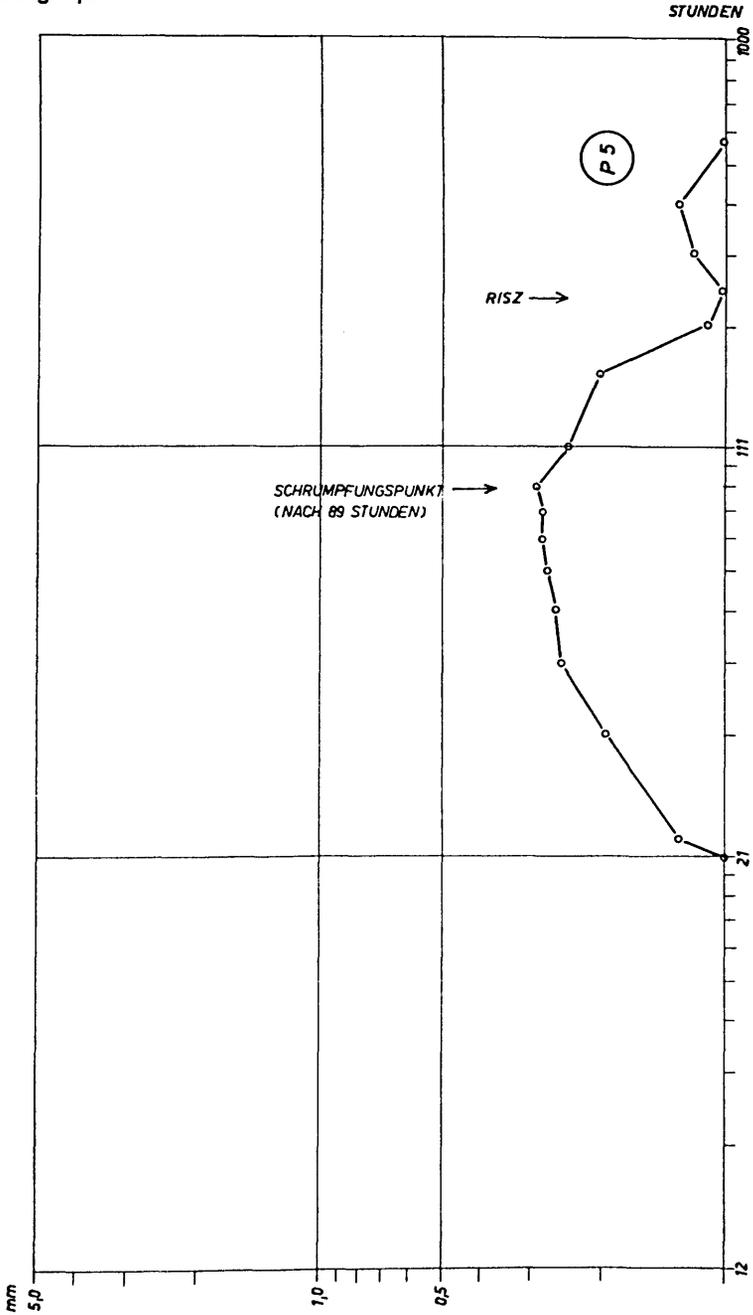
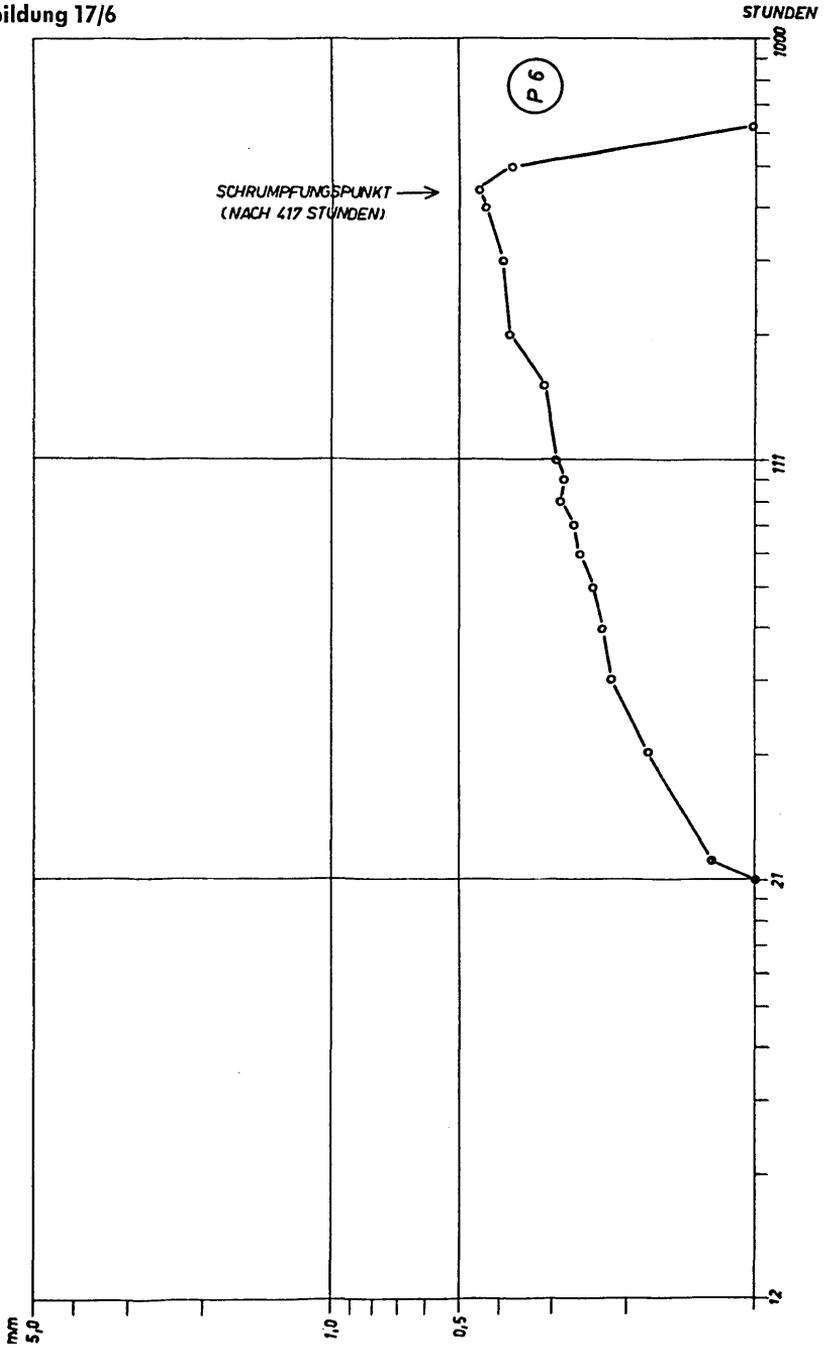


Abbildung 17/6



der Differentialquotient des Verformungsablaufes, desto länger wird daher die Verformung wirken müssen oder andauern können, um ein bestimmtes Maß zu erreichen. Werden hiebei nicht nur die geo-mechanischen Bedingungen verändert, sondern auch die stofflichen Voraussetzungen bzw. die Volumskräfte, so muß mit weiteren Änderungen der Verformungen bzw. der Spannungsbedingungen gerechnet werden. Raumgestalt und Spannungen geologischer Körper hängen so zusammen, daß auf die Veränderung des einen Faktors die Änderungen des anderen Faktors folgen müssen. Die Gestalt geologischer Körper betrifft hiebei nicht nur die Landformen, sondern auch die geologischen Strukturen, das Gesteinsgefüge, und alle jene Formen, die vom Aufbau der geologischen Körper abhängig sind. Die Versuche lassen auch erkennen, daß solche Zusammenhänge für die meisten geologischen Körper zu erwarten sind, was bei künftigen geologischen Arbeiten beachtet werden sollte. Bei Untersuchungen über die morphologischen Auswirkungen geologischer Spannungen muß in Anbetracht der bisher erwähnten Beobachtungen mit komplizierten Problemen gerechnet werden, deren Lösung nur durch sorgfältige Analysen und Differentialdiagnosen zu erwarten ist. Geländebeobachtungen und Messungen im Labor müssen mit Experimenten und theoretischen Ableitungen methodisch verknüpft werden. Es wird bei der Untersuchung geologischer Körper notwendig sein, die erwähnten Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Arten der Gestaltveränderungen, der Stoffveränderungen und Spannungsbedingungen zu analysieren. Hiebei müssen die abgelaufenen Verformungen bzw. Veränderungen rekonstruiert, die noch stattfindenden beobachtet werden, damit auf die künftig zu erwartenden Veränderungen geschlossen werden kann. Auf diese Weise können jene Voraussetzungen geschaffen werden, die notwendig sind, um die geologisch bedingten Spannungen des Gesteinsverbandes zu beschreiben.

ZUR GEOMETRIE DER TRENNFLÄCHEN DER AQUITANEN SCHIEFER-TONE

Die statistische Auswertung von Kluftrmessungen an den Steilklüften der behandelten aquitanen Schiefertone und deren Vergleich mit den Ergebnissen solcher Messungen im südlichen anschließenden Helvet-Schlier (Tonmergel) lassen den Einfluß tektonischer Spannungen auf diese Gesteine erkennen, die den Spannungen aus der

Gesteinsauflast überlagert worden sind. Die klufftstatistisch ausgewerteten älteren, vor allem eiszeitlichen und gegenwärtig beim Bau der Ennskraftwerke St. Pantaleon entstandenen Klüfte haben Hauptklufftscharen gezeigt, die den geologischen Großstörungen des Untersuchungsraumes infolge alpiner Tektonik entsprechen (Abbildung 2, 18 bis 20).

Die bisher übliche Annahme, daß die Klüfte, die unter mehr oder weniger steilen Winkeln zur Geländeoberfläche beobachtet werden, ausschließlich zum Zeitpunkt der tektonischen Beanspruchung des Gesteins gebildet worden sind, konnte, wie erwähnt, durch die Beobachtungen an den Schiefertonen berichtigt werden. Bei jenen Klüften der untersuchten Schiefertone, die vorherrschend eben bzw. parallel zur Talsohle liegen und schalenförmige Gestalt haben, war festzustellen, daß ihre Klüftigkeitsziffer von der oberen Grenze des Gesteinsbereiches (rund 15 Meter unter der Schotteroberkante) abwärts von 50 Schnitten pro Meter auf 5 bis 10 Schnitte pro Meter abnimmt. Es handelt sich hierbei um Trennfugen, die erst nach Einwirkung der ursprünglichen Überlagerung bzw. Reliefspannungen im Zuge der Erosion bis auf das Niveau der Untersuchungsfläche entstanden sind. Die Ähnlichkeit der Klufftformen dieser Schiefertone mit den durch andersartige geologische Bedingungen erzeugten Änderungen der Gefügespannungen, die ebenfalls zu Ablösungsflächen geführt haben, lassen auf gemeinsame Vorgänge in den verschiedenen Gesteinskörpern schließen. Mittels einer Rekonstruktion der geologischen Vorgeschichte durch die paläogeographische Untersuchung wurde — wie erwähnt — versucht, die vertikale Hauptspannung σ_1 und den Einfluß der tektonischen Hauptspannungen σ_2 und σ_3 zu ermitteln. Es zeigte sich hierbei, durch den Vergleich der rekonstruierbaren Hauptspannung σ_1 in bezug auf die mechanischen Eigenschaften des Gesteins, daß durch die ehemalige Reliefüberlagerung größere vertikale Spannungen gewirkt haben müssen, als dies von den tektonischen Spannungen zu erwarten ist. Durch den Abbau der Hauptspannung σ_1 sind die mehr oder weniger senkrecht dazu liegenden Klüfte im Schiefertone durch Zugspannungen gebildet worden. Es muß also bei der Analyse geologischer Spannungen damit gerechnet werden, daß die Entlastung des Geländes nicht nur zu Zugspannungen führen muß, die normal zur vertikalen Hauptspannung auftreten, sondern auch zu Querverformungen der Gesteine und solchen, die zu gleicher Zeit in bezug auf die tektonischen Hauptspannungen σ_2 und σ_3 angelegt

Abbildung 18

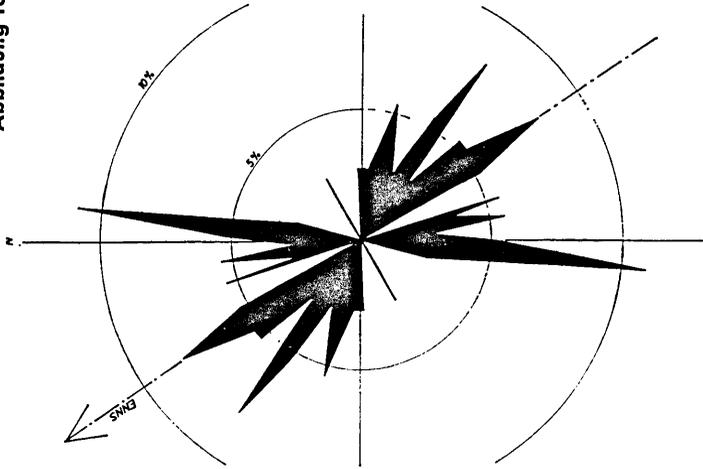


Abbildung 19

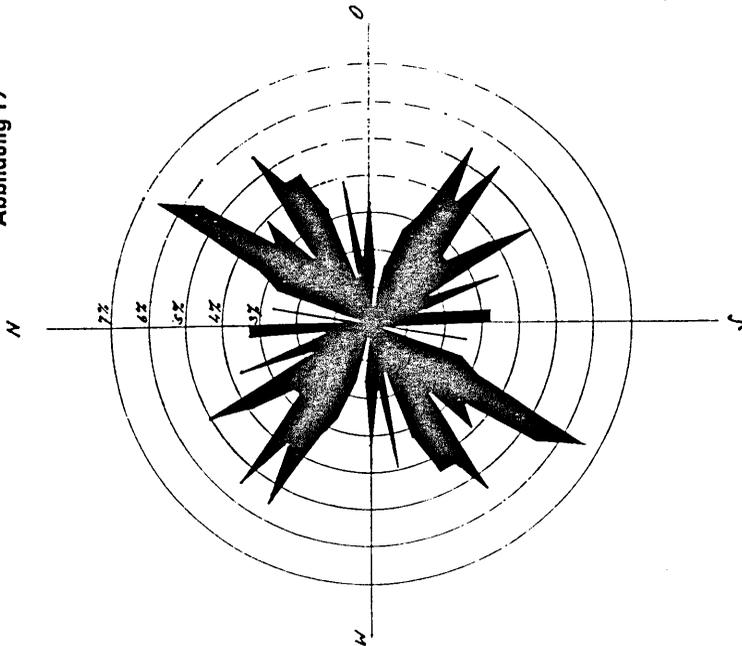


Abbildung 18: Diagramm des Kluftstreichens der aquitanen Schiefertone. Die Kluftmessungen wurden in der Versuchsbaugrube für das Krafthaus St. Pantaleon auf Kote 236 Meter, das ist an der Grenze zu den Talschottern und rund 8 Meter unter dem Gelände, ausgeführt (siehe auch Abbildung 2).

Abbildung 19: Kluftrose aus Schliermergeln des Helvet an der Wehrstelle bei Thurnsdorf (siehe auch Abbildung 2).

worden sind. Bisher wurden sie irrigerweise den unmittelbaren tektonischen Ereignissen zugeschrieben. Es ist aber auch darauf zu achten, daß — wie erwähnt — außer den Zugspannungen auch Schubspannungen auftreten, die zu Gleitungsbrüchen führen können (Abbildung 38, 39, 45). Diese werden vor allem durch die Ausformung der Gebirgsanschnitte bedingt, sobald eine Hauptspannung durch die Lage der Gesteinsoberfläche in eine Normalspannung und die entsprechende Scherspannung zerlegt wird. Die geologischen Untersuchungen an den Schiefertönen haben weiter gezeigt, daß nicht nur die Häufigkeit der flachliegenden Kluftschnitte nach der Tiefe zu abnimmt, sondern, daß auch die horizontalen Abstände der steilen Kluftschnitte nach der Tiefe zu größer werden. In beiden Fällen wurde ein geologisch einheitlicher Gesteinskörper von den geologischen Spannungen gleichmäßig betroffen, wobei die tektonische Beanspruchung vor dem Reliefabtrag stattgefunden hat. Neben diesen durch die äußeren geologischen Spannungen erzeugten Klüften sind im oberflächennahen Bereich auch zusätzliche Zerklüftungen durch geologische Volumskräfte (Quellung, Konkretionen, Frost) zu beobachten.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die geometrischen Elemente der Klüfte in den aquitanen Schiefertönen den tektonischen Strukturen entsprechend aufgetreten sind, und daraus folgt, daß die tektonischen Hauptspannungen σ_2 und σ_3 noch vor dem Verlust der vertikalen Hauptspannung als Gefügespannungen fixiert worden sind. Diese haben zunächst nur teilweise zum Bruch des Gesteins geführt, sie wurden im Zuge der Diagenese z. T. fixiert und sind durch ihre Einspannung im Gebirgsgefüge erhalten geblieben. Erst nach dem Abbau der vertikalen Hauptspannung sind Zugspannungen aufgetreten, die den Hauptanteil an der Zerklüftung des Untersuchungsraumes verursacht haben.

DIE FOLGERUNGEN

In der Bergbau- und Steinbruchpraxis sind Spannungserscheinungen an geologischen Körpern seit Jahrhunderten beobachtet worden (siehe POLLACK) und wurden von geologischer Seite bisher nur fallweise behandelt. Es fehlt daher heute eine systematische Bearbeitung dieser wichtigen geologischen Erscheinungen, deren theoretische Voraussetzungen in den technischen Wissenschaften und in der Physik seit langem bekannt sind. Unter den mechanisch nicht geschulten

Geologen und den geologisch nicht bewanderten Technikern und Physikern konnte die stillschweigende und vielfach irrige, nur gefühlsmäßig begründete Annahme entstehen, daß in den Gesteinen eine Spannung nur so lange bestehen könne, als der geologische Körper unter dem Einfluß von spannungserzeugenden Kräften steht, daß somit das Hooke'sche Gesetz auch für geologische Körper maßgebend sei. Das ist aber nur in Grenzfällen möglich.

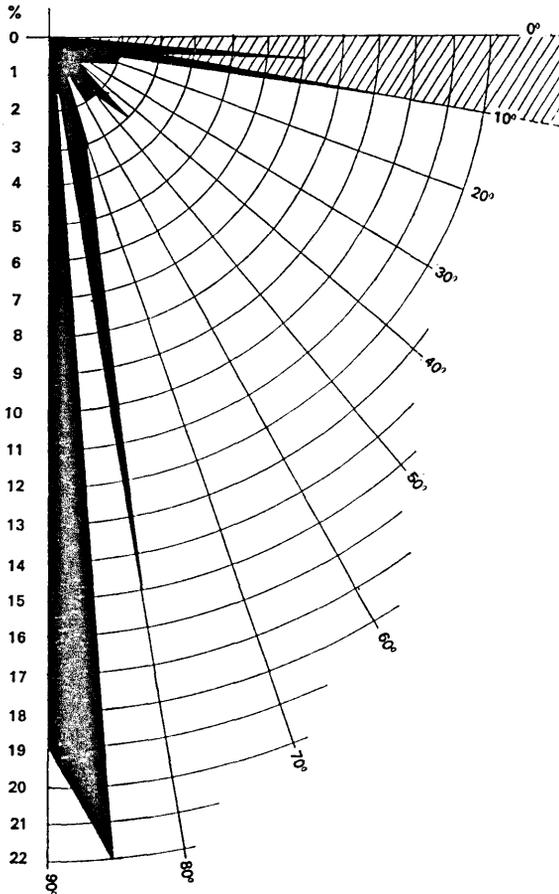
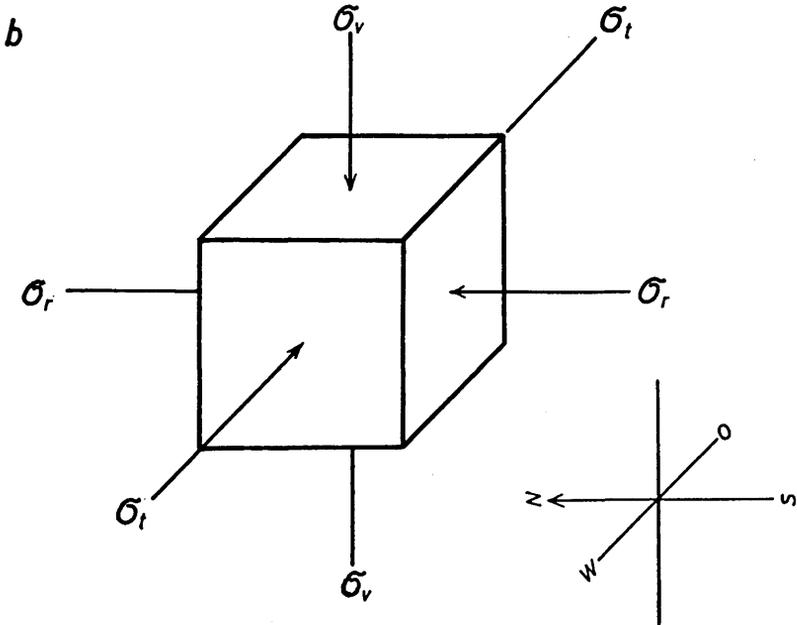
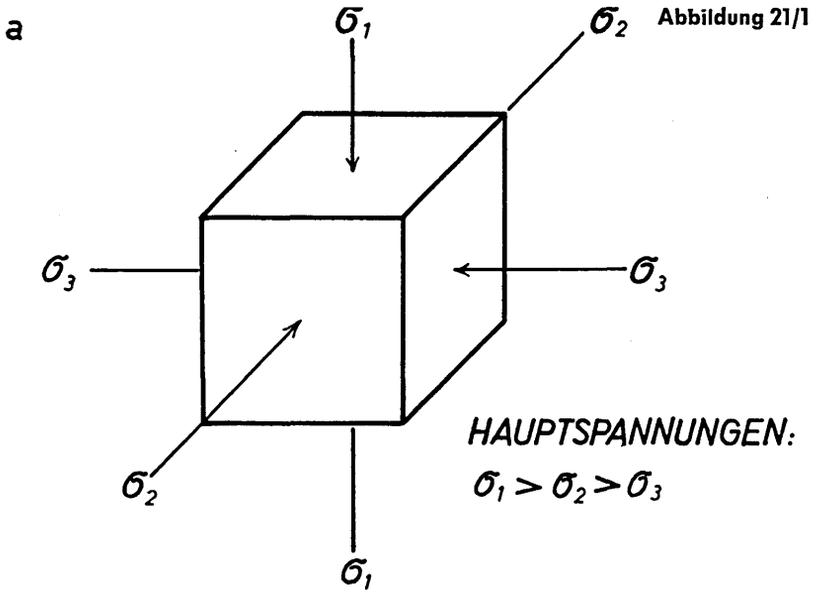


Abbildung 20: Diagramm des Kluffallens aus Messungen an lotrechten Anschnitten (schematische Ergänzung der flachliegenden Klüfte im schraffierten Bereich des Diagrammes) der Versuchsbaugrube (siehe Abbildung 37).



DIE GEOLOGISCHEN HAUPTSPANNUNGEN:

σ_v - VERTIKALSPANNUNG (RELIEFSPANNUNG,
ÜBERLAGERUNGSSPANNUNG)

σ_t - TANGENTIALSPANNUNG (Z.T. TEKTONISCH)

σ_r - RADIALSPANNUNG (TEKTONISCHE SPANNUNG
DES ALPINEN NORDSCHUBES)

TABELLE

DER GEOLOGISCHEN SPANNUNGSZUSTÄNDE

		σ_1	σ_2	σ_3
I	a	σ_v	σ_t	σ_r
	b	σ_v	σ_r	σ_t
II	a	σ_t	σ_v	σ_r
	b	σ_t	σ_r	σ_v
III	a	σ_r	σ_v	σ_t
	b	σ_r	σ_t	σ_v

Abbildung 21: Darstellung eines Gesteinselementes mit den Hauptspannungen σ_1 , σ_2 , σ_3 des dreiaxigen Spannungszustandes (Abb. 21/1 oben) und den entsprechenden geologischen Hauptspannungen (Abb. 21/1 unten und Abb. 21/2).

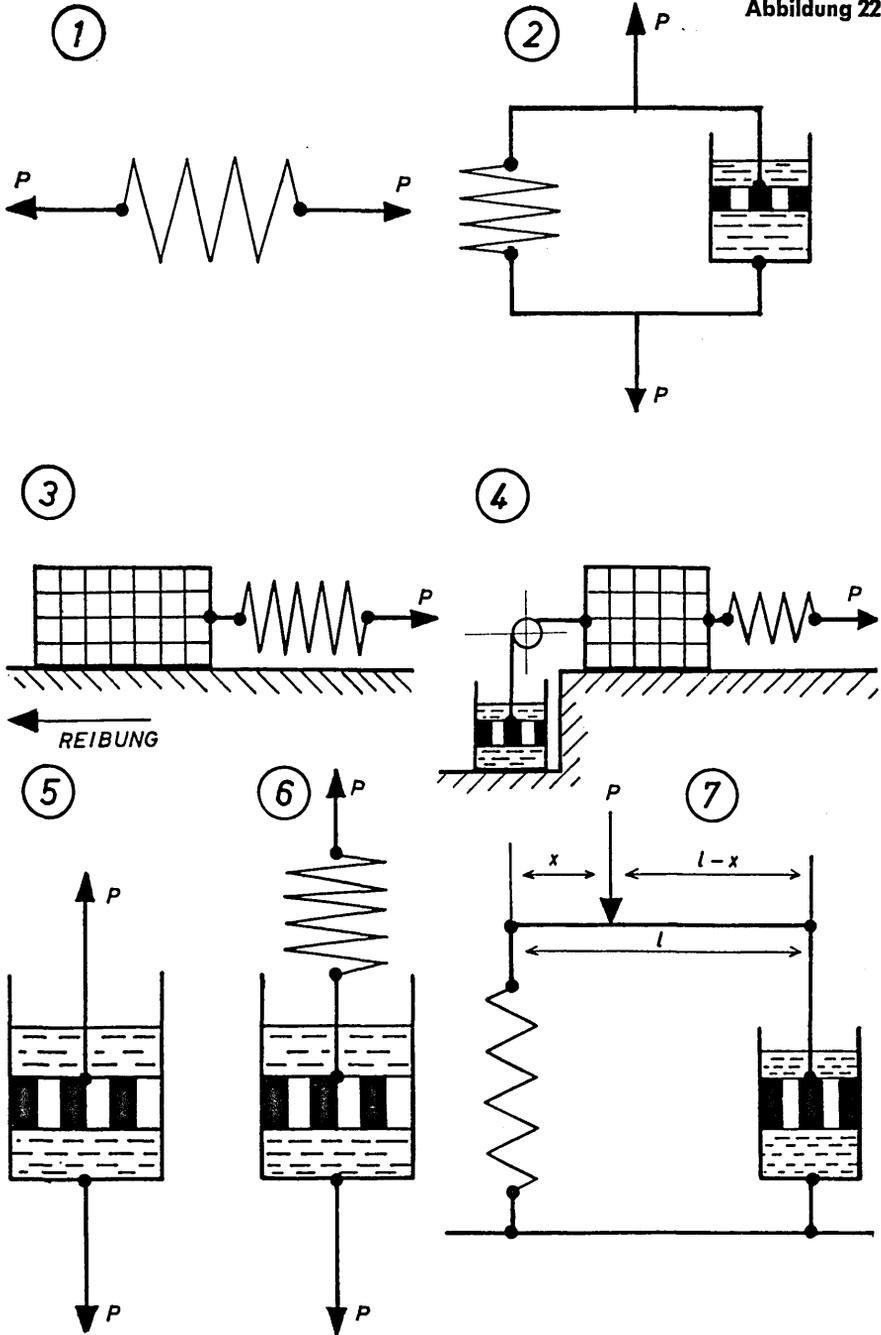
... In Anbetracht der von WEBER bereits 1840 aufgestellten physikalischen Beziehungen über das elastische Verhalten der Körper bei der Rückverformung, die in der Geologie bisher nicht beachtet wurden, ist es notwendig, die geologischen Arbeitsmethoden mittels der physikalischen Grundlagen weiter auszubauen.

Vorliegende Untersuchung hat gezeigt, daß tektonisch orientierte Kluftsysteme nicht nur während der tektonischen Beanspruchungsphase entstehen müssen, sondern auch nachtektonisch entstehen können, unter Umständen erst durch den technischen Eingriff oder beim Laboratoriumsversuch. Außer den plastischen Verformungen der geologischen Strukturen und Gesteinsgefüge werden die durch Oberflächen- und elastische Volumskräfte bedingten Verformungen in den Gefügespannungen erhalten und damit Energie gespeichert, die als potentielle Formänderungsenergie einen wesentlichen Faktor der gegenwärtigen geologischen Dynamik darstellt. Als potentielle Formänderungsenergie wird die je Raumeinheit des elastisch verformten Körpers gespeicherte Energie bezeichnet. Bei Entlastung wird sie als kinetische Formänderungsenergie (AYRENSCHMALZ 1958) wirksam. Es ist daher nicht überraschend, daß innerhalb der einzelnen Kluftkörper (mit Ausnahme jener, die dem Hookeschen Gesetz entsprechen) gespeicherte Formänderungsenergie durch Relaxation als kinetische Energie wirksam werden kann. Solche geologische Spannungsumwandlungen, die im Schrifttum seit langem bekannt sind, aber von Geologen und Technikern nur selten beachtet wurden, waren zunächst als Entlastungsspannungen bekannt, sie können aber auch als Belastungsspannungen auftreten. Die systematische Bearbeitung dieser für die Geologie sehr wichtigen Erscheinungen setzt voraus, daß die physikalischen Grundlagen der geologischen Arbeitsmethodik verbessert werden, womit auch den Erfordernissen der Ingenieurgeologie für das Bauwesen entsprochen werden kann. Beobachtungen des Verfassers (1952) über Restspannungen nach dem Bruch elastischer Körper mittels spannungsoptischer Untersuchungen an Gläsern und Beobachtungen an Schußbrüchen von Gesteinen der Drossensperre (Kaprun) führten zur Beachtung der Gefügespannungen. Jedes Teilchen geologischer Körper kann somit Gefügespannungen aufweisen und entsprechende Gestaltveränderungen erwarten lassen, und zwar auch dann, wenn der betreffende Körper dem Einfluß der spannungserzeugenden Kräfte bereits längst entzogen worden ist. Infolge der gefüge- bzw. strukturbedingten Wider-

stände in den geologischen Körpern können Gefügespannungen fixiert werden (siehe Strukturmodelle), deren Abbau durch den Relaxationsverlauf sehr unterschiedlich sein kann. Diese Spannungen können auch völlig „eingefroren“ sein und erst durch Spannungsüberlagerung oder einen anderen Energieaufwand ausgelöst werden. Eine systematische Bearbeitung der Gefügespannungen setzt allerdings voraus, daß über die bisher fast ausschließlich behandelte Lagengeometrie der Gefügeteilchen, der Gefügeanalyse, hinausgehend durch Darstellung der Struktur (die von der räumlichen Verteilungsdichte der Bauelemente geologischer Körper abhängt) ergänzt wird. Sobald der geometrische Aufbau der geologischen Körper und die mechanischen Eigenschaften ihrer Elementarbestandteile bekannt ist, können an Hand der Strukturmodelle die Gefügespannungen bearbeitet werden.

Die Spannungen der Gesteine sind von den geologisch wirksamen Kräften abhängig, die auf einen Gesteinskörper einwirken, und auch von der Gestalt dieses Körpers selber. Es sind hiebei die Wirkungen der äußeren und inneren geologischen Kräfte zu untersuchen und die äußere und innere Gestalt des geologischen Körpers zu ermitteln. Die äußeren geologischen Kräfte werden dem betrachteten geologischen Körper bzw. den Gesteinsstrukturen als Oberflächenkraft aufgeprägt. Hiezu müssen alle jene Kräfte gerechnet werden, die im geologischen Zusammenhang beschrieben werden können (tektonische Spannungen, Überlagerungsdruck, Wasserdruck). Die inneren geologischen Kräfte werden als Volumskräfte an den Komponenten der Gesteine und aus diesen Komponenten heraus wirksam werden (Schwerkraft, Temperaturänderungen, Frostspannung, Quellungsdruck, Schrumpfungsspannung, Spannung durch chemische Umwandlungen u. a. m.). Die äußeren und inneren geologisch wirksamen Kräfte können in den geologischen Körpern, z. B. im Gestein bzw. im Gebirge Spannungen erzeugen, deren Verteilung und Zustand von den mechanischen Eigenschaften der Komponenten, vom Gefüge und von der Gestalt der Körper selbst abhängig sind. Die äußere Gestalt soll hiebei durch die Größe und Form des geologischen Körpers beschrieben werden. Die innere Gestalt soll durch die Gestalten und die Verteilungsgesetze der Körperelemente definiert werden. Jene Spannungen, die von geologischen Kräften erzeugt werden und auf geologische Körper einwirken, sind als primäre geologische Gefügespannungen zu bezeichnen. Zur Analyse der Gefügespannungen sind auch deren zeitliche Veränderungen nachzuweisen und es sind die geologischen Spannungs-

Abbildung 22



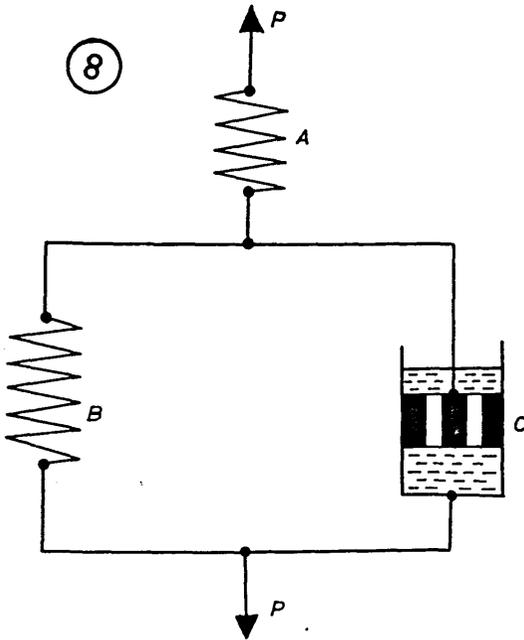


Abbildung 22: Mechanische Modelle zur Erklärung von Deformationsvorgängen und deren Ablauf als Funktionen der Zeit (HIERSEMANN 1957, SALUSTOWICZ 1958, ZARIZIN 1958, SCHEIDEGGER 1964).

- 1: Strukturmodell des elastischen Hooke'schen festen Körpers. Modell einer elastischen Feder. Die Spannung ist der Deformation proportional.
- 2: Strukturmodell für den anelastischen Kelvin'schen festen Körper. Modell einer elastischen Feder in Verbindung mit einem perforierten Kolben, der sich in einem mit einer viskosen Flüssigkeit gefüllten Zylinder bewegt. Stoffe, die sich diesem Modell entsprechend verhalten, zeigen die charakteristische Eigenschaft der elastischen Nachwirkung.
- 3: Strukturmodell für den plastischen St.-Venant-Körper. Dieses Modell besteht aus einem Gewicht, das reibend gegen seine Unterlage verschoben werden kann, in Verbindung mit einer elastischen Feder.
- 4: Strukturmodell für den viskoplastischen Bingham'schen Körper. Das Modell besteht aus einer Verbindung des perforierenden Kolbens des Gewichtes (mit Reibung) und der elastischen Feder.
- 5: Strukturmodell für die zähe Newton'sche Flüssigkeit. Das Modell dieses Körpers besteht aus einem perforierten Kolben.
- 6: Strukturmodell für die relaxierende Maxwell'sche Flüssigkeit. Das Modell dieses Körpers besteht aus einem perforierenden Kolben in Verbindung mit einer elastischen Feder. Diese Flüssigkeit zeigt die charakteristische Eigenschaft der Relaxation, d. h. der allmählichen Abnahme der Spannung bei konstanter Deformation.
- 7: Strukturmodell eines elasto-plastischen Körpers. Dieses Modell entspricht derzeit am ehesten dem mechanischen Verhalten der Gesteine. Diese verändern ihre elastischen und viskosen Eigenschaften während des Belastungsvorganges. Da der Angriffspunkt der Kraft (P) von x als der Funktion der

ursachen bzw. die Spannungsquellen zu ermitteln sowie die Speicherung der Spannung und die Spannungsumlagerungen.

Die vorliegende Untersuchung an den aquitanen Schiefertönen von Oberösterreich konnte zeigen, daß von den äußeren geologischen Kräften nicht nur der Überlagerungsdruck allein wirksam ist — wie meist angenommen wurde — sondern, daß auch tektonische Drucke von wesentlicher Bedeutung sind. Außerdem mußten die exogen bedingten inneren geologischen Kräfte beachtet werden (zu denen ebenfalls die Schwerkraft zu rechnen ist und jene, welche z. B. durch die Schrumpfs- und Quellungsspannungen, durch Konkretionen, Diagenese und durch Eislinnenbildung entstehen), wobei auf Spannungsüberlagerungen zu achten ist. Es wurde festgestellt, daß der Einfluß äußerer geologischer Kräfte auf die Gefügespannungen seit der Diagenese und den tektonischen Phasen der alpinen Orogenese mit dem Miozän beginnt und als elastische Formänderungsenergie bis zum Pliozän gespeichert worden ist. Diese „eingefrorenen“ geologisch orientierten Spannungen konnten durch den Abbau der Auflast seit dem Pliozän und der dadurch bedingten Spannungsumlagerung im Zuge der jungtertiären und quartären sowie rezenter Erosion freigestellt werden, wodurch das Kluftsystem bis zum Moment der Untersuchung gebildet wurde.

Die hiebei aufgetretenen Zugspannungen erzeugten dann Klüfte, die parallel zu den tektonischen Strukturen des Gebirges im engeren Bereich von St. Valentin verlaufen, sowie solche, die parallel der

Zeit bzw. der Verformung abhängig ist, kann er sich nach beiden Richtungen verschieben (größerer Einfluß der viskosen oder der elastischen Verformung).

8: Strukturmodell eines Gebirgskörpers. Dieses Modell besteht aus einem perforierenden Kolben, der mit einer elastischen Feder gekoppelt ist. Den angreifenden Kräften (P) ist an einem bestimmten Angriffspunkt eine weitere Feder zwischengeschaltet. Es ist eine Kombination der Modelle eines Kelvinkörpers mit einer elastischen Feder. Diese Feder erklärt die im Gebirge sofort durch die Spannungsänderung eintretende Deformation und der Kelvinkörper die von der Zeit abhängigen Formänderungen bzw. elastischen Nachwirkungen.

Aus den gezeigten einfachen Strukturmodellen läßt sich bereits eine Vielfalt von Kombinationen ableiten. Es ist daher zu erwarten, daß sich die speziellen, den geologischen Bedingungen entsprechenden Modelle nach weiteren Untersuchungen feststellen lassen.

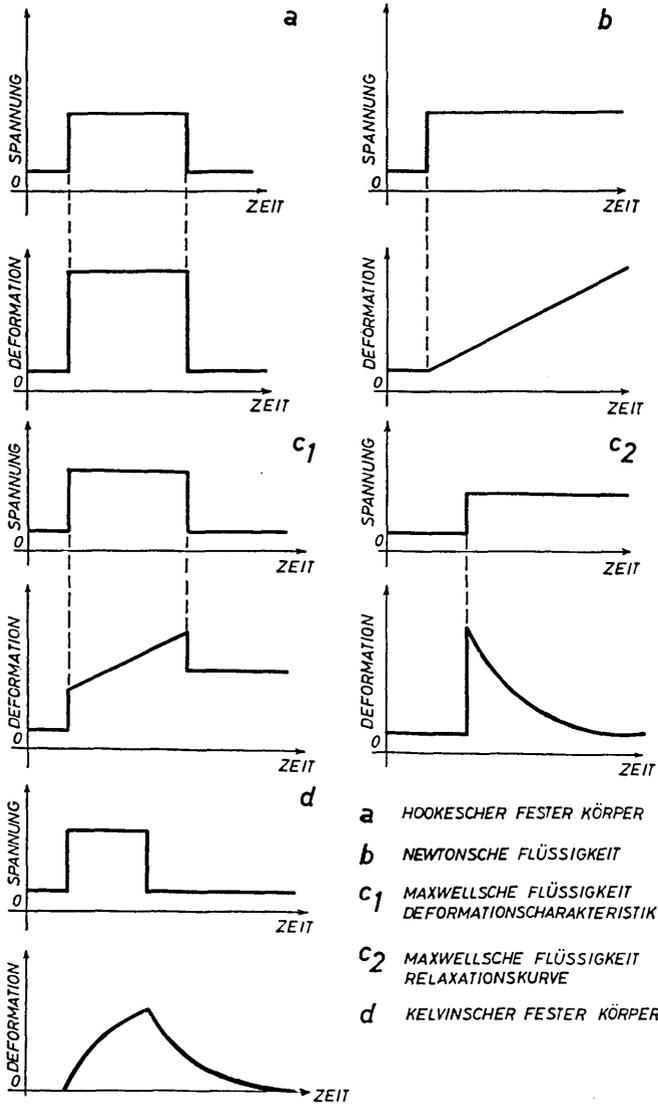
eiszeitlichen Oberfläche der Molasse liegen. Jeder dieser dadurch bestimmte Klufkkörper hat sich wiederum als geologischer Körper mit speziellen Spannungen verhalten, die sich der vorher genannten konform erwiesen und die ursprünglich gespeicherte Spannungen zum Teil noch enthalten.

Diese Beobachtungen haben gezeigt, daß das von KIESLINGER (1958) aufgestellte und verallgemeinerte Gedankenmodell, wonach die oberflächenparallelen Entspannungsklüfte durch den geologisch bedingten Übergang vom hydrostatischen Beanspruchungszustand zum zweiachsigen Spannungszustand nur für spezielle geologische Bedingungen gültig ist. Es sind daher neben der Schwerkraft auch andere geologische Kräfte zu beachten, da jeweils drei verschiedene geologische Hauptspannungen auf die Elemente des Gesteins einwirken können. Außerdem dürfen geologische Körper nur in Ausnahmefällen als Hookesche Körper aufgefaßt werden, für die die linearen Spannungs-Verformungsbeziehungen gültig sind.

Bei der physikalischen Beschreibung geologischer Körper sind über die Gesichtspunkte der Technologie hinaus ergänzende Angaben über das Gesteinsgefüge, über die geologische Vorgeschichte des betreffenden Bereiches über den Gesteinszustand sowie Angaben über den Gesteinsverband nötig. Hierbei sind nicht nur die räumlichen geologischen Daten zu ermitteln, d. h. die stofflich-geometrische Beschreibung des geologischen Raumes durchzuführen, sondern es ist auch der Ablauf der wirksamen geologischen Dynamik festzustellen, ähnlich wie dies auch in der Technologie der Werkstoffe geschieht, wo z. B. der Einfluß der Vorgeschichte auf die Stoffeigenschaften im Bauschinger Effekt berücksichtigt wird. Dabei wird die Auswirkung der Vorbelastung auf die Elastizitäts- und Fließgrenze beachtet.

In der Geologie sind wie in der Festigkeitslehre die zeitabhängigen Beziehungen von Gestalt, Spannung und Stoffeigenschaften der Körper zu behandeln. Diese Faktoren sind miteinander funktionell verknüpft, so daß Veränderungen eines Faktors die Änderungen der anderen Faktoren zur Folge haben.

In jenen Bereichen der angewandten Geologie und ihren Nachbargebieten, in denen aus praktischen Erwägungen heraus den Spannungen bisher entscheidendes Augenmerk geschenkt worden ist, nämlich in der Bodenmechanik, im Bergbau und im Ingenieurbauwesen, wo es notwendig ist die Grundlagen der Gebirgsmechanik zu beachten, wurden in vielen Fällen der älteren und auch der neuesten Literatur,



- a** HOOKESCHER FESTER KÖRPER
- b** NEWTONSCHE FLÜSSIGKEIT
- c1** MAXWELLSCHER FLÜSSIGKEIT DEFORMATIONSCHARAKTERISTIK
- c2** MAXWELLSCHER FLÜSSIGKEIT RELAXATIONSKURVE
- d** KELVINSCHER FESTER KÖRPER

Abbildung 23: Deformationscharakteristiken einiger Strukturmodelle (siehe Abbildung 22).

- a) Deformationscharakteristik für rein elastisches Verhalten (Hooke'scher fester Körper),
- b) Deformationscharakteristik für flüssiges Verhalten (Newton'scher Flüssigkeit),
- c) Deformationscharakteristik (C1) und Relaxationskurve (C2) für die Maxwell'sche Flüssigkeit,
- d) Deformationscharakteristik für den Kelvin'schen festen Körper.

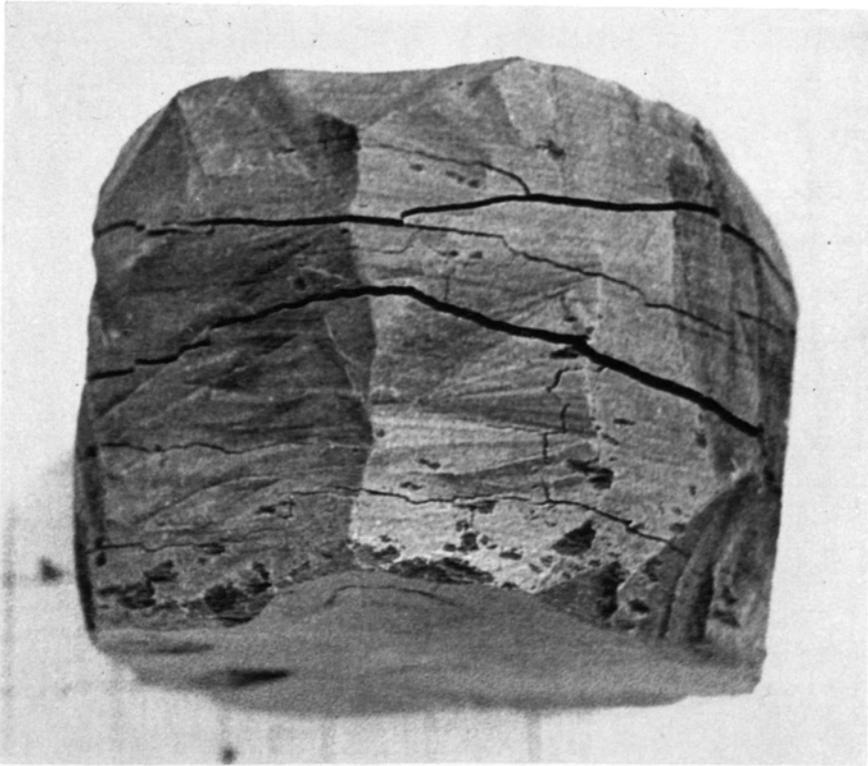


Abbildung 24: Schiefertonsprobe aus rund 227 Meter Tiefe des Versuchsschachtes für das Kraftwerk St. Pantaleon vom 14. September 1961. Die Probe ist von Trocknungsrissen durchzogen und läßt deutlich das Feingefüge infolge Mikroschichtung wechselnder Verteilung der Kornanteile erkennen.

Maßstab: 1,5 : 1

Aufnahme: Dr. H. Häusler



Abbildung 25: Dünnschliff durch einen aquitanen Schiefertton der Krafthausbaugrube von St. Pantaleon. Die Schichtflächen werden durch die rhythmische Streifung abgebildet.

Maßstab: 10 : 1

Aufnahme: W. Eppensteiner

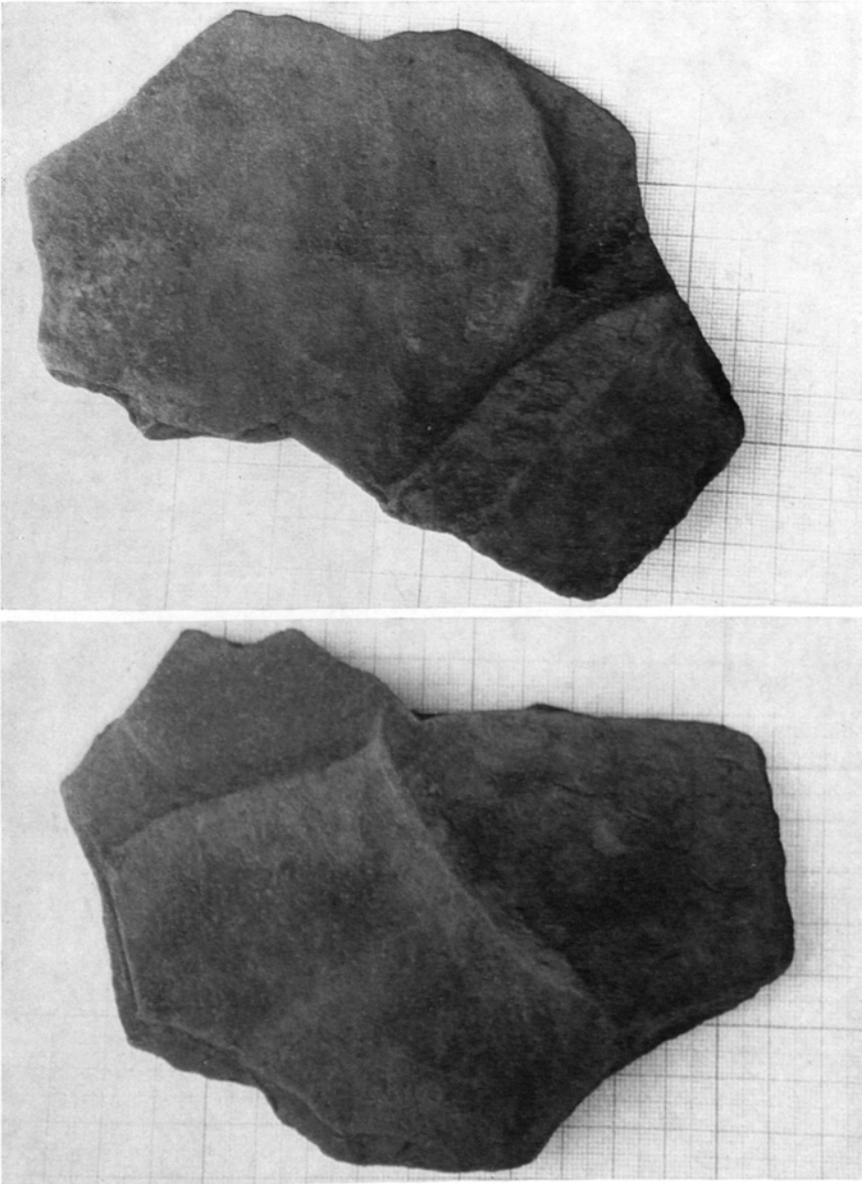


Abbildung 26: Oberflächennahe (236 Meter) entnommener oberflächenparalleler Kluftkörper aus der Versuchsbaugrube von St. Pantaleon (10. April 1961). Oben: Unterseite des Kluftkörpers; unten: Oberseite des Kluftkörpers. Die typischen flach-konkaven Ablösungsflächen des Kluftkörpers sind deutlich zu erkennen. Maßstab: 1,4 : 1

Aufnahme: Dr. H. Häusler



Abbildung 27: Oberflächennahe (236 Meter) entnommener oberflächenparalleler Kluttkörper aus der Versuchsbaugrube von St. Pantaleon mit flach-muschelförmigen Ablösungsflächen.

Maßstab: 1,4 : 1

Aufnahme: Dr. H. Häusler

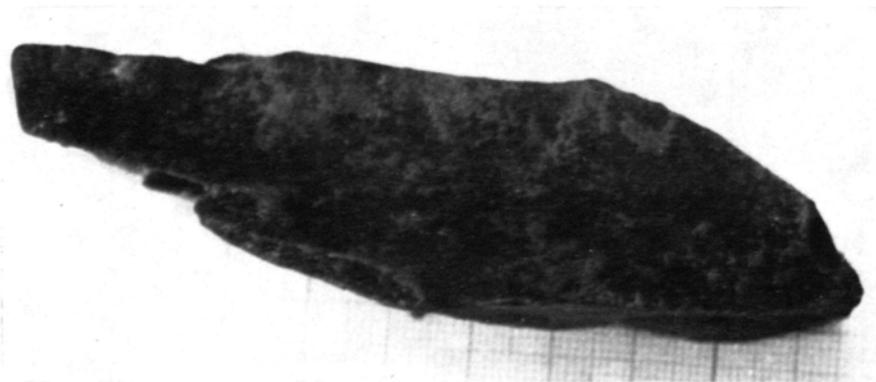


Abbildung 28: Querschnittfläche eines schuppenförmigen Kluttkörpers aus 236 Meter Seehöhe der Versuchsbaugrube vom 10. April 1961.

Maßstab: 1 : 1

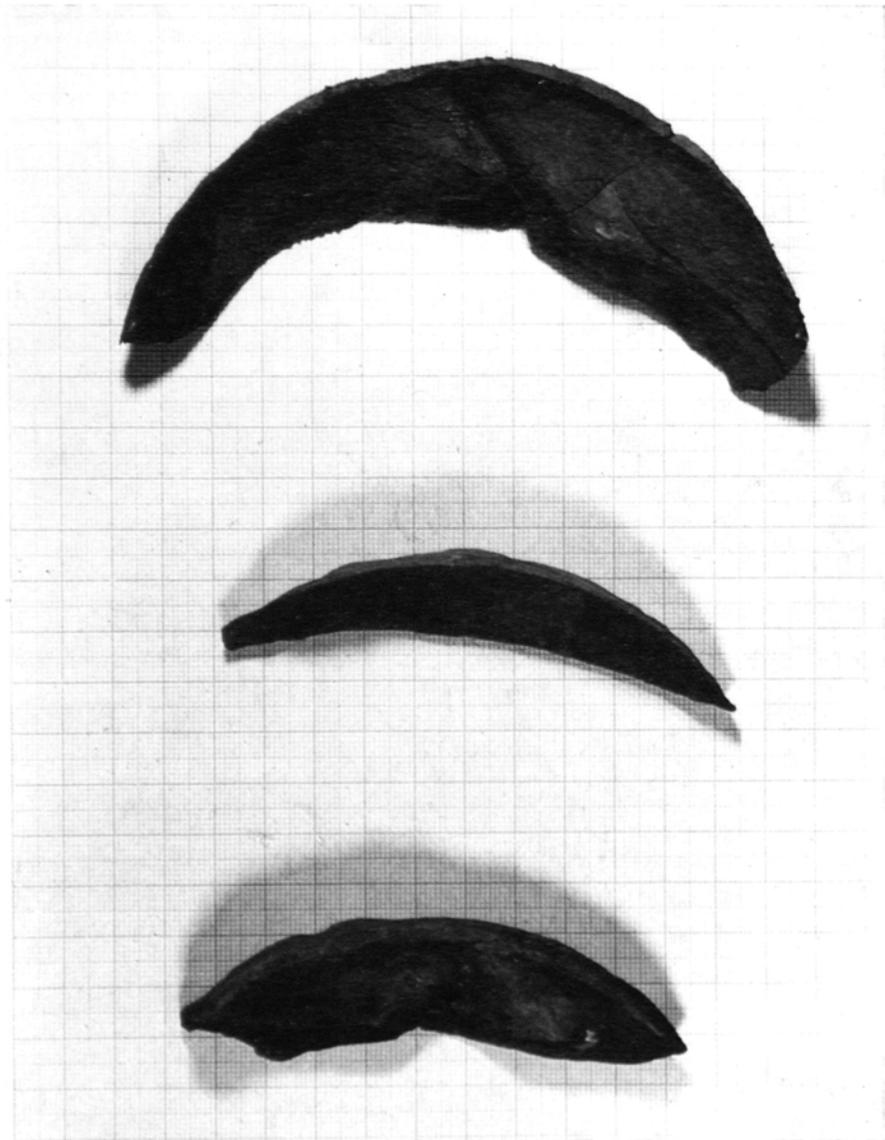


Abbildung 29: Durch Gefügespannungen im Bohrkern unter Wasser abgeplatze Randpartien eines Probezylinders. Die abgebildeten Ablösungsflächen dieser Stücke sind konkav. Sie sind rund zwei Wochen nach der Entnahme aus dem ungestörten Gesteinsverband aus 18 bis 21 Meter Tiefe abgesprungen (siehe auch Abbildungen 6 und 35).

Maßstab: 1 : 1,5

Aufnahme: W. Eppensteiner

Abbildung 30: Flachgewölbte Unterseite einer kreisförmigen Ablösungsplatte aus einer flachliegenden Trennfläche des aquitanen Schiefertones. Die Ablösung erfolgte im Zuge des Aushubes der Krafthausbaugrube St. Pantaleon. Diese relativ seltene Ablösungs- bzw. Bruchform ist auf Superpositionsspannungen zurückzuführen. Die im Gesteinsraum verbliebenen Spannungen der geologischen Vorgeschichte (Reliefspannungen und tektonische Spannungen) mußten bei der Entlastung der Gesteinsoberfläche im Zuge des raschen Baugrubenaushubes zu Zugspannungen führen. Durch die Superposition der Schrumpfungsspannungen ist diese Bruchform entstanden.

Maßstab: 1 : 2

Aufnahme: W. Eppensteiner

Abbildung 31: Flachgewölbte, spiralförmige Unterseite eines Ablösungskörpers aquitaner Schiefertone. Diese Trennfläche ist ebenfalls im Zuge des Baugrubenaushubes gebildet worden (Krafthausbaugrube St. Pantaleon).

Maßstab: 1 : 2

Aufnahme: W. Eppensteiner

Abbildung 32: Klufftkörper aus aquitanem Schiefertone der Versuchsbaugrube von 1961, an der Grenze zu den Talschottern (in 236 Meter Seehöhe) entnommen. Die Oberfläche wurde nach der Entnahme von einem polygonalen Netz feiner Trocknungsrisse überzogen. Einzelne oberflächennahe Ablösungen zeigen dabei typische kraterförmige und konzentrische Ablösungsflächen.

Maßstab: 1 : 1

Aufnahme: Dr. H. Häusler

Abbildung 33: Wie Abbildung 32. Sämtliche durch Schrumpfung entstandene polygonale Teile der Gesteinsoberfläche (Klufffläche) sind abgeplatzt und lassen die narben- bzw. kraterförmigen Vertiefungen erkennen.

Maßstab: 1,2 : 1

Aufnahme: Dr. H. Häusler

Abbildung 34: Probewürfel aus Berner Sandstein nach viermaliger Tränkung (wobei die Hauptveränderung der Probe nach vorangegangener Trocknung in der Lösung erfolgt) mit zehnpromzentiger Natriumsulfatlösung und nachfolgender Trocknung bei 150° C. Schalenbildung und Diageneserisse auch im inneren Teil (nach DE QUERVAIN 1951).

Abbildung 35: Sandstein nach zehn Tränkungen (wie in Abbildung 34). Die Schalen haben sich in der Flüssigkeit plötzlich abgelöst (siehe auch Abbildung 14) (nach DE QUERVAIN 1951).

Abbildung 30



Abbildung 31

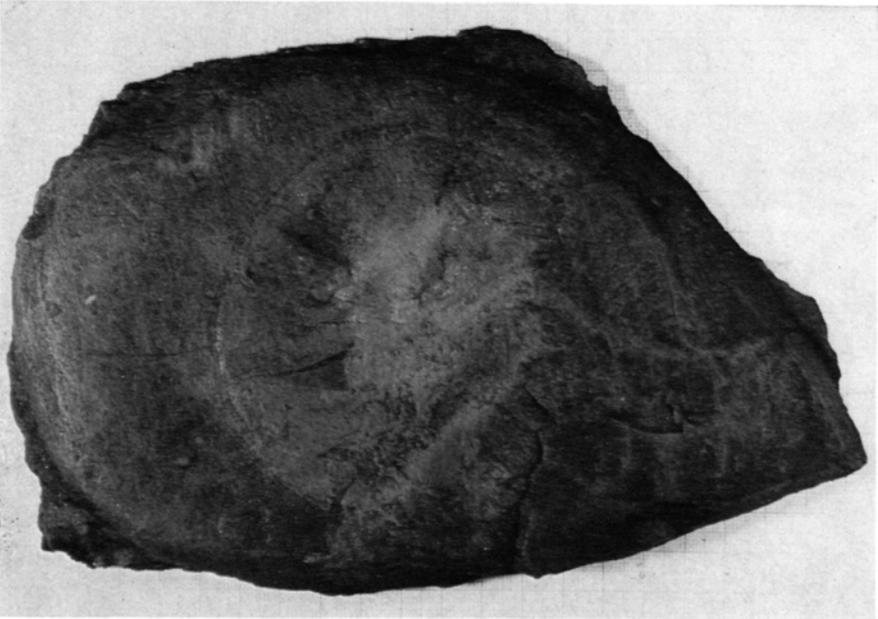


Abbildung 32

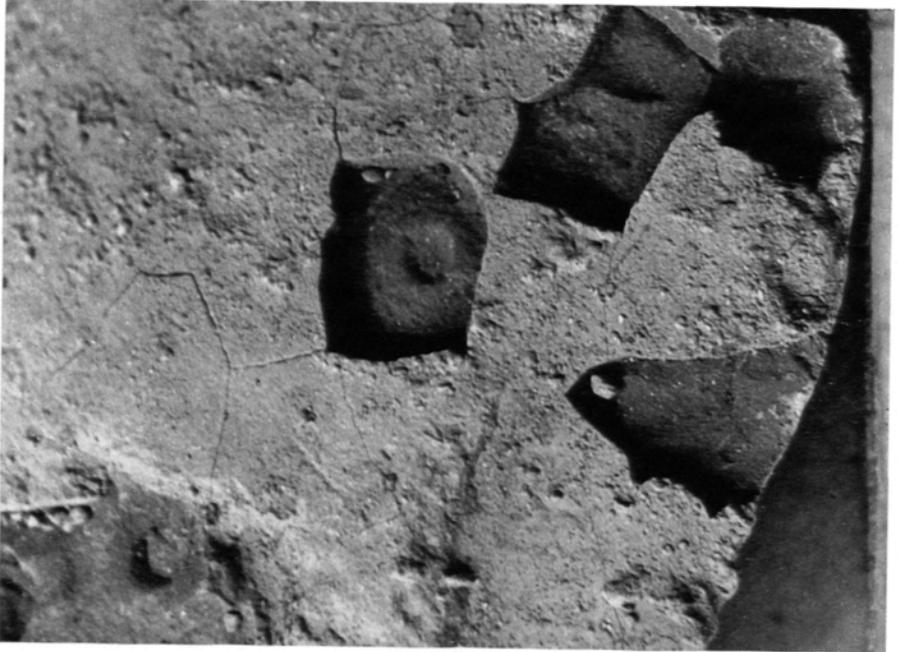


Abbildung 33

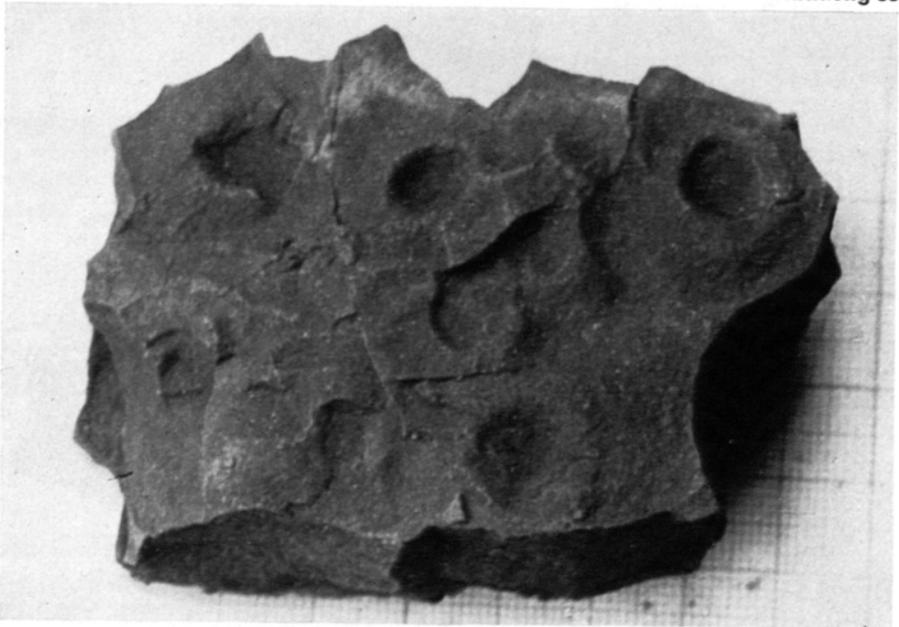


Abbildung 34

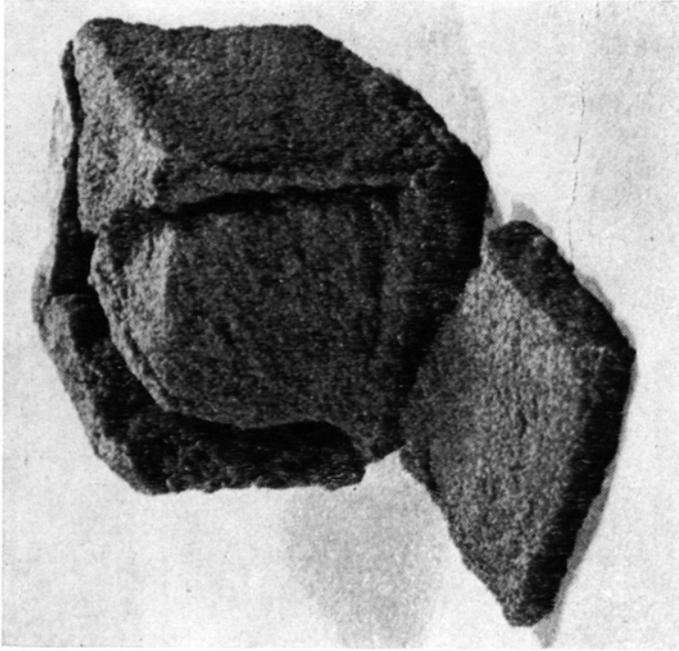
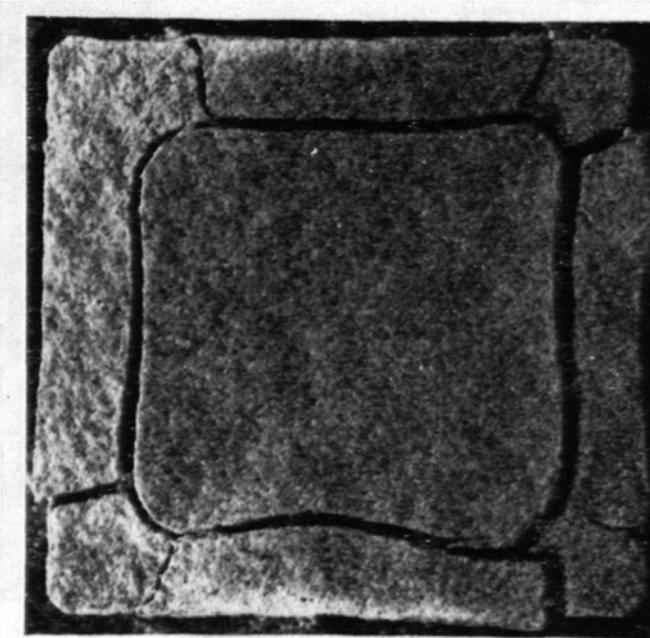


Abbildung 35



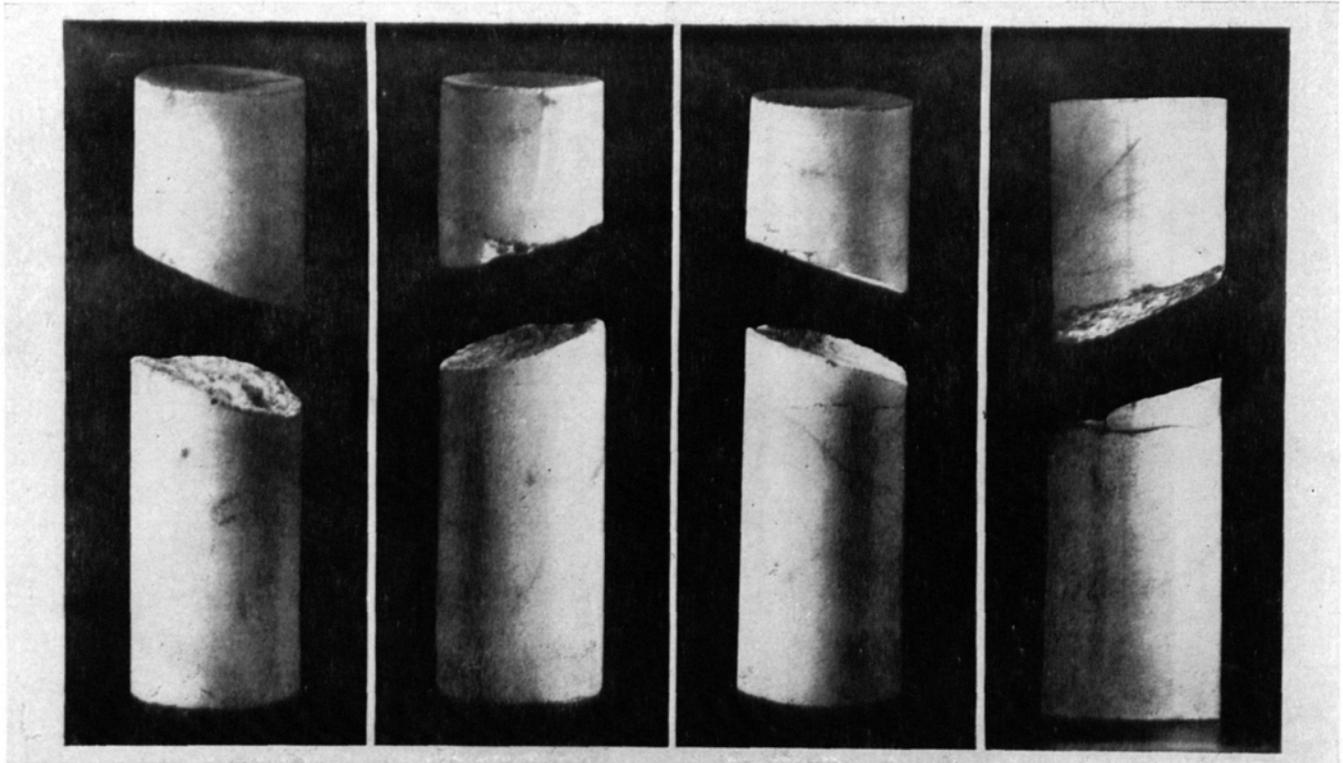


Abbildung 36: Zylinder aus Carrara-Marmor (20 mm Durchmesser, 60 mm hoch). Unter allseitigem Manteldruck (von links nach rechts: 1400 Atm., 1500 Atm., 1500 Atm., 2170 Atm.) und Entlastung in der Längsachse deformiert und zerrissen (Zugspannungen in der Längsachse) (nach Rôs 1928).

Abbildung 37



Abbildung 38

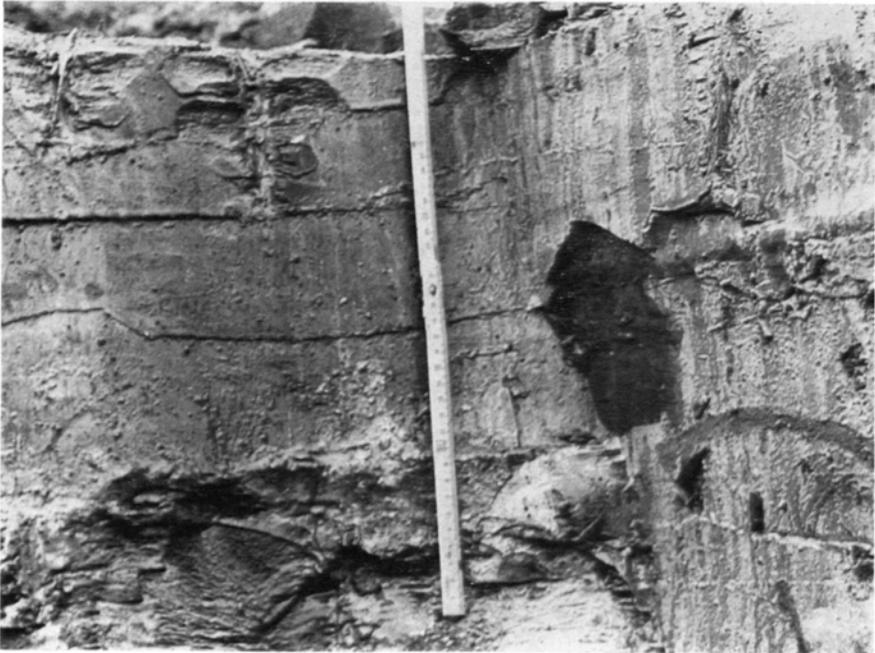


Abbildung 39

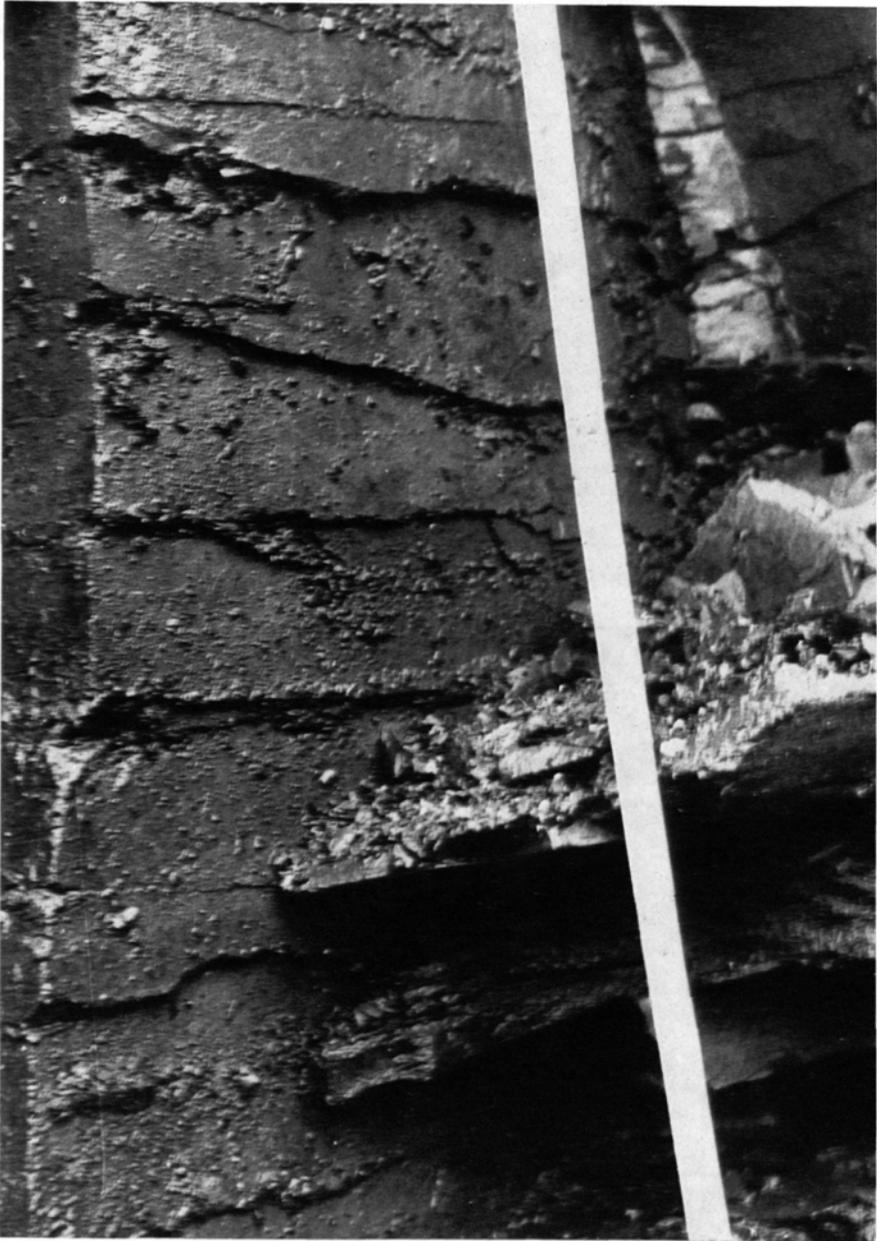




Abbildung 41

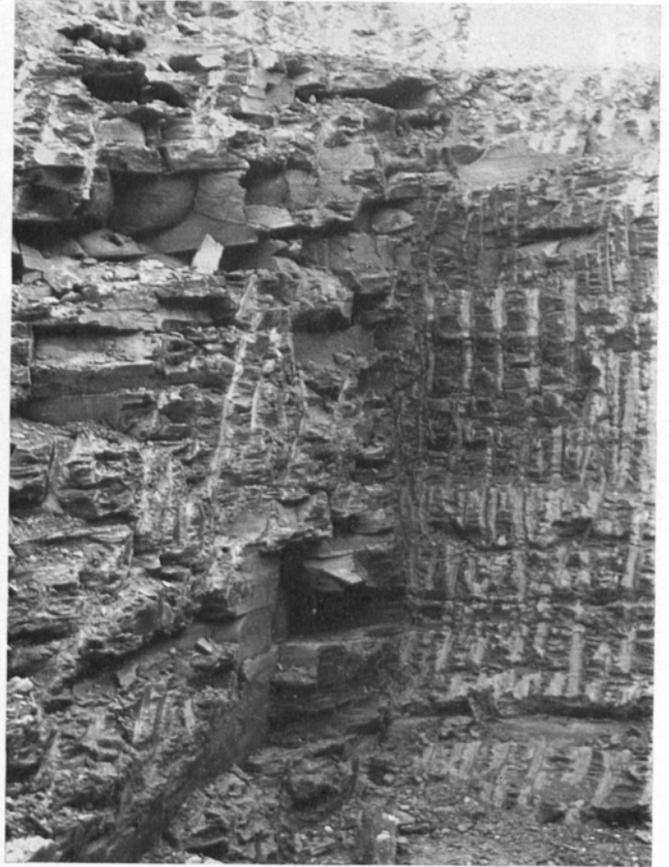


Abbildung 40

Abbildung 42



Abbildung 43

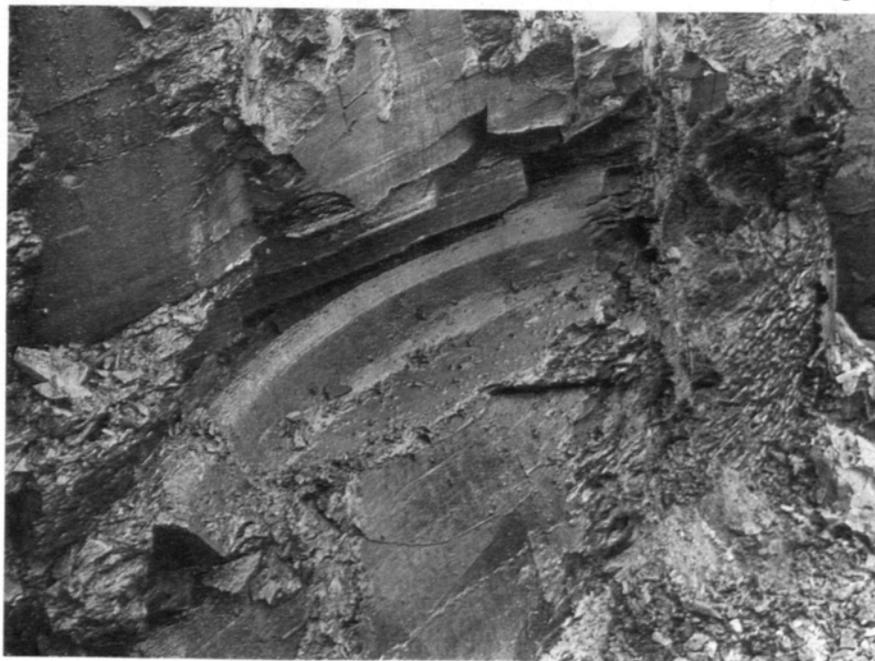


Abbildung 42: In der Nähe der östlichen Baugrubenbegrenzung der Krafthausbaugrube St. Pantaleon (30. April 1963) freigelegte, zum Teil gekrümmte Kluftflächen in rund 228 Meter Seehöhe (rund 8 Meter unter der Schotterüberlagerung, 17 Meter unter dem Gelände). Die Beobachtungen kleiner Konkretionen im Schichtgefüge der Schiefertone entlang eines zum Teil gekrümmten Kluftschnittes, die keinerlei Anzeichen von Durchscherungen erkennen ließen, ergaben den direkten Nachweis, daß solche Trennfugen durch Zugspannungen gebildet werden. Ein Teil dieser Zugrisse ist auf die geologischen Spannungsänderungen im Zuge der eiszeitlichen Erosion zurückzuführen, ein Großteil derselben auf die baugeologisch bedingten Spannungsänderungen im Zuge des Baugrubenaushubes.

Maßstab: ca. 1 : 10

Aufnahme: Dr. H. Häusler

Abbildung 43: An die untere, rechte Bildecke der Abbildung 44 anschließender Bereich zweifach gekrümmter und gerillter Trennflächen als Ausdruck der wirksamen tektonischen Spannung, der restlichen Überlagerungsspannung und der Entlastungsspannungen durch den Baugrubenaushub.

Maßstab: ca. 1 : 10

Aufnahme: Dr. H. Häusler

Abbildung 44: Ausschnitt aus der Abbildung 42. Die Krümmungen und die Rillung der Kluftflächen der aquitanen Schiefertone sind deutlich zu erkennen. Die Rillungen täuschen eine durchgehende Schichtung vor, die nicht vorhanden ist. Die Schichtung besteht nur aus kleinräumigen Mikroschichtungen. Die Lage der Trennflächen (Zugrisse) ist auf die Spannungsüberlagerungen der natürlichen und baugeologisch bedingten Spannungsänderungen zurückzuführen.

Maßstab: ca. 1 : 5

Aufnahme: Dr. H. Häusler

Abbildung 45: Treppenförmige Deformationen im Zuge der Freistellung einer steilstehenden Kluft (345°/85°) im Bereich der östlichen Baugrubenbegrenzung.

Maßstab: ca. 1 : 20

Aufnahme: Dr. H. Häusler

Abbildung 46: „Bankungsfugen“ im Mauthausener Granit (Trommelbergbruch) bei Perg, die von einer vertikalen Großkluft geschnitten werden. Die flachen „Bankungsfugen“ des Granits sind etwas geöffnet und dadurch zum Teil wasserzünftig (dunkle Streifung der Wandfläche). Die Bankungsfugen sind ähnlich wie in den tertiären Schiefertonen auf Spannungssuperpositionen zurückzuführen, und zwar auf endogene Spannungsquellen (magmatische und tektonische Spannungen), auf exogene Spannungsquellen (Reliefspannungen und Umwandlungsspannungen) und auf die Spannungsänderungen durch den Abbau.

Aufnahme: W. Eppensteiner

Abbildung 47: Die steile Granitkluft wie in Abbildung 46 schräg nach oben aufgenommen mit den scharfen Rändern der „Bankungsfugen“. Diese lassen erkennen, daß die Bankungskörper infolge der Superpositionsspannungen des Granites eine geringe Seitenausdehnung zur Großkluft hin erfahren haben.

Aufnahme: W. Eppensteiner

Abbildung 48: Ausschnitt aus der Abbildung 47. An der „Bankungsfuge“ erscheint der jeweils höhere Bankungskörper über den darunterliegenden Körper und über die Großkluft treppenförmig herausgeschoben (siehe Abbildung 45).

Abbildung 45

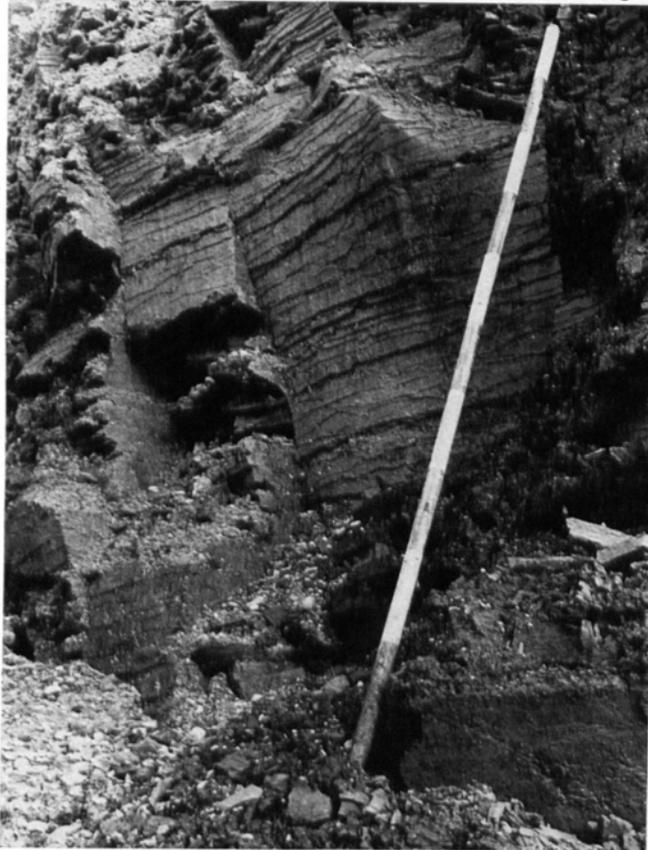


Abbildung 44

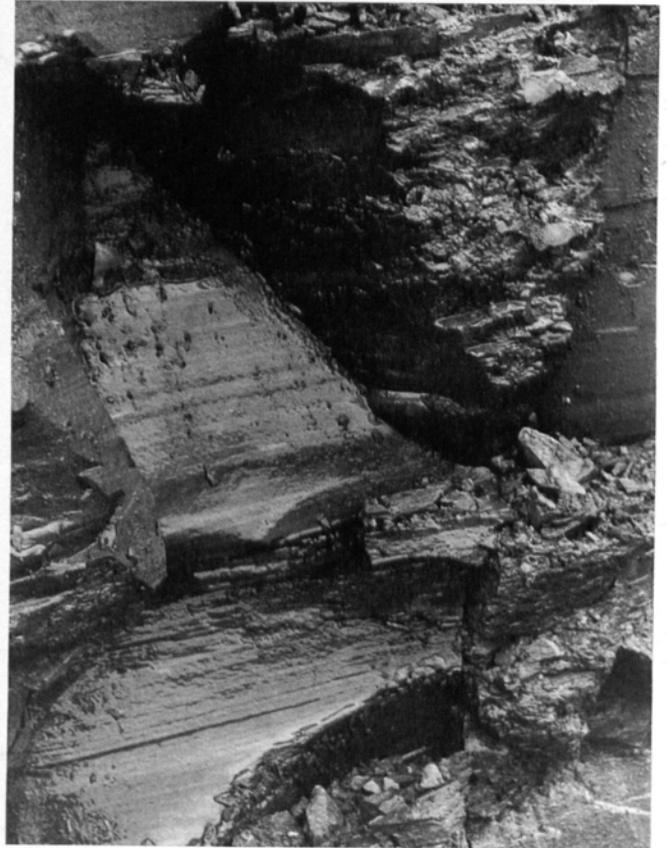


Abbildung 46

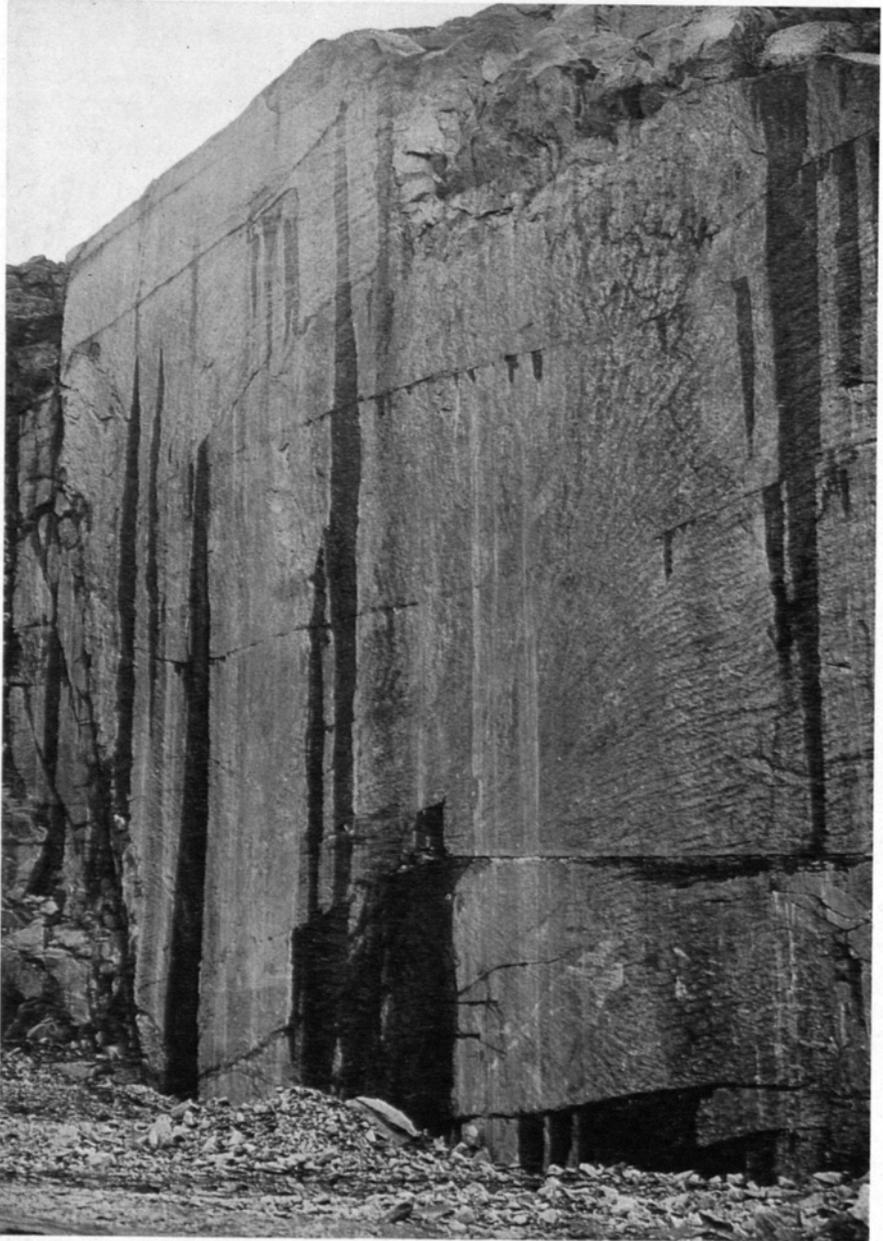


Abbildung 47

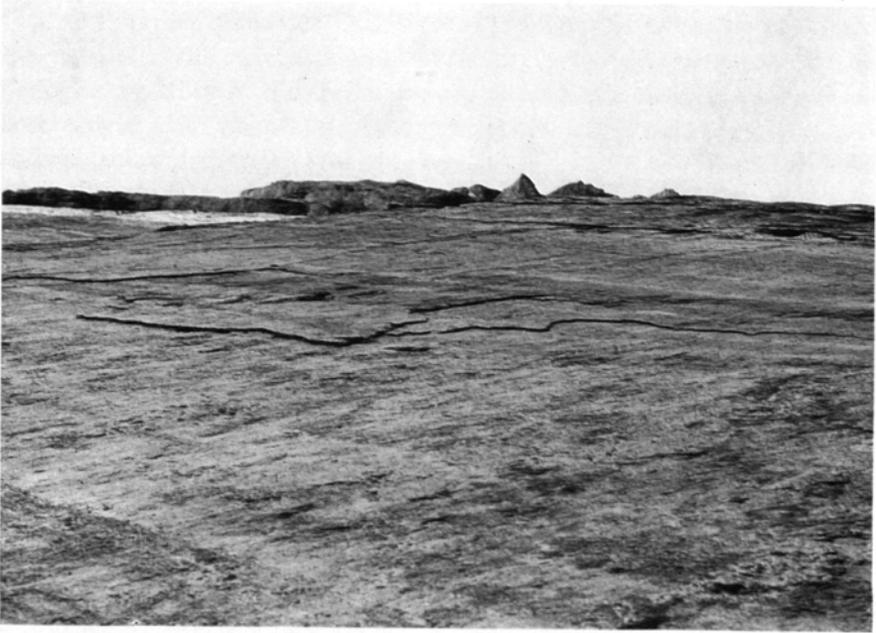
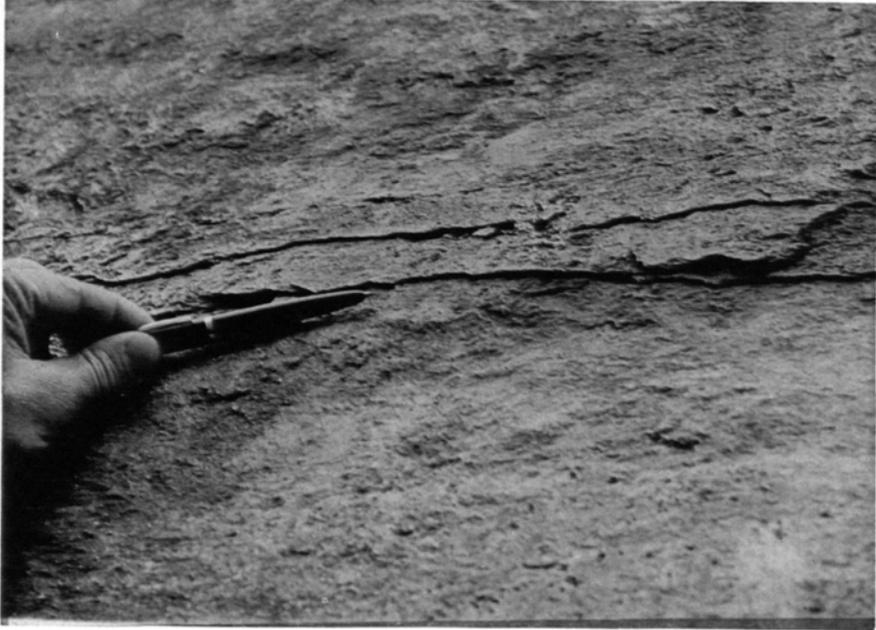


Abbildung 48



wie zum Beispiel in dem Buch von F. MOHR über Gebirgsmechanik (Goslar 1963) lediglich der Überlagerungsdruck des Gebirges in Rechnung gestellt. Die potentiellen elastischen Formveränderungsenergien geologischer Körper, die durch äußere geologische Kräfte entstanden sind, sowie die ebenfalls außerordentlich wichtigen, derzeit noch aktiven tektonischen Kräfte wurden hiebei noch nicht beachtet. Die genauere physikalische Beschreibung geologischer Körper gewinnt über den methodischen Wert für die geologischen Beobachtungen hinaus auch eine praktische Bedeutung für die Ingenieurgeologie. Die vorliegende Untersuchung war zunächst als Beitrag zu den bisherigen Bemühungen um die Erkenntnisse geologischer Körper geplant. Die Ergebnisse konnten darüber hinaus für baugeologische Bearbeitungen verwendet und überprüft werden.

S c h r i f t t u m :

Anderson, E. M., 1963: The dynamics of faulting. London.

Ayrenschmalz, L., 1958: Wörterbuch zur Festigkeitslehre. München.

/ Borowicka, H., 1962: Bodenmechanik – Felsmechanik. Österr. Ing.-Zeitschrift 5. Wien.

Braumüller, E., 1959: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. Erdöl-Zeitschrift, Wien.

Braumüller, E., 1961: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. Erdöl-Zeitschrift, Wien.

/ Breth, H., 1960: Die Festigkeit vorbelasteter Böden. Geologie und Bauwesen 25, Wien.

Bridgman, P. W., 1938: Reflections on rupture. Journ. Applied Physics 9, Lancaster, Pennsylvania.

Buchheim, W., 1958: Umriss einer phänomenologischen Theorie der elastischen Nachwirkungen und Plastizität isotroper Gesteine. Freiburger Forschungshefte Reihe C, 45, Berlin.

Buchheim, W., 1961: Zur Berücksichtigung der Zeitabhängigkeit in der Theorie des mechanischen Verhaltens von Gesteinsmassen. Geologie und Bauwesen 26, Wien.

Engelhardt, W., 1960: Der Porenraum der Sedimente. Berlin.

Grill, R., und Waldmann, L., 1950: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. Jahrb. geol. B. A. 44, Wien.

{ Häusler, H., 1938: Ein Beitrag zur Lößfrage. Zentralblatt f. Min. et, Jg. 1938, Abt. A, Nr. 12, Stuttgart.

Häusler, H., 1944: Die geologischen Grundlagen der Sedimentbildung, ein Entwurf der geologischen Beurteilung der Sedimente. Habilitationsschrift, Manuskript Wien.

- Häusler, H., 1948: Aufschlußuntersuchungen des Tonlagers Utzenaich der Firma Auinger und Bramberger, Ziegelwerke Utzenaich. Manuskript.
- Häusler, H., 1951: Eine Notiz zur Rißbildung an feuchten Peliten. Geologie und Bauwesen, Jg. 1951, Wien.
- Häusler, H., 1953: Geologischer Bericht zur Injektion der Drossensperre. Manuskript, Tauernkraftwerke AG, Salzburg-Linz.
- Häusler, H., 1953: Die Bedeutung boden- und vegetationskundlicher Untersuchungen für den Bauingenieur. Zeitschrift des Österreichischen Ingenieur- und Architektenvereines, 98, Wien.
- Häusler, H., 1955: Auwald und Grundwasser. Österreichische Wasserwirtschaft 7, Wien.
- Häusler, H., 1957: Die Auwaldböden der Umgebung von Linz. Naturkundl. Jb. der Stadt Linz 1957, Linz.
- Häusler, H., 1958: Aktuelle Geologie im Großraum von Linz, Naturkundl. Jb. der Stadt Linz 1958, Linz.
- Häusler, H., 1959: Das Wirken des Menschen im geologischen Geschehen. Naturkundliches Jb. der Stadt Linz 1959, Linz.
- Häusler, H., 1961: Baugeologischer Schlußbericht über das Kraftwerksprojekt Ottensheim als Unterlage der behördlichen Kollaudierung. Manuskript, Linz.
- Häusler H., 1961: Ennskraftwerk St. Pantaleon - Krafthaus. Geologischer Vorbericht vom 26. Juni 1961. Ennskraftwerke AG, Steyr, Manuskript, Linz.
- Häusler, H., 1962: Geologisches Gutachten über die Sperrenstelle Toreck, Manuskript, Linz.
- Häusler, H., 1963: Geologische Voruntersuchung zum KW-Projekt St. Pantaleon vom 11. Februar 1963. Ennskraftwerke AG, Steyr, Manuskript, Linz.
- Häusler, H., 1963: KW-Projekt St. Pantaleon - Krafthaus. Baugeologischer Bericht über die Baustellenbegehung vom 25. Februar 1963. Ennskraftwerke AG, Steyr, Manuskript, Linz.
- Häusler, H., 1963: KW-Projekt St. Pantaleon - Krafthaus. Baugeologischer Bericht über die Baustellenbegehung vom 1. April 1963. Ennskraftwerke AG, Steyr, Manuskript, Linz.
- Häusler, H., 1963: KW-Projekt St. Pantaleon - Krafthaus. Baugeologischer Bericht über die Begehung vom 16. und 22. April 1963. Ennskraftwerke AG, Steyr, Manuskript, Linz.
- Häusler, H., 1963: Kraftwerksprojekt St. Pantaleon - Krafthaus. Baugeologischer Bericht über die Baustellenbegehung vom 13. Mai 1963. Manuskript Ennskraftwerke AG, Steyr, Linz.
- Häusler, H., 1963: Zur Einführung geologischer Schnittsysteme in baugeologische Untersuchungsprogramme (geologisches Rostverfahren), insbesondere bei Talsperrenprojekten. Österr. Ingenieur-Zeitschrift, 6, Wien.
- Häusler, H., 1964: Verbesserungen der geologischen Bearbeitung bautechnischer Projekte. Österreichische Bauzeitung 1964, Wien.
- Häusler, H., 1965: Vorbericht über Untersuchungen von Gesteinsdeformationen durch Spannungsänderungen an Probekörpern aus den aquitanen Schiefer-tonen im Raum von Linz. Naturkundl. Jb. der Stadt Linz 1965, Linz.

- Häusler, H., 1965: Eine geologische Analyse von Feinstrukturen im Ruinenmergel. Sitzungsber. d. Österr. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. Abt. I, 174, Wien.
- Hiersemann, L., 1957: Über die Bedeutung der Rheologie für geophysikalisch-geologische Theorien. Geologische Rundschau 46, 1957, Stuttgart.
- Horninger, G., 1958: Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung. Geologie und Bauwesen, Wien.
- Howe, J. A., 1910: The geology of building stone, London.
- Johns, R. H., 1943: Sheet structure in granites. Journ. of geol., 51, Chicago.
- Kármán, Th., 1912: Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. Mitt. Forschungsarbeiten V. D. J., Heft 118, Berlin.
- Kastner, H., 1962: Statik des Tunnel- und Stollenbaues. Berlin.
- King, H. M., 1957: Mechanics of hydraulic fracturing. AIME Petroleum Transactions 210.
- Kienow, S., 1951: Experimentelle Untersuchungen über das Festigkeitsverhalten und den Deformationsmechanismus von trockenem Ton unter verschiedenen allseitigen Drucken. N. Jb. f. Geol. u. Pal. 1951, Stuttgart.
- Kieslinger, A., 1957: Zur Spaltbarkeit von Granit. Montanrundschau 5, Wien.
- Kieslinger, A., 1958: Restspannung und Entspannung im Gestein. Geologie und Bauwesen, 24, Wien.
- Kieslinger, A., 1960: Gesteinsspannungen und ihre technischen Auswirkungen. Z. deutsch. geol. Ges., 112, Hannover.
- Kohlrausch, F., 1927: Lehrbuch der praktischen Physik.
- Leet, D., und Judson, Sh., 1959: Physical Geology. New Jersey.
- Müller, L., 1962: Über die Entstehung oberflächenparalleler Klüfte, Versuch einer geomechanischen Erklärung. Geologie und Bauwesen, 27, Wien.
- Oberst, H., 1963: Elastische und viskose Eigenschaften von Werkstoffen. Berlin.
- Odé, H., 1957: Mechanical analysis of dike pattern of the Spanish Peaks area, Colorado. Bull. of the geol. soc. of America, 68, New York.
- Pollack, V., 1925: Versuch einer Übersicht der Massen- und Bodenbewegung. Jb. geol. B. A. 75, Wien.
- Pöschl, Th., 1952: Elementare Festigkeitslehre. Berlin.
- Protodjakonow, M. M., 1959: Zum Vortrag von A. Salustowicz, Internationale Gebirgsdrucktagung 1958. Diskussionen, Berlin.
- Quervain F. de., u. Jenny, V., 1951: Verhalten der Bausteine gegen Witterungseinflüsse. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Bern.
- Rabczewicz, L., 1944: Gebirgsdruck und Tunnelbau. Wien.
- Ramdohr, P., 1942: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, Stuttgart.
- Richey, J. E., 1963: Granite, Water Power, London.
- Rös, M., u. Eichinger, A., 1928: Versuche zur Klärung der Frage der Bruchgefahr, Zürich.
- Sander, B., 1948: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Wien.
- Schadler, J., 1949: Ennskraftwerk St. Pantaleon, Geologisches Gutachten. Ennskraftwerke AG, Steyr, Manuskript.
- Scheidegger, A. E., 1964: Tektonische Spannungen und deren Einfluß auf geologische Verschiebungen. Geologie und Bauwesen, 29, Wien.

Scheidig, A., 1934: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften, Dresden und Leipzig.

Schiller, W., 1923: Seltsame Spannungserscheinungen und Bodenerosion in devonischen Schiefeln der Chopade bei Cuyabá in Matto Grosso (Mittel-Brasilien). Geologische Rundschau, 14, Berlin.

Stini, J., 1950: Tunnelbaugeologie, Wien.

Sueß, E., 1913: Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, Wien.

| Terzaghi, K., 1925: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Leipzig und Wien.

| Terzaghi, K., 1954: Theoretische Bodenmechanik. Berlin.

Timoschenko, S., u. Leselles, J. M., 1928: Festigkeitslehre. Berlin.

Watznauer, A., 1958: Über die Möglichkeit des Auftretens einer tektonischen Komponente im Gebirgsdruck. Internat. Gebirgsdrucktagung 1958. Berlin.

White, W. S., 1946: Rock bursts in the granite quarries at Barre, Vermont. Geol. Survey, Washington.

Wilhelmy, H., 1958: Klimamorphologie der Massengesteine.

Zwicker, C., 1942: Technische Physik der Werkstoffe, Berlin.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Heinrich Häusler
Tummelplatz 4, 4020 Linz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz \(Linz\)](#)

Jahr/Year: 1966

Band/Volume: [12](#)

Autor(en)/Author(s): Häusler Heinrich

Artikel/Article: [Gesteinverformung durch Spannungsänderungen an Probekörpern aus den aquitanen Schiefertönen im Raum von Linz 73-148](#)