

Die Sandsteingänge in der San Antonio-Formation (Senon) des Rio Querecual, Ostvenezuela

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **54 (1961)**

Heft 2

PDF erstellt am: **11.08.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

dass es der Mühe wert schien, einmal den feinern Zügen einer solchen klastischen Intrusion nachzuspüren und die in Physik und Technik erarbeiteten Erkenntnisse über das Verhalten von Gemischen aus Flüssigkeit und Festpartikeln auf sie anzuwenden. Dies wird in einer manchem vielleicht etwas übertrieben scheinenden Breite vorgetragen, in der Hoffnung, das Verständnis der Mobilisation klastischer Massen im allgemeinen und besonders auch im magmatisch-kristallinen Bereich werde dadurch gefördert. Im übrigen teilt der Schreibende die Abneigung der meisten Fachgenossen, Berechnungen anzustellen für geologische Prozesse, die nur bruchstückhaft bekannt und von einer allen Bemühungen spottenden Kompliziertheit sind. Wenn trotzdem einige numerische Abschätzungen eingeflochten werden, so vor allem deshalb, weil sie dazu zwingen, ein bestimmtes, wenn auch grob vereinfachtes Modell einigermassen durchzuarbeiten, anstatt bequem bei der blossen Beschreibung oder im vagen Allgemeinen zu verharren, und damit können sie unsere Erkenntnis nur fördern.

Es wurde also versucht, eine lebendige und mechanisch vertiefte Vorstellung von den San Antonio-Intrusionen zu gewinnen, einmal um ihrer selbst willen, dann aber auch, um auf der Grundlage dieses spezifischen Beispiels das Verhalten klastischer Massen überhaupt besser überblicken zu können. Weite Bezirke der Kruste können ja als ein System von Festteilchen und Porenflüssigkeit charakterisiert werden – man denke nur an die berühmten Kristallbreie des Unterbaus –, und wir rühren deshalb mit dem mehr eigenartigen als imponierenden Phänomen der Sandsteingänge an ein wesentliches Problem der Krustenmechanik. Es schien deshalb angezeigt, in einem zweiten Teil der vorliegenden Arbeit das geologische Auftreten mobilisierter klastischer Massen aus unserer besondern Perspektive heraus kurz zu umreißen, ohne dabei monographische Vollständigkeit anzustreben. Besondere Beachtung wurde den kontroversenreichen Themen geschenkt, den Gangmyloniten, rheomorphen Gängen und gewissen intrusiven Graniten. Diese Bildungen sind zwar schon von anderer Seite eingehend besprochen worden (besonders von D. REYNOLDS, 1954), doch dürfte es nichts schaden, wenn man von verschiedenen Ausgangspunkten gegen dieselben Probleme konvergiert.

I. TEIL: DIE SANDSTEINGÄNGE IN DER SAN ANTONIO-FORMATION (SENON) DES RIO QUERECUAL, OSTVENEZUELA

Geographische und geologische Orientierung

Der Ort unserer Untersuchungen befindet sich in der Serranía del Interior, dem südlichen Teil des venezolanischen Küstengebirges, etwa 35 km südöstlich von Barcelona (Fig. 1), wo der Rio Querecual den senkrechten Südschenkel der Antiklinale von Bergantin durchbricht. Es handelt sich um eines der stratigraphischen Standardprofile von Venezuela, das in vielen Publikationen beschrieben oder erwähnt ist. Die San Antonio-Formation ist hier, an ihrer Typlokalität, etwa 400 m mächtig.

Sie wird von HEDBERG (1937) wie folgt charakterisiert:

“The formation consists of hard, thin-bedded, black, carbonaceous limestone and calcareous shale similar to that of the underlying Querecual formation but alternating with beds of hard,

light-gray, calcareous sandstone from 1 to 30 feet thick. Thin sections of the limestone frequently show abundant tests of pelagic Foraminifera, but these are usually filled with carbonaceous matter instead of with calcite as in the Querecual formation. Lenticular limestone concretions ranging from a few inches to several feet in diameter are common. Both limestone and shale are frequently sandy and some of the limestone is distinctly cherty.”

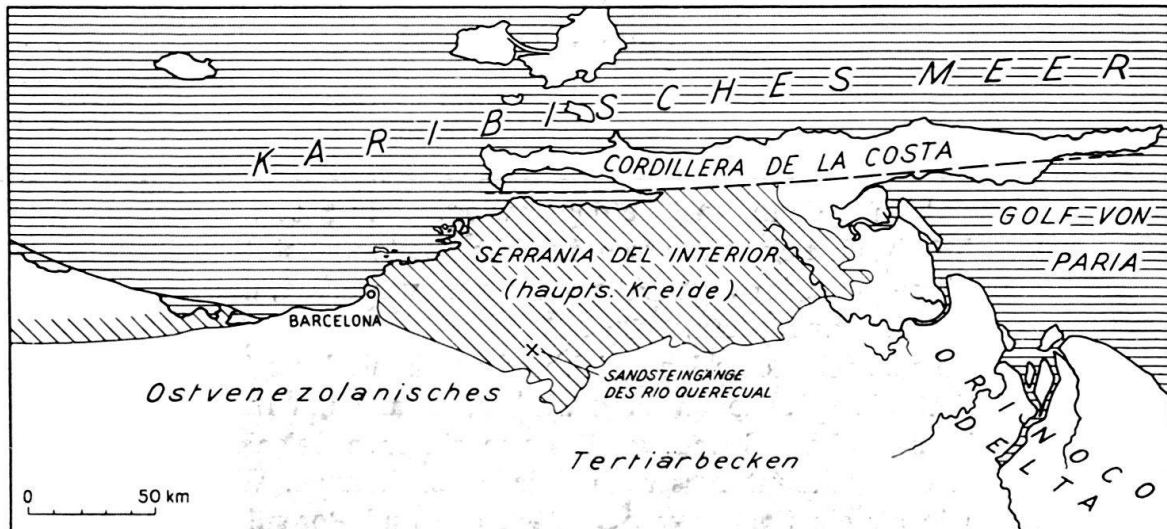


Fig. 1. Die geographische und geologische Lage der Sandsteingänge des Rio Querecual.

“Sandstones make up less than a third of the total thickness of the formation. They are well sorted, medium-grained, and almost always have calcareous cement. The sandstone beds are extremely variable in thickness, and thicken and thin at the expense of the adjacent shale or limestone with which they are in sharp contact.”

“Sandstone dikes are a striking feature of the formation both in the river section and on the top of Cerro San Antonio... They range in thickness from a few inches to 2 feet and cut across the limestones and shales at angles varying up to as much as 90 degrees to both bedding and strike. The dikes are frequently branching and may intersect at various angles. Little relation to jointing can be established. In one instance a dike several inches thick was found cutting directly through one of the characteristic limestone concretions of the formation. The sandstone of the dikes shows little or no stratification but is lithologically identical to that of the bedded sandstones although in no case where the dikes seem to be actually connected with the beds. With one exception, the heavy mineral character of the dikes was found to be identical with that of the bedded sandstones.”

Die San Antonio-Formation und die liegende Querecual-Formation sind reich an organischem Material, es handelt sich weitgehend um sapropelitische Gesteine, Erdölmuttergesteine, und aus diesen Schichten wird denn auch in verschiedenen Teilen Venezuelas Erdöl produziert.

Beschreibung der Gänge

Die oben zitierte Beschreibung von HEDBERG enthält, soweit uns bekannt, die ausführlichste Darstellung der Sandsteingänge. Diese werden zwar in allen folgenden Arbeiten im Zusammenhang mit der San Antonio-Formation stets erwähnt, jedoch nie mehr eingehend beschrieben (z. B. HEDBERG 1944, 1950, RENZ, 1957). Nichts ist bekannt geworden über ihre mutmassliche Genese oder auch nur über besondere Merkmale, die für die genetische Deutung wesentlich sein könnten.

Solche Merkmale sind vorhanden, ihrer Beschreibung sind die folgenden Seiten und Textfiguren gewidmet. Sie sind vielfältig und deswegen – obwohl oft verwirrend – besonders aufschlussreich. Zunächst sollen die makroskopischen Aspekte der Gänge untersucht werden, daraufhin ihre Innenstruktur.

Fig. 2 und besonders die detailliertere Fig. 3 zeigen auf kleinem Raum zusammengedrängt die meisten Erscheinungen, die sich an den Sandsteingängen der San Antonio-Formation beobachten lassen. Es handelt sich um ein penekondantes bis diskordantes System von anastomosierenden Gängen, d. h. um ein



Fig. 2. Ein System von penekondanten, anastomosierenden Sandsteingängen.

kompliziertes Netzwerk von Splitter- und Zweiggängen, die bald diskordant das Wirtsgestein als Dikes durchbrechen, bald mehr oder weniger konkordant als Sills den Schichtflächen folgen. Die Dicke der Gänge variiert von einigen Dezimetern zu Bruchteilen eines Zentimeters oder sogar, wie sich unter dem Mikroskop feststellen lässt, eines Millimeters. Die Gänge sind oftmals verfaltet oder zerschert und zerbrochen. Mit ihnen kann auch das Wirtsgestein in komplizierter Weise

deformiert sein. Sie enthalten manchmal reichlich Einschlüsse des Wirtsgesteins und können sich sogar mit diesem vermengen und so diffus in ihrer Umgebung aufgehen.

Fig. 3 enthält somit schon wesentliche Elemente zur Deutung der Genese der Gänge, aber wir möchten diese Aufgabe zunächst noch zurückstellen und die einzelnen Erscheinungen jede für sich in übersichtlicherer Weise vorführen.



Fig. 3. Detailausschnitt des Systems von Fig. 2. Die Gänge (weiss) sind oft papierdünn, und ihre Verflechtung ist mancherorts von fast kapillarer Feinheit. Verfaltung und sogar Vermischung mit dem Wirtsgestein sind häufig. Das Gangnetz ist nicht isotrop, sondern deutlich in der Schichtung ausgerichtet. Offenbar stellt diese Zone eine mit der Intrusion syngenetische Bewegungsschicht dar. Punktierte Flächen: Laub- und Schuttbedeckung.

1. Konkordanz, Diskordanz und Anastomose

Für diese Besonderheiten sei nochmals auf Fig. 2 und 3 verwiesen. Wie schon HEDBERG bemerkte (1937, s. o.), können sich Gänge und Schichten unter den verschiedensten Winkeln schneiden. Oft sind die Gänge fast konkordant und von einer gewöhnlichen Sandsteinschicht kaum zu unterscheiden. Verzweigung und Anastomose sind die Regel, wenn sie auch lange nicht immer die auf Fig. 3 dargestellten Ausmasse annehmen, wo eine geradezu kapillare Verflechtung vorliegt. Manchmal finden sich unregelmässige, aus Gängen zusammengesetzte Polygone, die bis zu mehreren Metern Durchmesser erreichen können.

Die Penekonkordanz vieler Gänge schliesst von vornherein die Möglichkeit einer Sedimentation in offene Spalten aus und deutet auf Intrusion²⁾ unter grösseren Drucken hin. Die Anastomose zeigt Brekzierung des Wirtsgesteines an, die vielleicht z. T. schon vor der Intrusion bestanden haben mag, zur Hauptsache aber während dieses Prozesses eingetreten sein muss.

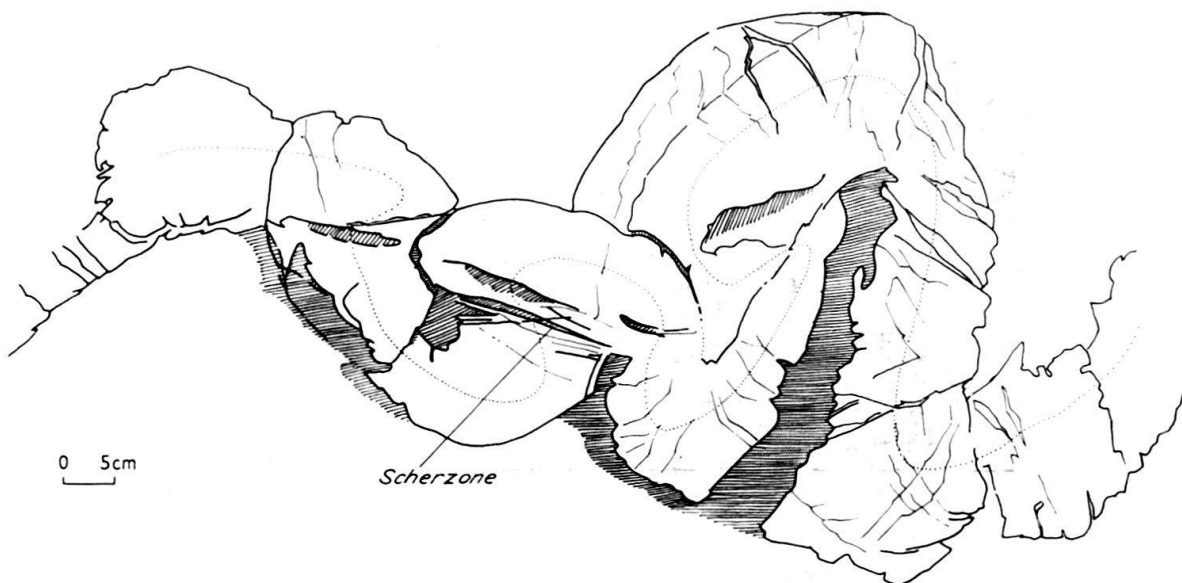


Fig. 4. Ein intensiv verfalteter Sandsteingang. Zunächst fluide Schlingen werden durch fortgesetzte Deformation bei erstarrendem Ganginhalt zerschert. Die punktierte Linie gibt den ungefähren Faltenverlauf wieder.

2. Verfaltung und Zerschierung

Auf Fig. 4 ist ein intensiv verfalteter Gang abgebildet, und zwar handelt es sich dabei um die Seite eines durch Anastomose bedingten Polygons. Diese Verfaltungen

²⁾ Unter «Intrusion» sei hier und im folgenden das Eindringen einer mobilen Masse in eine relativ immobil verharrende verstanden, wenn immer dies unter dem Einfluss des Flüssigkeitsdruckes (Gasdruckes) der mobilen Masse geschieht. In diesem Sinne intrudiert ein unverfestigter Sedimentbrei des Meeresgrundes in eine sich öffnende Spalte der Unterlage, wenn er nicht bloss unter seinem Eigengewicht hineinfällt, sondern wenn seine Porenflüssigkeit durch den hydrostatischen Druck des überlagernden Wassers zusätzliche kinetische Energie erhält. Dagegen wäre natürlich das Füllen einer Spalte durch normale Sedimentation – d. h. Ablagerung der Festpartikel unter der Wirkung ihrer Schwere – keine Intrusion. Die bei sedimentären Intrusionen entstehenden Gesteine möchten wir indessen nicht als «Intrusivgesteine» bezeichnen, da dieser Begriff für magmatische Bildungen reserviert bleiben sollte.

sind häufig, allerdings sind sie nicht immer von derselben Intensität und von gleichem Charakter. Bei näherem Zusehen zeigt es sich, dass die auf Fig. 4 abgebildete Faltung ausserordentlich kompliziert ist. Ihr ungefährer Verlauf ist durch die punktierte Kurve angedeutet. Man hat den Eindruck, die Faltung habe begonnen, als der Ganginhalt noch unverfestigt, ja hochmobil war, und dass sie zu Ende geführt wurde bei zunehmender Erstarrung. Die letzte Phase bestand nur noch aus Zerr- und Scherbewegungen entlang engen Zonen oder scharf definierten Flächen. Diese Verhältnisse lassen sich besonders schön auf polierten Anschliffen verfolgen, wie sie auf Fig. 18 und 19 dargestellt sind. Doch handelt es sich dabei um Probleme der Innenstruktur, die in einem besondern Kapitel behandelt werden.

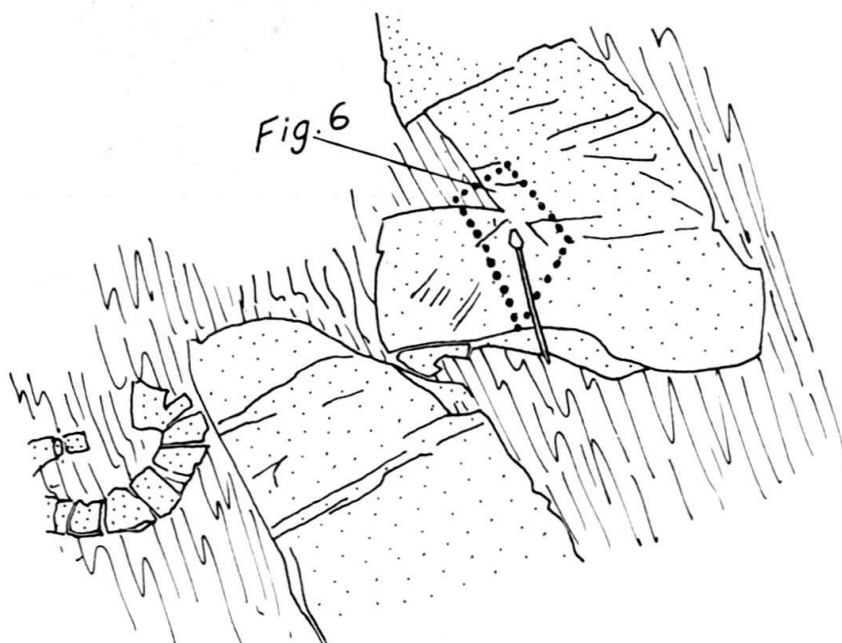


Fig. 5. Ein verfalteter, zerscherter und zerbrochener Gang. Am linken Bildrand sind einige isolierte Gangfragmente zu sehen, darunter ein eingerollter und durch Klüfte segmentierter Span.

Fig. 5 und 6 zeigen ein weiteres Beispiel von scharfer Verfaltung eines Ganges. Die Umbiegung ist gänzlich von Scherung und Klüftung dominiert, hat also offenbar stattgefunden, als das Gangmaterial schon weitgehend erstarrt war. Nach der Umbiegung reißt der Gang sodann an scharfer Knickstelle ab und setzt

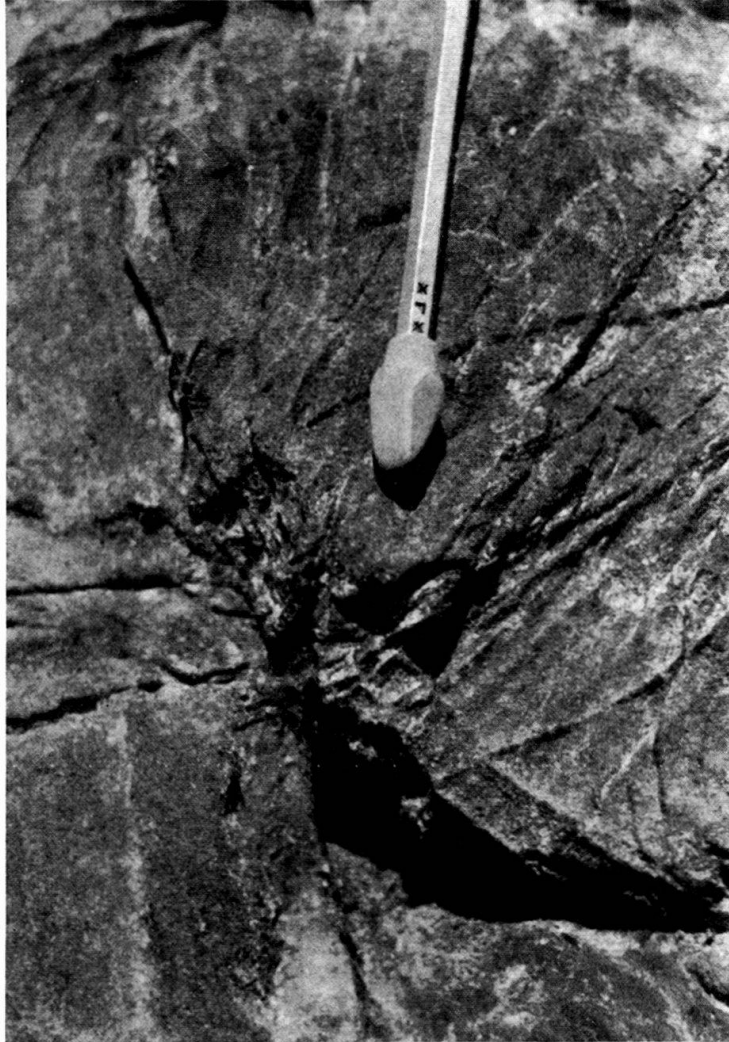


Fig. 6. Detail aus Fig. 5 (entgegengesetzte Blickrichtung!), zeigt den scharfen Knick des Ganges in der rechten Bildhälfte. Der Bleistift ist in derselben Position wie auf Fig. 5. Die etwas erhöht herauswitternden Scherflächen sind wie die der Fig. 17 durch tonige Intrusionen zweiter Generation charakterisiert (vgl. auch Fig. 19, 21). Die enggebündelten, negativ anwitternden, vom Faltenkern ausgehenden Scherflächen sind vom Typus der Zerschierung von Quarzkörnern aufweisenden, kalzitisch rekristallisierten Zonen (vgl. Fig. 18, 19, 20).

erst nach einer Schieferzwischenlage wieder ein. Ausserdem befindet sich neben dem grossen Gang ein isolierter Sandsteinspan, der eingerollt und durch Klüfte segmentiert ist. Es liegen also hier Deformationen in recht festem Zustand vor, die von Biegung und Zerschierung zum Bruch und zur Zerreißung führen. Und endlich zeigt das Beispiel des isolierten Sandsteinspanes, dass Gangfragmente gänzlich losgelöst von ihrer ursprünglichen Umgebung auftreten können.

3. Zerstückelung

Dieser Prozess der Fragmentierung eines Ganges wird durch Fig. 7 illustriert. Die Abbildung stellt einen grösseren verzweigten Gang dar, der mehrere Komplikationen aufweist. Der obere Zweiggang hört schon nach kurzer Strecke auf,



Fig. 7. Vollständig fragmentierter Zweiggang (punktiert). Isolierte Bruchstücke schwimmen im chaotisch gelagerten Wirtsgestein. Dessen Bewegungen haben den schon erstarrten Gang zerrissen. An der Fortsetzung des Zweiggangs in der linken oberen Bildecke wurde das Wirtsgestein gestaut, vielleicht auch nur gestaucht.

kann aber über einige unregelmässige Sandsteinfragmente mit einem grösseren Gangstück verbunden werden. Die Fragmente sind wohl als Überreste des einstmaligen kontinuierlichen Zweigganges zu deuten, der später zerrissen wurde. Nun schwimmen sie als eine Art exotischer Blöcke im Schiefer. Dessen Verhalten bei diesen Vorgängen ist besonders instruktiv.

4. Das Verhalten des Wirtsgesteins

In der rechten unteren Ecke von Fig. 7 ist die Lagerung des Wirtsgesteins einheitlich und ruhig, in leichter Diskordanz zum Gang. Beim oberen Segment des Zweigganges jedoch lässt sich schön feststellen, wie der Schiefer das untere Ende umfließt und in die Lücke hineindrängt (Fig. 8). Hier umhüllt er mit chaotischer



Fig. 8. Detail aus Fig. 7 (entgegengesetzte Blickrichtung!), zeigt die Stauung oder Stauchung an der Fortsetzung des Zweigganges. Dieser ist aus zwei Phasen zusammengesetzt, wobei die ältere, dunkle sich wie das spröde Wirtsgestein der Fig. 9 verhält.

Struktur die einzelnen Sandsteinfragmente. Man steht unter dem Eindruck, dass während und nach Verfestigung des Sandsteins die Schiefer Bewegungen ausführten, dabei die Gänge verfalteten, zerbrachen, segmentierten und die Segmente zum Teil losrissen und in ihre chaotischen Bewegungen mit einbezogen. An einigen der Gänge und Gangfragmente wurden die Schiefer jedoch gestaut und gezwungen, sie zu umfließen.

Oft sind Linsen oder Konkretionen von Gesteinen, die härter als die Schiefer sind, von Sandsteingängen durchbrochen. Diese ändern manchmal beim Eintritt in die härteren Gesteine abrupt ihr Verhalten, sie verzweigen sich, umschließen eckige Brocken, kurzum, man hat den Eindruck, als hätten sich diese Gesteine schon zur Zeit der Intrusion spröder verhalten als der umgebende Ton. Es ist anzunehmen, dass sie schon damals einigermaßen zementiert waren. Fig. 9 zeigt solche Verhältnisse. Hier wird eine Linse dunklen, sandigen Kalks von helleren Gängen zersplittert. Nach HEDBERG (1937, s. o.) kommt es auch vor, dass die charakteristischen ellipsoidalen Kalkkonkretionen von Gängen durchschlagen werden. Dies lässt darauf schließen, dass diese Konkretionen schon zur Zeit der

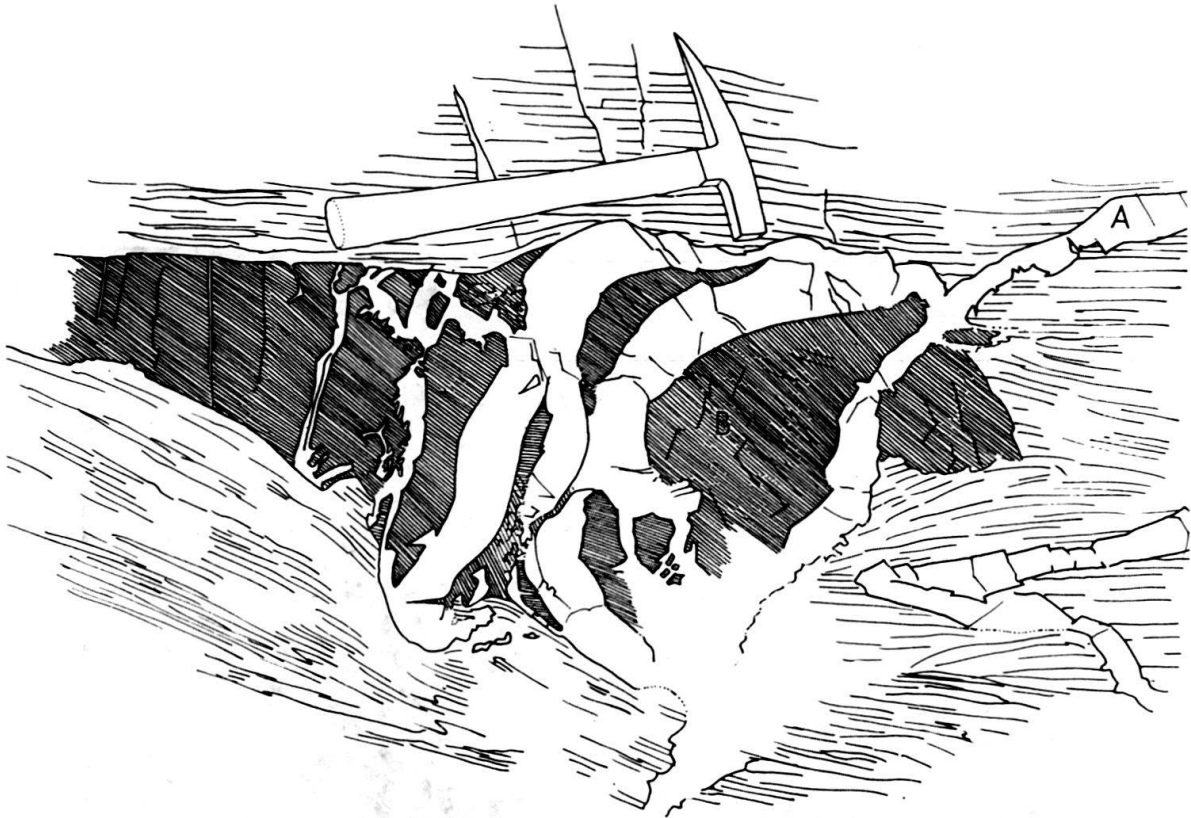


Fig. 9. Zersplitterung eines Ganges (A, weiss) beim Eintreten in ein spröderes Wirtsgestein (B, eng schraffiert). Dieses muss bei der Intrusion schon etwas zementiert gewesen sein. Die Austrittsstelle des Ganges A ist von Vegetation bedeckt.

Intrusion vorhanden waren, und zwar müssen sie schon damals weitgehend zementiert gewesen sein, da sie ihre Entstehung der Ausfällung von Kalzit um verwesende Organismen herum verdanken (z. B. WEEKS, 1957). Auch aus dem Verhalten bei der Kompaktion lässt sich auf frühdiagenetische Zementierung dieser Konkretionen schliessen. Im Gegensatz zu den Lutiten, die auf einen Bruchteil ihrer ursprünglichen Mächtigkeit zusammengedrückt sind (bis auf weniger als $\frac{1}{5}$), scheinen die Konkretionen ihre ursprüngliche Dicke weitgehend bewahrt zu haben. Es ergibt sich daraus das charakteristische, an vielen Orten zu beobachtende Bild, dass die Lutite am Rand der Konkretionen scharf abgeschleppt sind (z. B. HEDBERG 1937, Pl. 3, Fig. 2). Solch ausgeprägte Unterschiede in der Zusammendrückbarkeit müssen sich sehr früh ausgebildet haben, da die Kompaktion zur Hauptsache in den obersten Metern neu abgelagerter Sedimente stattfindet.

In diesem Zusammenhang ist noch eine Beobachtung von grossem Interesse, die auf Fig. 11 festgehalten ist. Die Photographie stellt eine Kieselbank dar, die von mehreren Gängen durchbrochen wird. Unter diesen ist besonders merkwürdig ein dünner, penekondanter Gang, der von einem dickeren, diskordanten, keilförmig eingespiessten Gang verbogen wird. Ausserdem wurde der dünne Gang aber auch noch, unabhängig von diesem Vorgang, durch seitliche Kompression gestaucht, da ja blosse Beulung mit Streckungserscheinungen verbunden sein müsste, während im Gegenteil seitliche Verkürzung feststellbar ist. Die Verbiegung des Ganges ist nicht von einer entsprechenden Zerschering und Zersplitterung

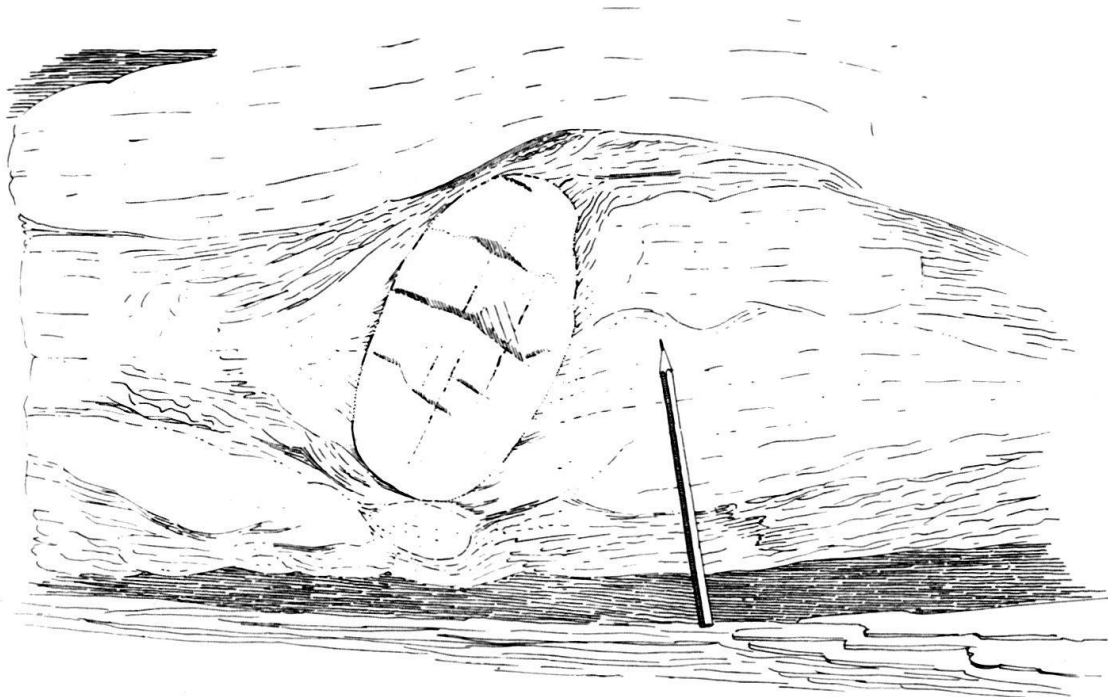


Fig. 10. Intraformational gerollte Kalkkonkretion der Querecual-Formation (Turonien). Die Schichtung in der Konkretion ist noch erkennbar. Diese muss schon weitgehend zementiert gewesen sein, als sie durch Rutschbewegungen in den umgebenden Peliten gerollt wurde.

des Kieselgesteines begleitet. Entweder muss also die Biegung des Ganges schon in der primären Fraktur vorhanden gewesen sein – eine unwahrscheinliche Annahme – oder aber das Kieselgestein muss zur Zeit der Intrusion noch eine weiche Masse dargestellt haben, die zwar, wie der Ton, plötzlicher Zerklüftung fähig war, jedoch auf allmähliche Stauchung noch ausgesprochen bildsam reagierte. Eine dritte Möglichkeit besteht darin, dass durch postintrusive diagenetische (metasomatische) Vorgänge frühere Bewegungsspuren wieder verwischt wurden. Jedenfalls dürfte die endgültige Ausbildung der Kiesellage postintrusiv und damit ein späterer Vorgang sein als die Bildung der Kalkkonkretionen.

An den schon frühdiagenetisch verfestigten Kalkkonkretionen lässt sich oftmals feststellen, dass sie sich in den noch unverfestigten, manchmal chaotisch deformierten Lutiten bewegt haben. So zeigt Fig. 10 eine Konkretion aus der liegenden Querecualformation, die einige hundert Meter flussaufwärts von den Sandsteingängen gefunden wurde. Viele ähnliche Beobachtungen lassen sich aber auch in der San Antonio-Formation selbst anstellen. Die Innenstruktur der Konkretion weist noch die ursprüngliche Schichtung auf, die durch die Kalkausfällung nicht ganz verwischt wurde. Sie zeigt, dass die Konkretion gegenüber den umgebenden Lutiten verdreht ist, und in diesen lassen sich Stauchungen und Fältelungen feststellen, die grosse Ähnlichkeit mit Wirbeln haben. Offenbar wurde die Konkretion durch Differentialbewegungen in einer noch nicht ganz verfestigten Sedimentmasse gerollt. Wir möchten aus dieser und ähnlichen Beobachtungen schliessen, dass zur Zeit, als die San Antonio-Formation abgelagert wurde, diese Gegend von periodischen subaquatischen Rutschungen heimgesucht wurde, die noch wenig

verfestigte Schlamm- und Tonmassen mit Konkretionen und Linsen schon weitgehend verfestigter Gesteine erfassten. Die Deformationen im Wirtsgestein der Sandsteingänge sind sehr ähnlicher Art, und dieselbe Deutung drängt sich auf. Die Verfaltung, Zerschering und Zerstückelung der Gänge ist durch die Bewegungen der umgebenden Massen bedingt, auch sie wäre das Ergebnis subaquatischer Rutschungen. Die Verfaltung begann zu einer Zeit, da die Intrusionsmassen mancherorts noch fluid waren, und die Bewegungen setzten sich auch noch fort, als einige der Gänge schon gänzlich erstarrt waren. Es ist also anzunehmen, dass gleichzeitig mit den Intrusionen submarine Rutschungen stattfanden und dass diese auch noch anhielten, als die Intrusionen schon längst auf-

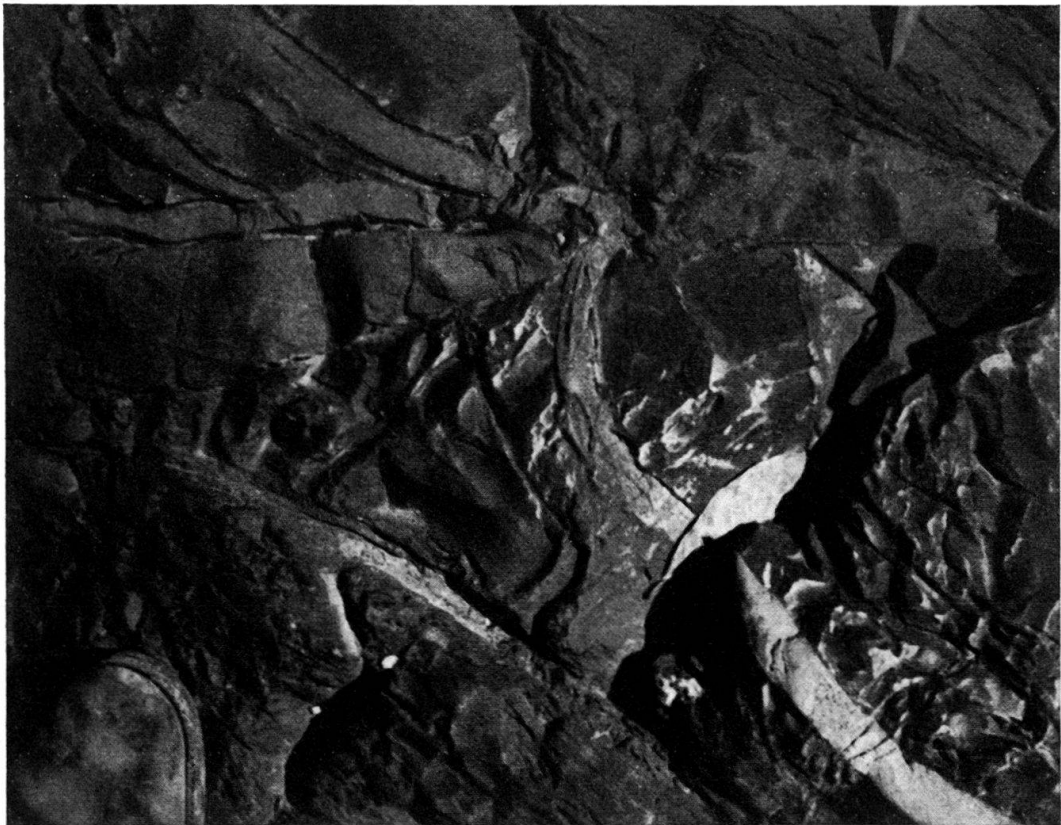


Fig. 11. Sandsteingänge in einer kieseligen Bank. Diese scheint bei der Verfaltung des diagonal von der rechten unteren Ecke aus verlaufenden Ganges nicht beansprucht worden zu sein. Sie war offenbar zur Zeit der Intrusion noch unverfestigt und bildsam. Die Verkieselung war also in diesem Falle ein relativ später Prozess.

gehört hatten. Die Gleichzeitigkeit von Rutschungen und Intrusionen lässt einen kausalen Zusammenhang vermuten. Die Annahme liegt auf der Hand, dass bei den Rutschbewegungen Spalten und Klüfte im Wirtsgestein aufrissen – wenigstens temporär – und dass der Sand in diese Hohlräume intrudiert wurde. Die Intrusion war ein rascher Vorgang, während die Rutschbewegungen gemächlich weitergingen, als die Intrusion schon längst abgeschlossen und die Gänge erstarrt waren. Die etwas komplizierten mechanischen Verhältnisse bei diesen Vorgängen werden in einem besondern Abschnitt noch eingehender besprochen.

5. Die Innenstruktur der Gänge

Die Vielfalt in der äusseren Gestalt der Sandsteingänge findet ihr Gegenstück in einer ausserordentlich komplexen Innenstruktur. Das Gangmaterial hingegen ist eher eintönig und besteht fast ausschliesslich aus Quarz und Kalzit, die teilweise vermengt sind mit tonig-organischen Substanzen.

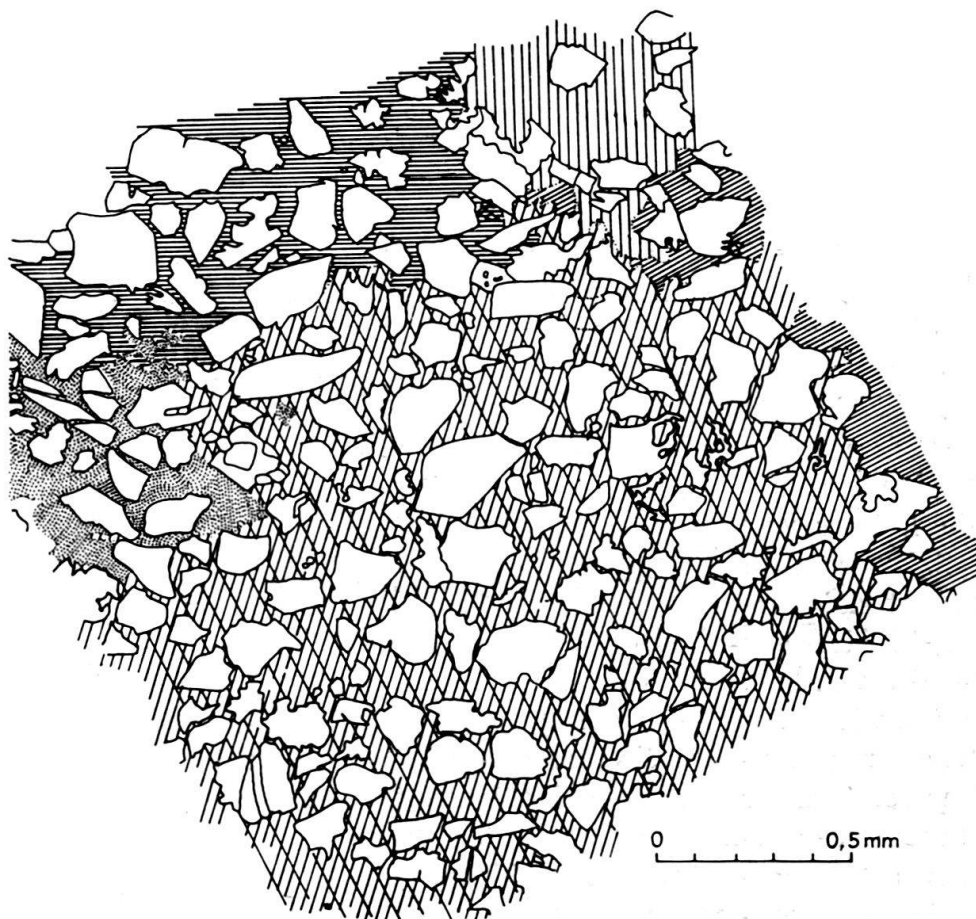


Fig. 12. Gangmasse, bestehend aus vorwiegend eckigen Quarzkörnern (weiss) in grobkristalliner kalzitischer Matrix (Kalzitpoikiloblasten, schraffiert). Häufig sind Auflösungserscheinungen an den Quarzkörnern. An einer Stelle wurde kieseliger Zement ausgeschieden (punktiert).

Fig. 12 zeigt eine typische Erscheinungsform des reinen Gangmaterials. Die Quarzkörner «schwimmen», sie sind eingefasst von grossen Kalzitpoikiloblasten. Bei diesen handelt es sich offenbar um ein sekundäres Phänomen, das durch Auflösung ursprünglicher Kalkkörner und spätere Wiederausfällung entstanden ist. Diese Auffassung ist auch gegenüber andern Fällen schwimmender Quarzkörner vertreten worden (PETTIJOHN, 1949, p. 483), sie findet in unserm besondern Fall eine Stütze in Fig. 13. Hier ist die Gangmasse lokal stark verunreinigt durch tonig-organische Beimengungen, welche die klastischen Körner vor später zirkulierenden Wässern weitgehend schützten. Unter diesen geschützten Körnern findet sich denn auch ein grosser Prozentsatz von kalkigen Komponenten.

Bei den Quarzkörnern fällt der grosse Anteil eckiger Fragmente auf. Es mag sich dabei z. T. um ursprünglich eckige Komponenten handeln, zum Teil haben sie

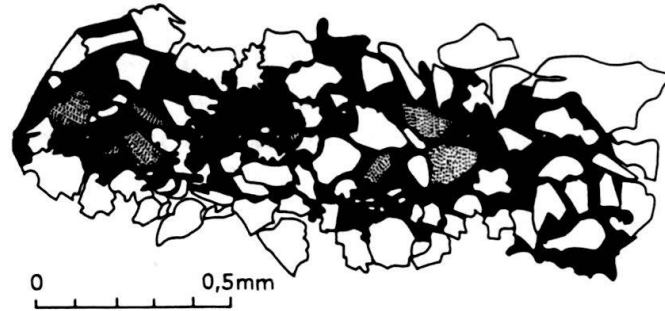


Fig. 13. Gargmasse, bestehend aus Quarz- (weiss) und Kalkkörnern (punktiert), in toniger Matrix (schwarz).

sich aber erst während und nach der Intrusion durch Fragmentierung gebildet. Zeugen für diesen Vorgang finden sich häufig, so z. B. auf Fig. 20. Lange Quarzlamellen, die ihrerseits durch Zerschneuerung entstanden sein müssen, werden quer zerstückelt, wobei die Fragmente mancherorts noch mehr oder weniger im Verbands bleiben.

Wie die Beimengung toniger Substanz zum größeren Material vonstatten geht, ist aus Fig. 14–16 ersichtlich. Fig. 14 zeigt, wie an der Knickstelle eines Ganges Fetzen von Schiefer in den Strudel der Intrusivmassen hineingezogen und in ganz grotesker Weise zerzaust werden. Auf Fig. 15 und vor allem Fig. 16 lässt sich die Fragmentierung der Schieferstücke und ihre Aufarbeitung zu einem tonigen Brei

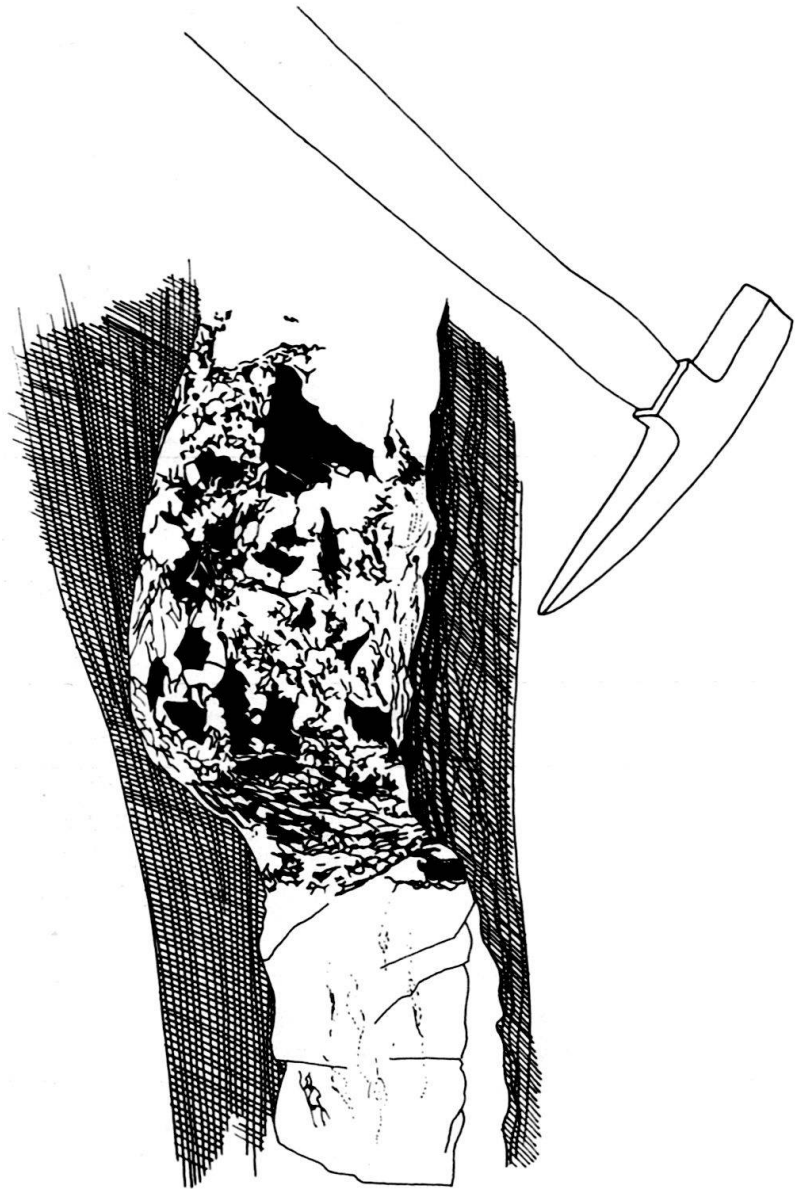


Fig. 14. Zerzauste und in Assimilation begriffene Fetzen des Wirtsgesteins im Innern eines Ganges. Die vielen diffusen, tonigen Schlieren schon assimilierten Wirtsgesteins sind nur stellenweise (punktiert) angedeutet.

schrittweise verfolgen. Zwischen die Schieferlagen werden ganz dünne Keile von Gangmaterial vorgetrieben, so dass das Schieferfragment in einzelne Lamellen zerfällt. Diese wiederum werden in noch kleinere Stücklein zerlegt, die von den Intrusivmassen verschleppt, zerdrückt und zu einem tonigen Brei verrührt werden.

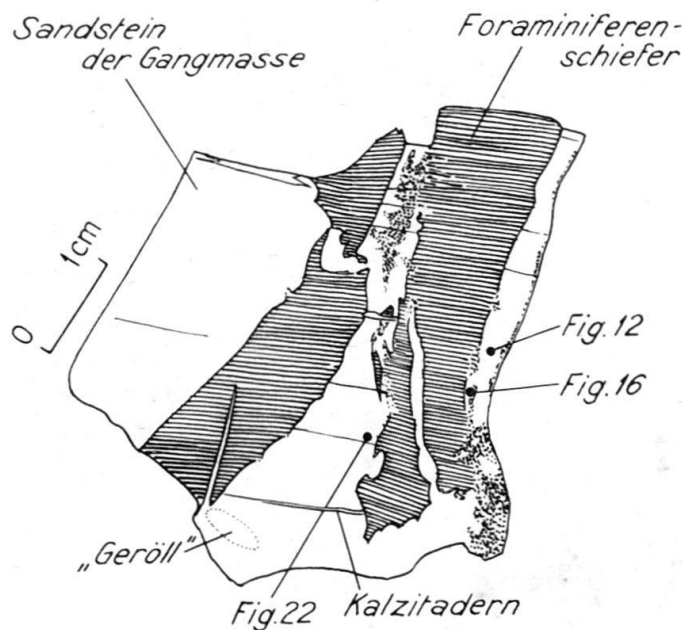
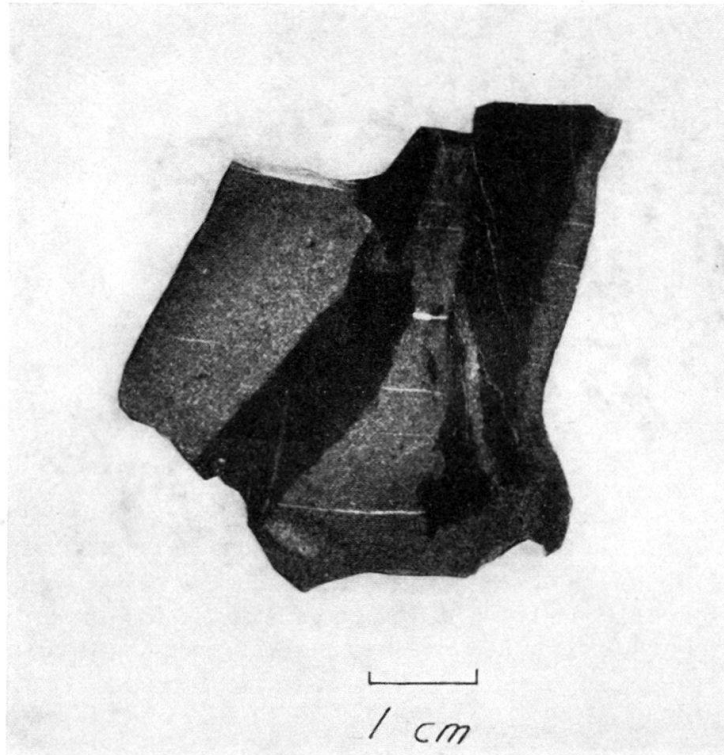


Fig. 15. Anschliff eines Ganges mit Fragmenten von Wirtsgestein, die z. T. in Auflösung begriffen sind. Das Ganggestein dazwischen ist durch kalzitische Streckungsklüfte segmentiert. Nahe dem untern Rand des Bildes ist das «Geröll» eines grobkörnigen Sandkalkes zu sehen, das vielleicht aus einem Klumpen grobkörnigen und deshalb weniger fluiden Sandes hervorgegangen ist.

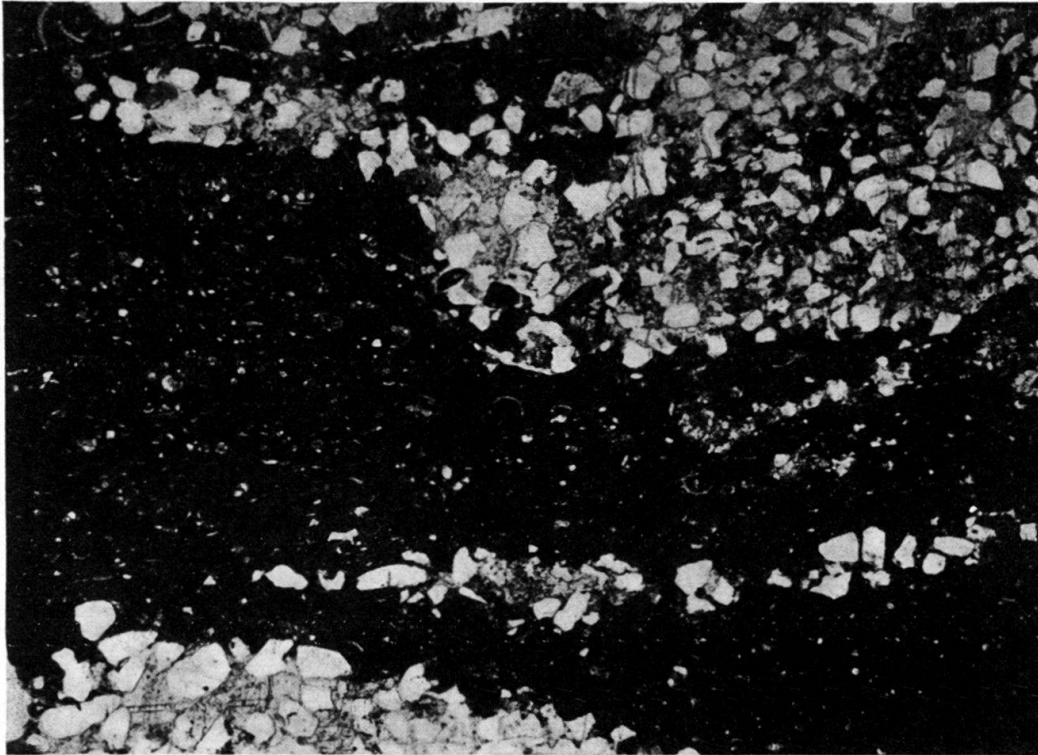


Fig. 16. Dünnschliff aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Schnittebene von Fig. 15, zeigt vor allem Auflösung und Assimilation des Foraminiferenschiefers durch den intrudierenden Quicksand. Man beachte die in den Schiefer eingedrungenen dünnen Sandkeile. 30 \times .



Fig. 17. Ausschnitt aus einem Gang mit tonigem Salband (etwas dunkler getönte untere Randpartie des Ganges, unmittelbar über der beschatteten, zurückgewitterten Partie weicherer Schiefer) und girlandenartigen, subparallel zur Gangwand verlaufenden, ebenfalls tonigen Scherflächen.

In diesen Fällen wird das Wandmaterial zunächst in Fetzen dem Gang einverleibt und erst dann aufgearbeitet. Ein Tonbrei kommt aber meist auch durch direkte Einwirkung der Intrusivmasse auf die Gangwand zustande, so dass eine tonige Randfazies der Gänge ausgebildet wird, eine Art Salband. Fig. 17 zeigt ein solches Salband, ausserdem lässt sich auf diesem Bild eine girlandenähnliche Serie von randlichen Scherflächen erkennen, die in flachen Bögen vom Salband her ins Innere des Ganges einschneiden. Längs dieser Scherflächen ist tonig-organisches Salbandmaterial vorgedrungen. Die tonige Substanz war also noch mobil, flüssig, als sich das Gangmaterial schon so weit verfestigt hatte, dass definierte Scherflächen ausgebildet wurden.

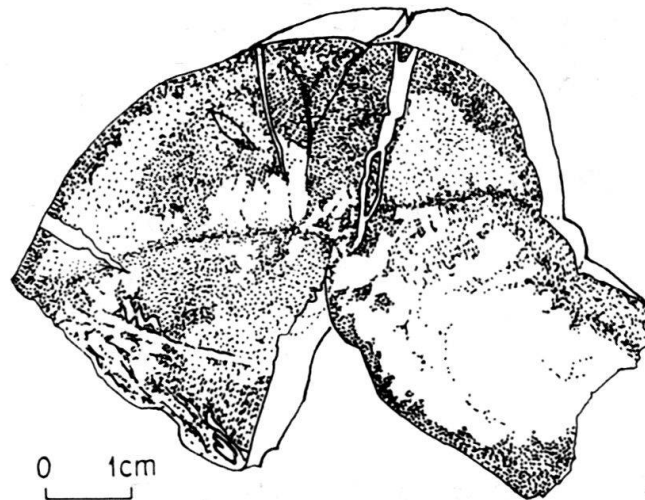


Fig. 18. Anschliff eines verfalteten Ganges mit teils wolkig diffuser, teils linearer Durchdringung der ursprünglichen Intrusivmasse durch aufgearbeiteten Tonbrei.

Ein solches Eindringen toniger Substanz von den randlichen Bezirken her lässt sich auch auf Fig. 18 feststellen, die den polierten Anschliff eines verfalteten Ganges darstellt. Die randlichen Partien sind durch Tonbeimengung dunkel gefärbt, ohne dass hier ein scharf begrenztes Salband ausgebildet worden wäre. Das hellere, reiner sandige Gangmaterial ist in Form wolkiger Relikte vornehmlich auf die zentraleren Teile des Ganges beschränkt. Ausser diesen wolkig-diffusen Übergängen zwischen dunklem tonigem und hellem sandigem Material gibt es aber auch zusehends enger begrenzte und schärfer definierte, oft lineare Zonen toniger Substanz, die in das helle Ganginnere eindringen oder es gänzlich zerschneiden. Endlich werden alle diese Strukturen durchschlagen von hellen Kalzitadern. Hier liegen offenbar dieselben Deformationsstadien bei abnehmender Mobilität des Ganginhaltes vor, die schon oben bei der Beschreibung der äusseren Gestalt der Gänge kurz erwähnt worden sind. Eine Vermengung der tonigen mit der sandigen Substanz fand schon statt, als diese letztere noch weitgehend flüssig war. Die Tonsubstanz blieb aber länger mobil als der Sand, sie verhielt sich als flüssige Intrusionsmasse zweiter Generation, als der Sand schon in das Stadium der Scherdeformation eingetreten war. Es besteht also die merkwürdige Tatsache, dass der Schiefer zuerst die feste, kohäsive Phase bildete,

die zerklüftet und von einem mobilen Sand intrudiert wurde, dass dieser Sand alsdann Teile der Schieferwand zu einem Tonbrei aufarbeitete, welcher nun seinerseits die sich versteifenden und Kohäsion erlangenden Sandmassen intrudierte.

Auch über den Gang der Faltung lässt sich aus diesen Anschliffen einiges ablesen. Die Wülste in der äusseren Kontur müssen ausgebildet worden sein, als die

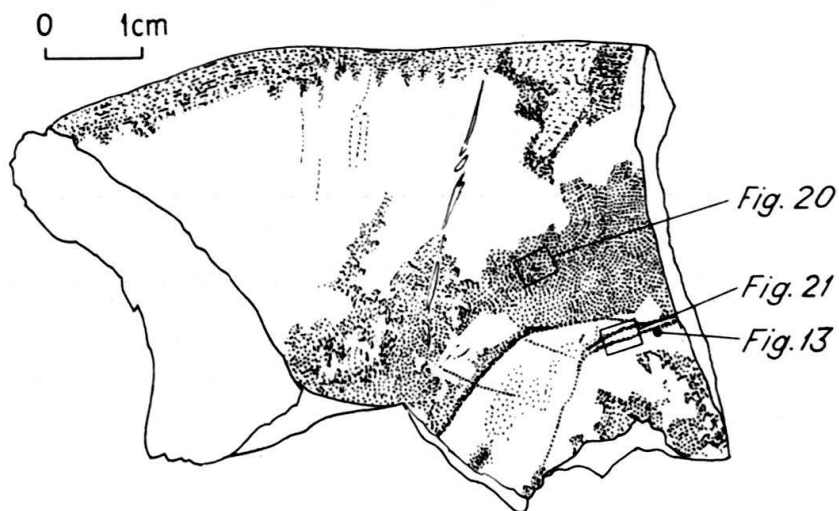
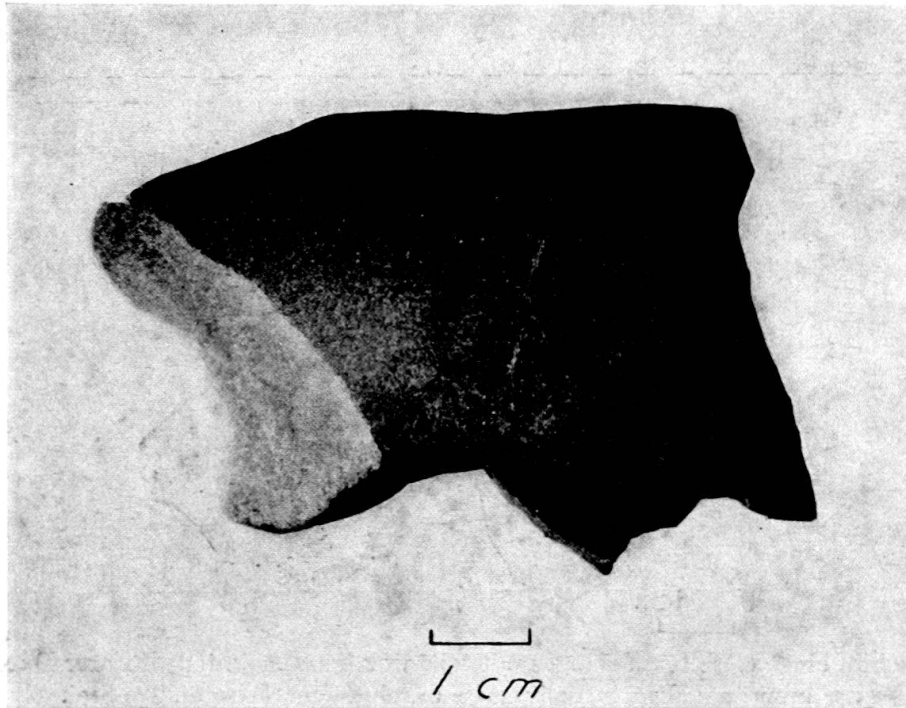


Fig. 19. Anschliff eines verfalteten Ganges, der ähnliche Verhältnisse zeigt wie Fig. 18. Man beachte hier vor allem die klumpige Zusammenballung des helleren, reineren Sandes sowie die sehr scharf definierten tonigen Scherflächen. Diese letztern erscheinen auf der angewitterten Rückseite des Handstücks als lineare Erhebungen wie die Scherflächen der Fig. 17 und ein Teil der Scherflächen von Fig. 6. Vgl. Fig. 21.

Gangmasse noch nicht erstarrt war. Die Tatsache, dass der Faltenscheitel abgeschnitten wird durch eine fast geradlinige, wohl definierte, enge, aber doch noch einigermaßen diffuse Scherzone dunklen Materials, möchten wir dahin deuten, dass diese scharfe Falte im wesentlichen vollständig vorhanden war, bevor sich die Sandmasse verfestigte. Geringere Bewegungen müssen aber den Gang weiterhin leicht deformiert haben, darauf weisen die scharf begrenzten, tonigen Scherflächen und endlich die kalzitischen Klüfte und Scherzonen hin. Diese letzteren



Fig. 20. Dünnschliff aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Schnittebene von Fig. 19 mit verschiedenen Bewegungs- und Schersystemen. Durch die Bildmitte verläuft (von unten nach oben) die unscharfe Grenze zwischen einem grobkörnigen, helleren Bezirk (rechts) und einem etwas feiner gekörnten, dunkleren (links). 30 \times .

entstammen natürlich einer Spätphase, als das Gangmaterial wohl schon einigermaßen zementiert war und auch der Tonbrei sich verfestigt hatte. Zum Teil mögen sie auch viel späteren, rein tektonischen Deformationsphasen angehören.

Eine weitere interessante Bewegungsart lässt sich aus Fig. 17 ablesen. Das randliche, mit dem mobilen Salband verbundene System von Scherflächen gibt zu erkennen, dass die erstarrende Gangmasse sich noch relativ zur Wand bewegte. Dabei diente der Salbandbrei als Schmiermittel, während die Gangmasse selbst nur leicht zerschert wurde.

Das mikroskopische Bild dieser verschiedenen Deformationen ist in den Figuren 20, 21 und 22 wiedergegeben. Zur Orientierung sind die entsprechenden Stellen auf Fig. 19 und 15 angegeben. Fig. 20 stellt die Verhältnisse im Randgebiet einer durch tonige Beimengungen dunkel gefärbten Wolke dar. In der Mitte des Bildes ist eine Bewegungszone zu erkennen, die durch orientierte Quarzlamellen charak-

terisiert ist. Diese werden durch eine tonige Matrix getrennt, die oft auf ganz enge Striemen zusammengedrückt ist. Die etwas gekrümmt von oben nach unten verlaufende Zone trennt einen gröber gekörnten (rechts) von einem feiner gekörnten, dunkleren Bereich (links). Offensichtlich wurden die Quarzkörner zu Lamellen zerlegt, als die tonige Substanz noch flüssig war, also während der Intrusion und nicht durch nachfolgende tektonische Wirkungen. Dass die Lamellen schon im ursprünglichen Sediment vorgelegen hätten und nachher durch die Strömung parallel orientiert worden wären, ist kaum anzunehmen, besonders auch, da sich allenthalben beginnende Scherzerlegungen feststellen lassen.

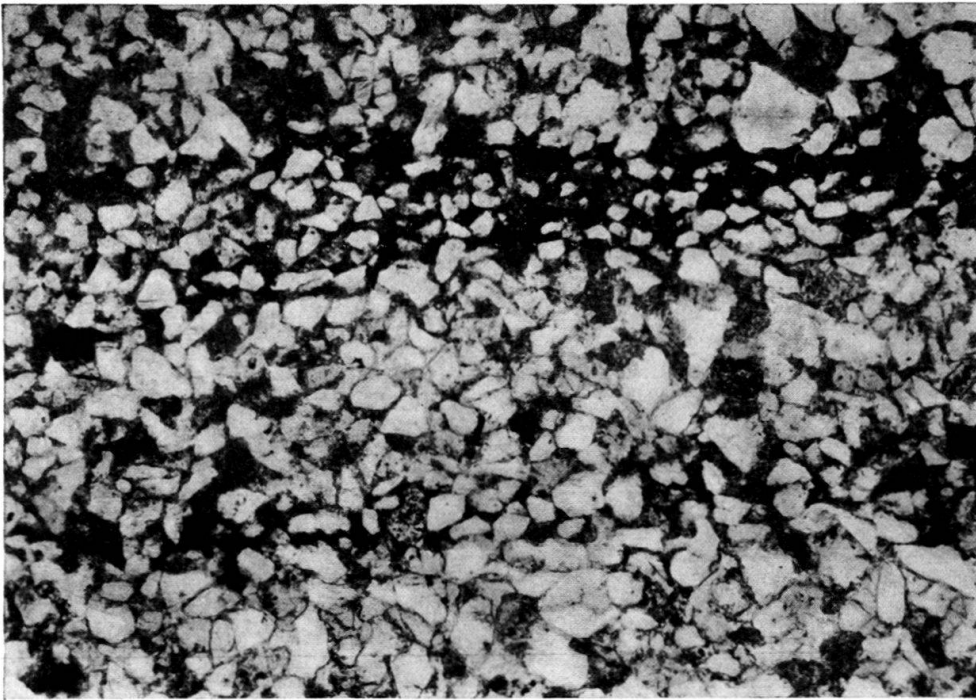


Fig. 21. Dünnschliff aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Schnittebene von Fig. 19 mit linearen, tonigen Scherzonen. Diese, auf Fig. 19 sehr scharf definiert, erscheinen bei Vergrößerung immer noch etwas diffus. Sie sind ausgezeichnet durch feine, mit der tonigen Matrix eingedrungene Quarz- und Kalkkörner und zeigen, im Gegensatz zu Fig. 20, keine Zerschierung der Quarzkörner, entstammen also einer Phase geringer Kompression oder noch relativ hohen Porendruckes. $30 \times$.

Eine zweite Scher- und Klüftungszone quert das Bild ungefähr rechtwinklig zur ersten von rechts nach links. Sie entstammt einer etwas späteren Phase als die Hauptbewegungszone, da sie deren Scherlamellen zerschneidet. Feinste Haarrisse und lineare Trübungszone zerlegen die Körner. Sie sind durch tonige Substanz markiert, die meist in Form einer feinen Bestäubung vorliegt. Zum Teil mag diese Verunreinigung später durch zirkulierende Feuchtigkeit in die Risse eingedrungen sein, doch hat man den Eindruck, dass das tonige Material auch noch während dieser Phase mobil war und in die Risse intrudierte.

Die Quarzlamellen sind scharf ineinander verkeilt, manchmal zerknittert und zerborsten. Dieser Umstand dürfte bedeuten, dass hier grosse Kräfte am Werk waren. Im polarisierten Licht lässt sich erkennen, dass die meisten Körner schwach

bis recht stark undulös auslöschen. Sie sind oft von Kalzitadern durchschlagen, und auch randlich beginnt der Kalzit den Quarz zu ersetzen, so dass dieser oftmals nur noch ein unregelmässig fetziges Relikt im Innern des Kalzits ist.

Fig. 21 zeigt zwei scharf begrenzte tonige Scherzonen. Sie zeichnen sich nicht nur durch ihre Konzentration an tonigem, dunklem Material aus, sondern auch durch feineres Korn der Quarzfragmente. Diese blieben offenbar im mobilen Tonbrei aufgeschwemmt, als die grössere Masse der Quarzkörner schon erstarrt war.

Auf Fig. 15, 16, 18, 19, besonders aber auf Fig. 22 sind Kalzitadern zu sehen, die Quarzkörner und tonige Matrix durchschlagen und also zu einer Bewegungs-

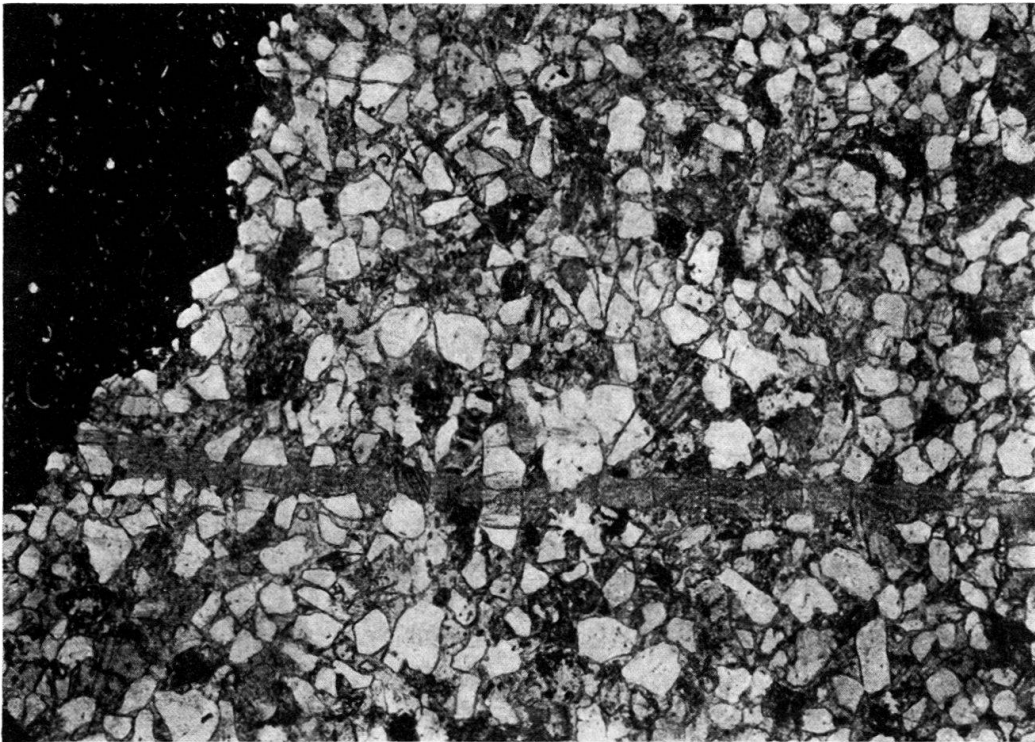


Fig. 22. Dünnschliff aus der Schnittebene von Fig. 15 mit kalzitischer Zerrkluft. Diese spaltet die Quarzkörner, ist also nach der Zementation des Gangmaterials entstanden. Man beachte ferner die grobkristalline kalzitische Matrix sowie die randliche Auflösung einiger Quarzkörner.
30 ×.

phase gehören, da auch der Tonbrei schon fest erstarrt war. Sie entstammen also zum mindesten einer Spätphase der Intrusion, z. T. mögen sie auch viel jünger, erst bei den tertiären tektonischen Bewegungen entstanden sein. Diese Kalzitadern folgen manchmal älteren Tonzonen. Manchmal sind sie zerbrochen, und dann sind die Bruchflächen oft durch toniges Material dunkel verfärbt oder sogar intrudiert. In vielen Fällen ist dies sicher durch spätere zirkulierende Wässer bedingt, die etwas Tonsubstanz verschleppten; aber manchmal möchte man fast meinen, dass es sich um Intrusionen einer mobilen Tonbreiphase – vielleicht um noch nicht erstarrte Restbestände – handeln könnte. Man müsste dann annehmen, dass die Zementierung des Gangmaterials rasch vonstatten gegangen sei und jedenfalls weit fortgeschritten war, als im Gefolge der Intrusionen noch weitere posthume Schübe stattfanden.

Genetische Deutung der Gänge

Analyse und Darstellung des Intrusionsvorganges werden einfacher und übersichtlicher, wenn man folgende Teilprobleme ins Auge fasst: (1) Quelle und Speicherung der Energie, (2) Beschaffenheit der Intrusionsmasse und des Wirtsgesteins, (3) Auslösung der Intrusion, (4) das mechanische (rheologische) Verhalten der Intrusivmasse, (5) das mechanische (rheologische) Verhalten des Wirtsgesteins.

Die Beobachtungen, wie sie in den vorangehenden Kapiteln beschrieben sind, vermitteln klare Erkenntnisse in einigen der genannten Punkte, über andere jedoch geben sie keine Auskunft. Ein abgerundetes Bild kann man sich erst durch Abwägen der verschiedenen möglichen Prozesse im Hinblick auf die Gesamtheit der geologischen Daten erarbeiten. Dazu gehört ein Überblick über die wichtigsten Varianten klastischer Intrusionen, wie er im zweiten Teil gegeben wird. Hier seien zunächst – unter etwas vorgreifender Benützung dieses Überblicks – hauptsächlich diejenigen Aspekte erläutert, die für die San Antonio-Gänge wesentlich erscheinen. Zugleich aber soll auch eine Grundlage geschaffen werden für die Diskussion der Mobilisierung klastischer Massen im allgemeinen.

1. Quelle und Speicherung der Energie

Das Wirtsgestein der Gänge ist ausserordentlich reich an organischem Material. Zur Zeit der Intrusion bestand es aus einem wenig verfestigten Faulschlamm, einer hervorragenden Energiequelle. In solchen Sedimenten wird durch anaerobe bakterielle Tätigkeit ein Teil der organischen Substanzen abgebaut, und dabei werden grosse Mengen von Gas frei, vor allem Methan (Sumpfgas). Bei diesem Prozess wird potentielle chemische Energie in potentielle mechanische Druckenergie verwandelt. Es wird Arbeit geleistet gegen die Überlastung, und dadurch wird der normalen Verfestigung oder Kompaktion der Sedimente entgegengewirkt. Die Bakterien lassen sich dabei nicht im geringsten stören von den Gasdrücken, die sie selbst erzeugen, scheint es doch, dass sie Drucke bis ca. 10000 at unbeschadet aushalten können (LEVORSEN, 1954, p. 505).

Das anfänglich diffuse Gas wird sich zu Blasen ansammeln und an die Oberfläche steigen, solange der Schlamm noch zähflüssig ist. Hat er jedoch schon einige Kohäsion erlangt, so beginnen andere Vorgänge eine Rolle zu spielen. Die meisten Gesteinspartikel sind hydrophil, und deswegen sind die Wassermenisken, die sich an ihren Kontaktstellen bilden, gegen das Poreninnere konkav. Die Kohlenwasserstoffe sammeln sich im Porenraum zu kleinen Bläschen, die durch ihren Innendruck der Oberflächenspannung an den Wassermenisken die Waage halten. Nach HUBBERT (1959, p. 149) berechnet sich dieser Teil des Gasdruckes zu $p_c = C \cdot g/d$, wo g die Oberflächenspannung zwischen Wasser und Kohlenwasserstoff, d den durchschnittlichen Korndurchmesser des porösen Aggregates und C einen dimensionslosen Proportionalitätsfaktor bedeuten. Dieser Druck ist also umgekehrt proportional zum Korndurchmesser, und deswegen werden die Kohlenwasserstoffe aus dem feinkörnigen kohäsiven Schlamm oder Ton in die grobkörnigen Sande abgetrieben. Setzt man repräsentative Werte für die einzelnen Faktoren ein, so errechnet man, dass sich das Gas im Sand bis zu einem Überdruck von etwa 40 at gegenüber dem Ton anreichern kann, vorausgesetzt natürlich, dass die

Deckschicht stark genug ist, um eine Eruption des Gassandes an die Oberfläche zu verhindern. Die Stärke der Deckschicht wird bei wenig konsolidierten Gesteinen vor allem durch das Gewicht, d. h. die Dicke bestimmt. Ist sie gering, ist der Energiespeicher nahe der Oberfläche, so können sich keine grösseren Gasmengen ansammeln, die Energie verpufft vorzeitig.

Für die Tiefe des Energiereservoirs zur Zeit der Intrusion der San Antonio-Gänge gibt es nur wenige, eher unpräzise Anhaltspunkte. Die Gänge sind assoziiert mit subaquatischen Rutschungen in einem Gebiet, das nur ein geringes regionales Gefälle aufweisen konnte, also vielleicht im Bereich des Kontinentalhangs. Dies folgt aus der nicht-orogenen Natur der Sedimente. Der Tiefgang der Rutschung wird demnach nicht sehr gross gewesen sein. Allerdings ist noch sehr wenig über Ausdehnung und Tiefgang subaquatischer Rutschungen am heutigen Kontinentalhang bekannt geworden. Erst in jüngerer Zeit ist durch die ozeanographische Forschung einiges Licht auf dieses Problem geworfen worden, wobei man aber in den meisten Fällen auf morphologische Interpretation von genauen Echolotkarten des Meeresgrundes angewiesen ist. Für die paläogeographische Beurteilung der San Antonio-Formation scheint uns von besonderer Bedeutung eine Arbeit von GEALY (1955) über die Topographie des Kontinentalhanges im Golf von Mexico (vgl. Fig. 23). Dort findet sich ein ca. 100 km breiter Streifen mit unregelmässig hügeliger Topographie und geschlossenen Depressionen, wie sie für Rutschgebiete charakteristisch sind. Die durchschnittliche Neigung in dieser Zone beträgt weniger als 1° , der Tiefenunterschied zwischen den Erhebungen und den ihnen benachbarten Depressionen beträgt aber etwa 300 bis 600 m. Wenn diese Formen durch Rutschungen entstanden sind – eine gewiss sehr unsichere Interpretation –, so wird deren Tiefgang etwa die Hälfte oder 150–300 m betragen haben. Direkte, präzisere Zahlen liessen sich vielleicht aus intraformationalen Diskordanzen gewinnen, wie sie oftmals über subaquatischen Rutschungen ausgebildet werden. Solche sind uns jedoch bis jetzt im Gebiete des Rio Querecual nicht vor Augen gekommen. Die erste uns bekannte Transgressionfläche über den San Antonio-Rutschungen ist die Basis der hangenden San Juan-Sandsteine. Da aber die Anzeichen für subaquatische Bewegungen bis in die Querecual-Formation hinunterreichen, d. h. über ein Intervall von mehr als 500 m – das einem solchen von 700–800 m zur Zeit der Ablagerung und der Sandintrusion entspricht –, handelte es sich bestimmt um wiederholte Rutschungen, die voneinander zu trennen späteren Untersuchungen vorbehalten bleibt.

Auf Grund dieser allgemeinen Überlegungen und Vergleiche und mangels präziserer Daten seien, um die Vorstellungen zu fixieren, eine maximale Versenkung des Gasreservoirs in 100 m Tiefe und ein durchschnittliches spezifisches Gewicht der Deckschicht von 2 g/cm^3 angenommen. Dies entspricht einer spezifischen Belastung von 20 kg/cm^2 . Zu dieser Zahl muss noch der hydrostatische Druck des Meerwassers hinzugezählt werden, der bei einer Wassertiefe von 200 m (oberer Rand des Kontinentalhangs) ca. 20 at beträgt. Daraus ergibt sich ein Gesamtdruck von 40 kg/cm^2 auf dem Niveau des Reservoirs. Wenn dieses grössere Ausdehnung besitzt, also aus einer seitlich konstanten Sandschicht oder aus einer Reihe benachbarter Sandlinsen besteht, so wird sein Porendruck diesen Wert nicht wesentlich übersteigen können, da sonst der Deckel des Reservoirs abge-

hoben würde, wobei es zu Spaltenbildung und Eruption kommen müsste. Man darf also einen Wert von vielleicht 40 kg/cm^2 annehmen für die maximalen Reservoirdrucke in der San Antonio-Formation zur Zeit der Intrusionen.

2. Beschaffenheit der Intrusionsmasse und des Wirtsgesteins

Detaillierte Angaben über die Beschaffenheit von Intrusionsmasse und Wirtsgestein sind in der Beschreibung der Gänge enthalten. Hier mag deshalb eine kurze Zusammenfassung genügen. Die primäre Intrusionsmasse bestand aus einem Gemisch von Kalk- und Quarzkörnern. Diese sind manchmal gerundet, häufig jedoch eckig. Die eckigen Körner sind aber oft sekundäre Splitter, so dass sich über den primären Rundungsgrad wenig aussagen lässt. Die in den Dünnschliffen vertretenen Korngrößen schwanken meist zwischen 0,1 und 0,2 mm (feinere Partien) und 0,2–0,5 mm (gröbere Partien), es handelt sich also um sehr feine bis mittelkörnige Sande nach der WENTWORTH-Skala. Der ursprüngliche Sortierungsgrad dürfte gut gewesen sein, was nach HEDBERG (1937b, s. o.) auch für die normalen, nicht intrusiven Sandsteinlagen zutrifft.

Hinsichtlich der Porenflüssigkeit ist zu beachten, dass Wasser im Gegensatz zu Methan fast inkompressibel ist. Es wird z. B. bei 10 at Druck nur um 0,04% komprimiert, Methan dagegen auf $\frac{1}{9}$ des Volumens bei Atmosphärendruck. Im Gegensatz zum reinen Wasserreservoir kann also ein Methanreservoir grosse neue Räume besetzen, bevor es wesentliche Teile seiner Energie verliert.

Das Wirtsgestein bestand zum grossen Teil aus Faulschlamm bei beginnender Verfestigung, die wechselnde Beimischungen von Silt, Sand und teilweise schon auskristallisiertem Kalkzement enthielten. Porosität und Wassergehalt dürften im allgemeinen etwa 40 bis 50 Volumprozent betragen haben, wie im Zusammenhang mit dem mechanischen Verhalten noch näher dargelegt wird.

3. Auslösung der Intrusion

Die Gleichzeitigkeit von Intrusion und Bewegungen im Wirtsgestein berechtigt zur Annahme eines kausalen Zusammenhangs: subaquatische Rutschungen dürften für die Auslösung der Intrusionen verantwortlich gewesen sein; zum mindesten ist jedenfalls eine gegenseitige Bedingtheit zu postulieren. Es stellt sich somit die Aufgabe, die faziellen und paläogeographischen Gründe abzuklären, die zu solchen Rutschungen führten.

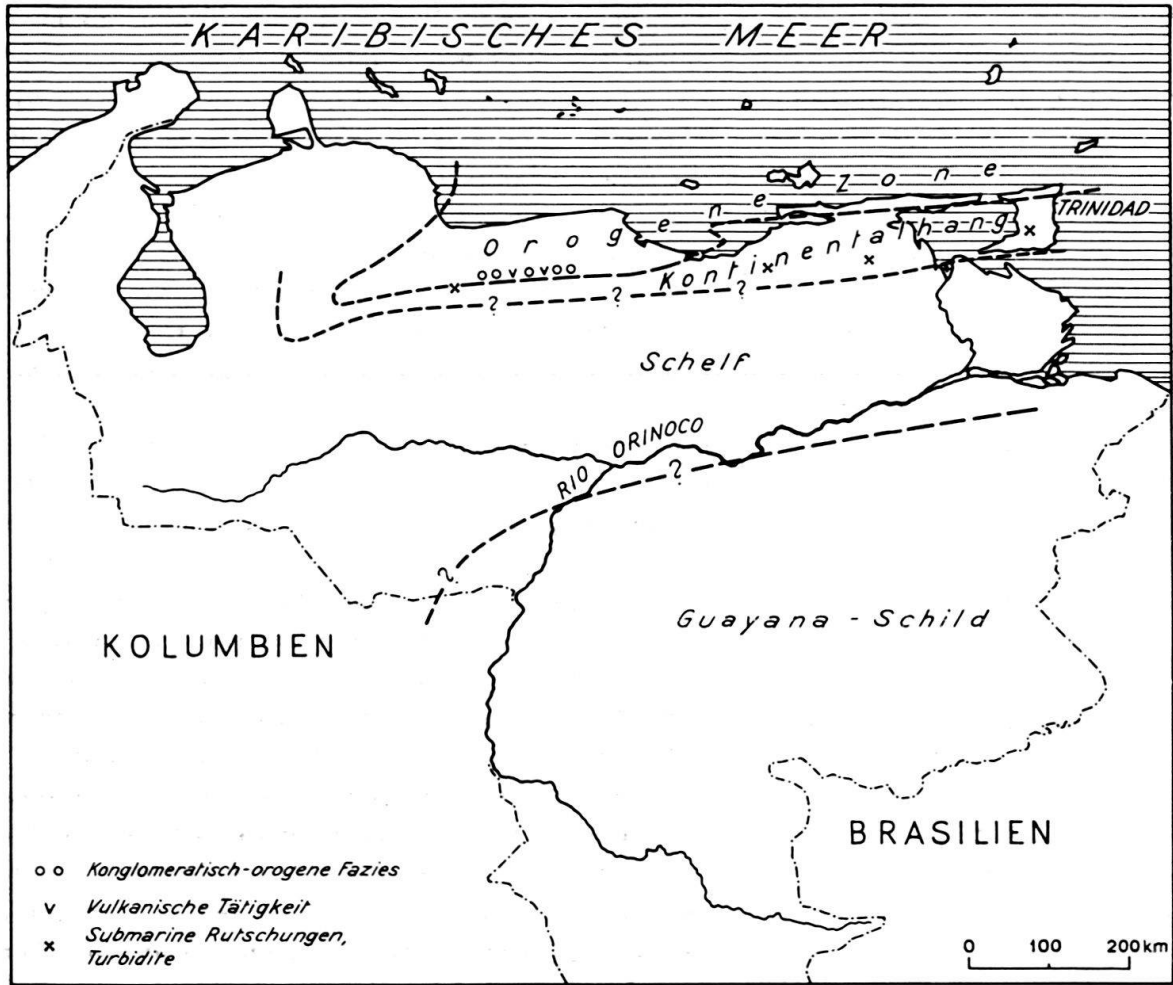
Zur Beurteilung der faziellen Bedingungen ist wiederum die Feststellung wesentlich, dass die San Antonio-Formation weitgehend aus Faulschlamm oder an Faulschlamm reichen Sedimenten bestand. Daraus wurde schon oben die Intrusionsenergie für die Gänge abgeleitet, die sich als Druckenergie in den Sandporen speicherte. Diese Erhöhung des Porendruckes spielt aber zugleich eine andere Rolle. Sie vermindert die für die Stabilität der Sedimente wesentliche innere Reibung (TERZAGHI, 1950 etc., HUBBERT und RUBEY, 1959), so dass unter dem Einfluss der Schwere schon beim geringsten Gefälle Rutschungen einsetzen. Wenn sich also der Reservoirdruck über grössere Flächen hin dem Überlastungsdruck nähert, so wird sich der Reservoirdeckel nicht abheben, sondern er wird unter dem Einfluss der Schwere in Richtung des Gefälles abgleiten, auch wenn dieses sehr gering ist. Derselbe Vorgang im Faulschlammbezirk begünstigt also die An-

reicherung von Intrusionsenergien und die Auslösung von subaquatischen Rutschungen. Faulschlamm, Rutschungen und klastische Intrusionen bilden demnach eine natürliche Assoziation.

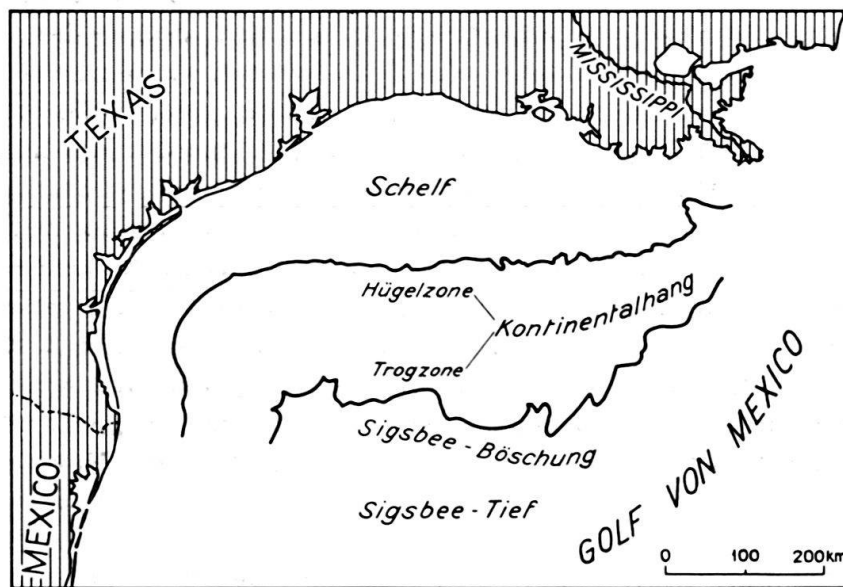
Neben den lokal-faziellen sind auch die paläogeographischen Bedingungen wesentlich. Es wurde oben festgestellt, dass zur Speicherung grösserer Drucke, wie sie für ausgedehnte Intrusionen nötig sind, das Reservoir nicht zu nahe der Oberfläche liegen darf. Damit jedoch Rutschungen bei geringem Gefälle überhaupt eintreten und erst noch solchen Tiefgang erlangen, müssen sie grosse, vielleicht regionale Ausmasse annehmen. Dann sollten aber auch die faziellen Bedingungen für die Verminderung der inneren Reibung regional verbreitet sein. Beides scheint für die San Antonio-Formation zuzutreffen. HEDBERG erwähnt Sandsteingänge dieser Formation auch noch von Cerro San Antonio, 4 km nördlich der Aufschlüsse im Rio Querecual (1937b), und vom Rio Guayuta, 100 km östlich des Rio Querecual (1950). Die sapropelitische Fazies hat für den Zeitabschnitt Turonien–Coniacien eine riesige Ausdehnung im ganzen nördlichen Südamerika.

Zur Vermittlung eines etwas anschaulicheren Begriffes von der paläogeographischen Situation seien nochmals die topographischen Verhältnisse am Kontinentalhang des Golfs von Mexico, wie sie in der schon erwähnten Arbeit von GEALY (1955) beschrieben werden, zum Vergleich beigezogen. Eine 100 km breite, unregelmässig hügelige Zone mit geschlossenen Depressionen nimmt den innern Teil des Kontinentalhangs ein in einem Tiefenbereich zwischen etwa 200 und 2000 m. Diese Zone liegt über einer riesigen submarinen Böschung, der «Sigsbee Scarp», die über 600 km lang und bis 1500 m hoch ist und als Bruchzone gedeutet wird. Zwischen Hügelzone und Sigsbee-Böschung schaltet sich ein Streifen ein, der auch noch geschlossene Depressionen aufweist, hauptsächlich aber charakterisiert ist durch grosse, flache Trogtäler, die gegen die Sigsbee-Böschung gerichtet sind. GEALY glaubt in der Hügelzone vielerorts Anzeichen grosser Rutschungen zu erkennen, und sie vermutet, dass auch die Tröge wenigstens teilweise durch subaquatischen Sedimenttransport, Trübestrome und dergleichen, ausgebildet worden seien, die sich von den genannten Rutschungen speisen liessen. Bei deren Auslösung mögen Bewegungen am Sigsbee-Bruch eine grosse Rolle gespielt haben, und zwar sowohl durch langsame tektonische Versteilung des Kontinentalhanges, die eine Instabilisierung von Sedimenten in prekärer Gleichgewichtslage bewirkte, als auch durch seismische Erschütterungen. Als weiterer Faktor wird die Überbelastung am oberen Rand des Kontinentalhanges durch reichliche Sedimentation geltend gemacht, während der Erhöhung des Porendruckes durch Gasentwicklung, in der wir oben einen wichtigen Instabilisierungsfaktor erkannt haben, keine Beachtung geschenkt wird. Dies ist verständlich, wird doch auch in der sonst erschöpfenden Tabelle von TERZAGHI (1950) diese Ursache nicht erwähnt. Wir möchten jedoch vermuten, dass sie eine Rolle spielt in den Ablagerungen, deren Vorgänger die reichen Ölfelder der Gulf Coast speisen und auch heute noch mancherorts abnorme Porendrucke aufweisen (HUBBERT und RUBEY, 1959, p. 154ff.).

Bei all diesen Darlegungen sei nicht vergessen, dass es sich bei der Arbeit von GEALY um eine genetische Interpretation von submarinen Oberflächenformen handelt, der weit mehr noch als der oft gewagten Deutung subaerischer Formen grosse Unsicherheit anhaftet. Darauf mag auch beruhen, dass die Autorin die



a



b

Fig. 23. Die paläogeographische Situation der San Antonio-Gänge im Vergleich mit dem heutigen Kontinentalhang des Golfs von Mexiko (nach GEALY, 1955).

Hauptmasse der Hügelzone ungedeutet lässt. Mit ihren zahlreichen geschlossenen Depressionen lässt sich diese rätselhafte Erscheinung noch am ehesten mit einer Rutschlandschaft vergleichen, wie schon oben bemerkt wurde. Diese Deutung mag vielleicht allzu kühn erscheinen angesichts der riesigen Ausdehnung der Zone. Wir meinen jedoch, dass es ausgedehnterer Rutschungen bedarf als der von GEALY auf Tafel 3 ihrer Arbeit angegebenen, um Sedimentstrome zur Ausgestaltung des submarinen Trogsystems zu liefern. Man hätte es dann mit Serienrutschungen zu tun (BERNATZIK, 1947, p. 274), die, ausgehend vom aktiven Sigsbee Scarp, mit immer flacheren und seichteren Gleitbahnen immer weiter schelfwarts gegriffen hätten. Dabei hätte der Porendruck die Entwicklung fast horizontaler Rutschflächen ermöglicht.

So gedeutet, entspricht der Kontinentalhang des Golfs von Mexico in mancher Hinsicht der paläogeographischen Lage der San Antonio-Formation, vgl. Fig. 23. Leider ist diese nur sehr bruchstückhaft bekannt, und deshalb konnte auf Fig. 23 nur eine sehr allgemein gehaltene Skizze gegeben werden. Immerhin ist sicher, dass ein breiter Schelf vorhanden war und dass sich im Norden, im heutigen Küstengebirge, eine Geosynklinale erstreckte, die stellenweise durch Vulkanismus und mächtige Schüttung von Konglomeraten mit reichlich vulkanischen Komponenten ausgezeichnet war. Der Abfall in den Geosynklinalgraben muss ungefähr der Sigsbee-Böschung entsprochen haben, und der Vulkanismus weist darauf hin, dass er als mächtige Bruchzone ausgebildet war. Zwischen dem breiten Schelf und dem Geosynklinalgraben liegen die Rutschungen und Sandsteingänge des Rio Querecual und des Rio Guayuta, die intraformationalen Rutschungen der zeitlich äquivalenten Naparima Hill-Formation in Trinidad (KUGLER, 1953, p. 38) und die Turbidite der ebenfalls zeitlich äquivalenten oberen La Luna-Formation bei Tinaco, 450 km westlich des Rio Querecual, auf die der Schreibende von Dr. O. RENZ aufmerksam gemacht wurde. Wie dies GEALY für den Golf von Mexico annimmt, so werden auch hier von der Geosynklinalzone ausgehende tektonische Verbiegungen und seismische Erschütterungen an der Auslösung der Rutschungen mitgewirkt haben, zusätzlich zur faziesbedingten Entwicklung hohen Porendruckes.

Wesentliche Faktoren für die Auslösung von subaquatischen Rutschungen waren also in Hülle und Fülle vorhanden. Damit aber Sandsteingänge statt Trubestromen oder wirren Brekzienhaufen sich bilden konnten, waren noch zwei weitere lokale Bedingungen vonnöten. Erstens mussten die Rutschmassen schon ein wenig verfestigt sein, so dass sie der Klüftung fähig waren, was wiederum einen Tiefgang der Rutschung bis unter die oberflächennahen unkonsolidierten Sedimente verlangt. Zweitens durften sie nicht allzu heftig durchbewegt werden, da sonst die Zerstückelung der Gänge bis zur Unkenntlichkeit fortgeschritten wäre. Die besten Bedingungen dafür wären bei embryonalen Rutschungen vorhanden, d. h. solchen mit sehr beschränkter Dislokation, wie sie am innern Rand des Kontinentalhanges zu erwarten sind.

4. Das mechanische (rheologische) Verhalten der Intrusivmasse und ihre Verfestigung

Ausgangslage für die Bewegungen der Intrusivmasse war der Zustand des Reservoirs unmittelbar vor der Intrusion. Der feste Anteil war ein sehr feiner bis mittelkörniger Sand unter einem Porendruck, der dem Überlastungsdruck nahe-

kam und vielleicht maximal 40 at betrug. Die Porenflüssigkeit bestand aus Methan und Wasser, wobei das Wasser als Film die Sandkörner umhüllte und als Meniskus die Kontaktstellen umgab, vielleicht auch die tieferen Teile des Reservoirs ganz erfüllte.

Wie verhält sich eine solche Masse bei der Intrusion?

- a) Allgemeines Verhalten klastischer Massen bei zunehmendem statischem und dynamischem Druck der Porenflüssigkeit

Die mechanischen Eigenschaften einer körnigen Masse sind bestimmt durch die innere Reibung. Trockene Sande und solche, deren Porendruck viel geringer ist als der Aussendruck, gehorchen den Regeln der MOHRschen Festigkeitslehre und entwickeln scharf definierte Scherflächen, die gegen die Richtung maximaler Kompression um 20 bis 30° geneigt sind (vgl. z. B. HUBBERT, 1951). Steigt das Verhältnis λ von Porendruck zu Aussendruck, so wird die innere Reibung vermindert und damit die Scherung erleichtert. Wenn λ grösser als 0,8 ist, so nimmt das Porenvolumen bei Deformation zu, diese wird dilatant (HANDIN, 1958). Mikroskopische Untersuchungen an experimentell deformierten Sandsteinen zeigten, dass mit zunehmendem Porendruck ein Zerbrechen der Körner immer seltener wird und schliesslich ganz aufhört, so dass die gesamte Deformation durch intergranulare Bewegungen bewerkstelligt wird (HANDIN, 1958). Es handelt sich dann schon um ein eigentliches Fliessen.

Dem Fliessen unter hohem Porendruck kommt besondere Bedeutung zu, wenn Raum für freie Bewegung geschaffen wird. Die Porenflüssigkeit beginnt dann zu strömen und die Körner, deren Reibung durch den Porendruck praktisch aufgehoben ist, mit sich fortzureissen. Dabei entwickeln sich je nach der Strömungsgeschwindigkeit verschiedene Bewegungstypen.

Solche Mobilisierung klastischer Massen mittels durchströmender Gase und Flüssigkeiten ist als «Fluidisation» von grosser Wichtigkeit für die chemische Industrie, und die damit verknüpften Probleme sind denn auch von dieser Seite her eingehend untersucht worden (MATHESON et al., etc., 1949). Ist die Gasgeschwindigkeit langsam, so tritt beim Durchströmen der körnigen Masse infolge Reibung des Gases an den Porenwänden ein Druckverlust auf, wie er den CARMAN-KOZENY-Formeln für Strömung in fixiertem Porenraum entspricht (MORSE, 1949, p. 1119). Mit zunehmender Geschwindigkeit wird dieser Druckverlust schliesslich gleich dem Lastdruck des Kornaggregates, vermehrt um die Reibung der Körner an den Gefässwänden. Es ist dann auf dynamischem Wege (Strömungsdruck) ein Zustand erreicht, wie wir ihn für die Intrusivmasse der San Antonio-Gänge kurz vor der Eruption annehmen möchten, nur ist dort der Porendruck erstens statisch und zweitens hält er auch noch dem Gewicht der Deckschicht die Waage.

Bei noch höherer Geschwindigkeit kann im Experiment zweierlei geschehen. Entweder wird sich die Masse gleichmässig ausdehnen, indem die einzelnen Körner auseinanderrücken und so mehr Bewegungsfreiheit erhalten, oder sie wird wie ein Pfropf gehoben, wobei von ihrer Unterseite klumpenweise Material abfällt. Zwischen diesen Klumpen bleiben dann mehr oder weniger offene Kanäle übrig, durch die das Gas relativ ungehindert abströmen kann. Je nach der Beschaffenheit der Körner und den Dimensionen des Gefässes kann sich also eine Vielfalt von Erscheinungen entwickeln. Im allgemeinen, und besonders bei den unregelmässigen Be-

dingungen, wie sie in der Erde vorherrschen, wird die Expansion des Kornaggregats unregelmässig sein, mit relativ dichten Klumpen und einigermaßen offenen Kanälen, durch welche die Hauptmasse des Gases strömt.

Nimmt die Gasgeschwindigkeit weiter zu, so werden Poren und Kanäle dermassen vergrössert, dass die Körner keine stabile Konfiguration mehr bilden können; sie werden hin und her geworfen und beginnen sich turbulent zu vermischen. Zugleich werden nun schon einzelne Körner durch das Gas mitgerissen, so dass über der dichten Phase eine solche dünn verteilter suspendierter Teilchen entsteht, ähnlich dem Dampf über einer Flüssigkeit. Bei weiterer Geschwindigkeitszunahme wird die Konzentration der Körner in den beiden Phasen immer ähnlicher, die zunächst relativ scharfe Grenze verwischt sich, und schliesslich befinden sich alle Körner in dünn disperser Suspension, die sich mit dem Gase fortbewegt. Die zur Erreichung dieses Zustandes erforderlichen Gasgeschwindigkeiten liegen erheblich über jenen, die nach den für frei fallende Kugeln geltenden Formeln zu erwarten wären. Wenn äussere Kräfte auf sie einwirken, verhalten sich beide Phasen wie Flüssigkeiten.

Hinsichtlich der Sandsteingänge interessiert vor allem die dichte Phase. Ihr kann nach MATHESON et al. (1949) ein messbarer Viskositätswert zugeschrieben werden, der vor allem von den Korneigenschaften wie Korngrösse, Dichte, Sortierungsgrad und Form abhängt. Er wächst im allgemeinen mit zunehmender Korngrösse und Dichte, vermindert sich jedoch wieder drastisch schon bei geringem Zusatz feinkörniger Substanzen. Die Viskosität wird also wesentlich durch den feinkörnigen Anteil des Gemenges bestimmt, und zwar wirkt eine Beimischung von etwa 30% schon fast so, als ob das ganze Aggregat feinkörnig wäre. Nach Tabelle I in MATHESON et al. (1949, p. 1100) würde dem Intrusivsand der San Antonio-Gänge, der jedenfalls grössere Beimengungen von Körnern von höchstens $\frac{1}{10}$ mm Durchmesser aufweist, eine Viskosität von ca. 200 Centipoise zukommen, das entspricht ungefähr der von Maschinenölen oder der 200fachen des Wassers bei Atmosphärendruck und 20° C.

Diese Viskosität fluidisierter körniger Aggregate äussert sich oft in einer Blasenbildung, welche ähnlich aussieht wie die gasdurchströmter, homogener zäher Flüssigkeiten. In engen Rohren nehmen die Blasen den ganzen Rohrdurchmesser ein und segmentieren die Kornmasse in eine Folge von Pfropfen (MATHESON et al., 1949, Fig. 5, p. 1102).

b) Anfangsbedingungen beim Öffnen des Reservoirs

Bei optimalen Bedingungen wird die Ausflussgeschwindigkeit inkompressibler Flüssigkeiten aus einem Druckgefäss nach der TORRICELLISCHEN Formel zu $v = (\Delta p/\rho)^{1/2}$ bestimmt. Setzt man die den San Antonio-Quicksanden ungefähr entsprechenden Werte ein ($\Delta p = 40 \cdot 10^6$ dyn/cm², $\rho = 1,6$ g/cm³), so ergibt sich daraus $v = 70$ m/s. Diese beträchtliche Geschwindigkeit wird etwas vermindert durch die Viskosität³⁾, zugleich aber auch etwas erhöht durch die Kompressibilität und dürfte so mindestens der Grössenordnung nach stimmen.

³⁾ Nach FORCHHEIMER, 1927, p. 196, wird die Ausflussmenge von Schmieröl gegenüber der TORRICELLISCHEN Formel um einen Faktor 0,77 vermindert, wobei aber die Reduktion des Strahlquerschnitts inbegriffen ist, so dass die Durchschnittsgeschwindigkeit von der TORRICELLISCHEN nicht wesentlich abweichen kann. Dies gilt besonders für grosse REYNOLDSsche Zahlen, s. PRANDTL, 1944, p. 152.

Man vergleiche damit die Ausdehnungsgeschwindigkeit für einen Riss im Wirtsgestein. Nach IRWIN (1958, p. 579) ist sie höchstens gleich der halben Scherwellengeschwindigkeit, das sind für unsere halbverfestigten Pelite vielleicht 400–450 m/s, nach BERNATZIK (1947, p. 279) sogar nur 75 m/s. Daraus lässt sich schliessen, dass die Intrusionsgeschwindigkeit vielleicht mancherorts Schritt gehalten hat mit der Kluftbildung und dass dabei der Quicksand durch eine Art Keilwirkung die Öffnung der Klüfte begünstigte, wie dies auch für viele vulkanische Gänge angenommen wird. In solchen Fällen war kein Raum vorhanden, in den grössere Mengen von Gas hätten abströmen können, und infolgedessen vermochte sich auch keine Suspensionsphase zu bilden. Interessant in dieser Hinsicht ist Fig. 24. Sie zeigt Sandintrusionen in Fiedergänge, die im Wirtsgestein mit relativ stumpfer Front ziemlich abrupt enden und so den Eindruck erwecken, als seien sie vom vordringenden viskosen Quicksand aufgezwängt worden.



Fig. 24. Gefiederter Sandsteingang, dessen stumpfe Enden möglicherweise eine aktive Beteiligung der Intrusivmassen bei der Öffnung der Klüfte anzeigt.

Anders wird der Vorgang aussehen, wenn der Quicksand in leeren Raum vorstossen kann, sei es, weil die Kluftbildung schneller ist, sei es, weil sie nicht von der Reservoirwand ausgeht. Der Quicksand verhält sich dann wie eine Flüssigkeit unter hohem Dampfdruck bei plötzlicher Entlastung: er explodiert. Diese Vermutung lässt sich durch eine numerische Abschätzung stützen. Bestünde nämlich das Reservoir aus reinem Methan, so würde die modifizierte Ausflussformel für hohe Geschwindigkeiten kompressibler Gase, $v = (2n/(n-1) \cdot p/\rho)^{1/2}$, für $p = 40$ at, $\rho = 2,7 \cdot 10^{-2}$ g/cm³, $n = 1,4$, eine Ausflussgeschwindigkeit von ca. 1000 m/s ergeben. Solchen Ausbruchsversuchen des Methans werden zwar die Körner des

Quicksands einigen Widerstand leisten, doch wird er sogleich zusammenbrechen, weil sie ja bei der Expansion in den freien Raum auseinanderrücken und so dem Gas den Weg freigeben. Es wird sich also ein reissender Gasstrudel bilden, in dem die Sandkörner mit fortgerissen werden.

Bei seiner hohen REYNOLDSchen Zahl muss dieser Vorgang äusserst turbulent verlaufen. Die auf Fig. 14 feststellbare wilde Zerzausung von Wirtsgesteinsbrocken legt Zeugnis ab von solchen heftig turbulenten Strudeln. Auch die scheuernde Wirkung auf die Wände muss dabei erheblich sein. Nach STOKER (1949, p. 1198–1199) kann man abschätzen, dass für sehr dünn disperse Suspensionen von Sand in einem Gasstrom von 60 m/s Geschwindigkeit die Abrasion einer Gipswand etwa 150 g/500 g Sand beträgt. Bei dichteren Konzentrationen nimmt die Abrasionskraft ab, weil sich die Körner gegenseitig behindern, sie dürfte aber jedenfalls bei den vorherrschenden Geschwindigkeiten und der Weichheit des Gangmaterials beträchtlich gewesen sein. Es ist anzunehmen, dass auf diese Weise ein Teil des Salbandmaterials aufgearbeitet worden ist. Aber auch die Körner selbst werden durch die heftigen Kollisionen unter sich und mit verhärteten Partien des Wirtsgesteines in Mitleidenschaft gezogen. Bei Abrasionsversuchen mit künstlichen Katalysatorkörnern fand man, dass die Anteile aller grob-, mittel- und feinkörnigen Partikel zugunsten der Feinstteilchen abnehmen (FORSYTHE und HERTWIG, 1949). Im allgemeinen zerbrechen also die Körner nicht in grobe Fragmente, sondern es werden winzige Splitterchen abgeschlagen. Immerhin ist es möglich, dass einzelne der scharfkantigen Bruchstücke im Gangmaterial aus solchen Kollisionen hervorgegangen sind.

Öffnet sich die Kluft von der Oberfläche her oder erreicht sie diese vor den Intrusionsmassen, so werden Schlamm und Wasser des Meeresbodens eingesogen und es wird zu Interferenzen mit Gas und Quicksand kommen. Auch die Intrusionen von oben werden bei 200 m Wassertiefe mit grosser Heftigkeit ablaufen, da sich die TORRICELLISchen Geschwindigkeiten gegenüber unsern früheren Abschätzungen nur um einen Faktor $1/\sqrt{2}$ verringern. Es ist also bei untermeerischen Spalten auch mit Intrusionen vom Meeresboden her zu rechnen.

c) Die Bewegungen der Intrusivmassen nach dem anfänglichen Paroxysmus

Nach diesem explosiven Anfangsstadium werden die verschiedenen Fluidisationsstufen in Richtung abnehmender Intensität durchlaufen: das Gas entweicht allmählich aus dem Intrusivgemisch, bis sich die Sandkörner schliesslich wieder berühren und die innere Reibung das Kornaggregat in seinen ursprünglichen festen Zustand zurückversetzt. Der Sand wird sich dabei zu Klumpen zusammenballen, die durch gasgefüllte Blasen und Kanäle voneinander getrennt sind. Es werden sich Sandpfropfen bilden, die vom nun besänftigten Gas nicht explosiv zerspritzt, sondern sachte weitergeschoben werden. Die meisten Innenstrukturen der Gänge rühren vielleicht von dieser späteren Phasen her. So dürften die wolkigen Ballen helleren, reineren Sandes im Ganginnern der Fig. 18 und 19 solcher Klumpenbildung bei abgeschwächter Heftigkeit der Intrusion entsprechen. Der dicke Sandkeil der Fig. 11 mit seinem Schermuster sowie der Gang der Fig. 17, wo die randlichen Scherflächen eine Relativbewegung des schon erstarrten Ganges gegenüber der Wandung anzeigen, könnten aus Propfen hervor-

gegangen sein, die das Gas bei geringer Expansionsgeschwindigkeit vor sich hertrieb.

Gegenüber ihrer anfänglichen Zusammensetzung hat sich aber inzwischen die Gangmasse um eine neue Phase vermehrt: den durch Aufarbeitung des Wirtsgesteins erzeugten Tonbrei. Bei dieser Aufarbeitung entstanden zunächst vielfach Tonkörnchen, indem das Gas mit den suspendierten Festpartikeln auch in die feinsten Klüftchen eindrang, Brocken und Streifen vom Wirtsgestein loslöste und diese zerfetzte (vgl. Fig. 16). Zu einem Tonbrei gehört aber ausserdem noch Wasser. Solches war im Quicksand als Porenfüllung neben Methan vorhanden, und ein Teil davon wurde bestimmt bei der anfänglichen Explosion zerstäubt und hierauf von den Tonteilchen adsorbiert. Als weitere Wasserquellen kommen in Betracht von oben eingedrungenes Meerwasser, vielleicht auch Wassersande mit geringer Gasspeicherung, die sich bei Rutschung und Intrusion mit den energiereicheren Quicksanden mischten. Es ist sogar möglich, dass gewisse Taschen im Wirtsgestein überhaupt unkonsolidiert geblieben waren und von vornherein als Schlamm den intrusiven Sanden beigemischt wurden.

Der Tonbrei verhält sich anders als die mit Gas fluidisierten Sande. Aus diesen kann das Gas mit Leichtigkeit abströmen, bis sie sich durch innere Reibung wieder gefestigt haben, wenn nur die Reservoirwandung einmal durchbrochen ist. An die Tonteilchen hingegen bleibt das Wasser durch starke Oberflächenkräfte gebunden. Wenn also der Sand schon längst erstarrt ist, so durchläuft der Tonbrei noch gemächlich die vielen Stufen zunehmender Viskosität und den oft ausgedehnten sogenannten «Plastizitätsbereich» (vgl. z. B. GRIM, 1950), bis er seine Fliessfähigkeit einigermassen eingebüsst hat. Er bildet als Salband eine Schmier-schicht zwischen den Gangwänden und den sich immer noch bewegendem starren Sandpfropfen (Fig. 17). Er dringt als «Intrusivmasse zweiter Generation» in die Klüfte ein, die im erstarrenden Sand aufreissen (Fig. 17–19), und füllt, vermischt mit Sandkörnern, die vom Gas geschaffenen Blasen- und Kanalhöhlräume (Fig. 18, 19).

d) Das Verhalten der Gangmasse bei äusserer Deformation

Auch bei der äusseren Verformung der Gänge durch Bewegungen im Wirtsgestein spielt die Intensität der Fluidisation eine entscheidende Rolle. Solange die Gangmasse ein viskoses System ohne nennenswerte innere Reibung war, konnten die Gänge in fluide Schlingen gelegt werden, wie sie sich auf Fig. 4 und Fig. 18 noch erkennen lassen. Mit zunehmender innerer Reibung aber trat zusehends schärfer definierte Zerschneidung ein, wie sie auf verschiedenen der Illustrationen, besonders aber auf den Anschliffen Fig. 18 und 19 zu sehen ist. Fig. 25 zeigt noch einmal deutlich und anschaulich den Übergang von diffus-fliessender zu scharf definierter Verformung anhand von Experimenten mit Sanden verschiedenen Wassergehaltes (nach RETTGER, 1935). Auch bei diesen äusseren Deformationen wurde natürlich der immer noch mobile Tonbrei in sich öffnende Klüfte und Scherzonen des erstarrten Sandes getrieben.

Endlich sind noch die späten Deformationsphasen zu untersuchen, bei denen die Quarzkörner zerschert und zerspalten wurden. Dazu musste nach HANDIN (1958) der Porendruck stark abgenommen haben. Es handelt sich bei diesen

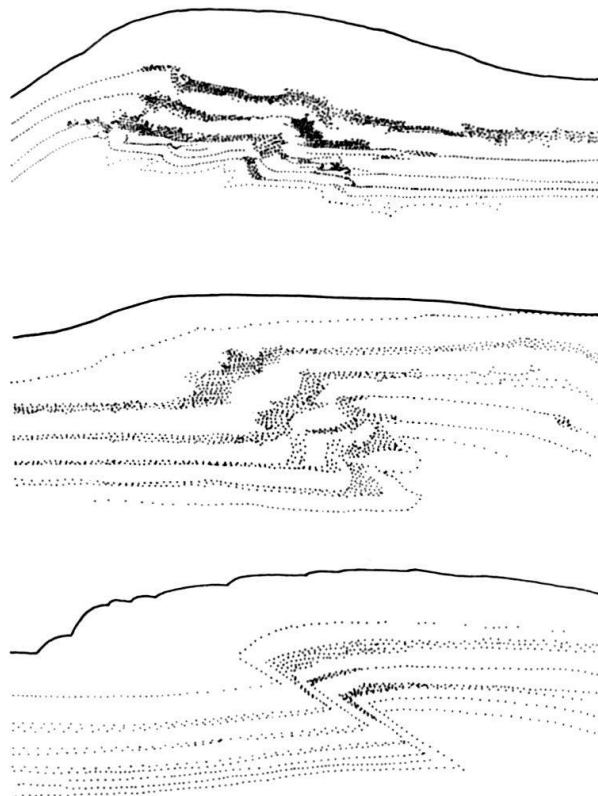


Fig. 25. Kompressive Deformation in Sanden verschiedenen Wassergehaltes nach RETTGER (1935). Mit abnehmendem Wassergehalt (von oben nach unten) konzentriert sich die Deformation in einer zusehends schärfer definierten Scherzone. Dem Wassergehalt bei diesen Experimenten entspricht der Porendruck von Gesteinen im Untergrund.

Deformationen meist um äussere Vorgänge, die nicht unmittelbar durch die Intrusion bedingt waren. Doch machen, wie schon früher bemerkt, die Fig. 19 und 20 ganz den Eindruck, sie hätten stattgefunden, als der Tonbrei noch einigermaßen mobil war. Es wird sich also nicht um Bewegungen handeln, die erst durch die tertiäre Gebirgsbildung erzeugt wurden, bei der natürlich eine brutale Zertrümmerung der Quarzkörner leicht möglich gewesen wäre. Damit aber bei den relativ sanften Rutschbewegungen derart intensive Zerschörungen entstehen konnten, scheint die Annahme unumgänglich, dass lokale Spannungskonzentrationen mitwirkten. Wenn z. B. grössere Rutschmassen durch eine basale Gleitbahn mit geringer Reibung begrenzt sind, wobei aber diese Bahn durch schon etwas versteifte, dünne Sandsteingänge gekreuzt wird, so konzentriert sich der Grossteil der in die Gleitbahn fallenden Lastkomponente auf die dünnen Gänge. Queren sie die Gleitfläche spitzwinklig, der Gleitrichtung entgegen, so werden sie zunächst gestaucht und gefaltet und erst bei weiterer Bewegung noch zerschert, wie dies auf einigen Illustrationen zu sehen ist.

Die Quarzkörner wurden aber nicht nur zerschert, sie wurden auch durch kalzitgefüllte Dehnungsklüfte verschiedener Typen gespalten. Sie müssen aufgerissen sein, als die Gangmasse sich schon wieder zu zementieren begonnen hatte, teils bei einer Längsdehnung der Gänge (Fig. 15, 22), teils bei einer späten Akzentuierung der Falten; wir haben aber keine Kriterien, um zu entscheiden, ob diese Vorgänge durch Rutschung, Kompaktion oder Tektonik bedingt waren.

e) Die Zementierung der Gangmasse

Die Zementierung wurde schon im beschreibenden Teil durch Auflösung der Kalkkörner und Abscheidung von Kalzit mittels zirkulierender Wässer erklärt. Für solche Zirkulation bot das erstarrende Gangsystem gute Gelegenheit. Die bei der Intrusion wirr durcheinandergewirbelten Sandkörner setzten sich bei nachlassender Gasströmung wieder, wie es der Zufall gerade wollte, und dieser Vorgang erfasste grössere Massen auf einmal, ohne dass Zeit und Gelegenheit vorhanden gewesen wäre, eine dichte Kornpackung auszubilden. Normale Sedimentation geht demgegenüber viel subtiler vonstatten. Es wird sorgsam Korn auf Korn gelegt, der lose Sand wird vom Wasser sachte gewiegt, und so hat jedes Teilchen Gelegenheit, einen stabilen Platz zu finden. Diese Tendenz wird gefördert durch den langsam ansteigenden Überlagerungsdruck. Keiner dieser Prozesse hat das Ganggefüge beeinflusst, und deshalb ist anzunehmen, es sei sperrig, hochporös und von ausgezeichneter Durchlässigkeit gewesen. In der Masse, wie die Gase an die Oberfläche entwichen, begann Wasser den Porenraum zu erfüllen, den Kalk aufzulösen und als Kalzit wieder abzuscheiden. Diese Umlagerung konnte nach geologischer Zeitrechnung fast augenblicklich geschehen, und das Gangmaterial mochte schon wieder vollständig zementiert sein, während die Sedimentdecke vielleicht nicht einmal um einen Meter zugenommen hatte.

5. Das mechanische (rheologische) Verhalten des Wirtsgesteins

Bei den Intrusionsvorgängen wurde das Wirtsgestein teils durch Zerrklüfte gespalten, teils durch lang anhaltende Rutschvorgänge zerschert oder sogar fliegend deformiert. Offenbar reagierte es auf kurze, heftige Beanspruchung spröde und zerbrach, während es sich bei langsamer Verformung bildsam, an einigen Stellen vielleicht auch zähflüssig verhielt.

In welchem Zustand befand sich das Wirtsgestein zur Zeit dieser Deformationen? Es bestand aus häufig sandig-siltigen, kalkigen Sapropeliten bei mässiger Überlastung (maximal 100 m Sedimente), d. h. beginnender Kompaktion. Nach HEDBERG (1936), der seine Berechnungen auf Versuche von TERZAGHI mit blauen marinen Tonen gründet, findet die intensivste Kompaktion in den seichten Tiefen bis zu Bedeckungen mit etwa 10 m Sediment statt. In diesem Intervall wird die Porosität von über 70% auf etwas über 45% reduziert. Bei weiterer Belastung verändert sich das Porenvolumen viel langsamer, es beträgt unter einer Sedimentdecke von 100 m immer noch über 35%. Dabei ist zu bedenken, dass sich unter natürlichen Bedingungen das Gleichgewicht zwischen Porosität und Überlastungsdruck nur sehr langsam und asymptotisch einstellt. Davon überzeugt ein Vergleich von Porositätskurven als Funktion der Tiefe, wie sie für verschiedene Sedimentationsbecken ermittelt wurden (z. B. RUBEY und HUBBERT, 1959, p. 175, Fig. 2). In unserm besondern Falle ist zudem mit biochemischer Gaserzeugung in den Tonen zu rechnen, die dem konsolidierenden Überlastungsdruck entgegenwirkte, man sollte also eine besonders verzögerte Kompaktion erwarten. Ferner kann man nach BERNATZIK (1947, p. 203) oft feststellen, dass feinkörnige Tonschichten bis in grössere Tiefe (an einem Ort bis 50 m, d. h. soweit die Bohrung reichte) konstanten Wassergehalt besitzen. Dieser Umstand ist auf thixotrope Wasserfestigkeit zurückzuführen, die zur Erreichung des endgültigen Gleichgewichts erst

zerstört werden muss. Auch noch bei Wassergehalten von 26% und weniger, das sind Porositäten unter 50%, sind aber plastische oder hochviskose Deformationen bei genügend langsamer Beanspruchung der Tone und bei geringen differentiellen Belastungen erzeugt worden (BUESSEM und NAGY, 1954). Dass Tone fließen, ist jedenfalls bis in die hier interessierenden Tiefen durchaus möglich.

Ist eine solche Tonmasse einmal in Bewegung geraten, so wird ausserdem in gewissen Bereichen die thixotrope Wasserfestigkeit zerstört: die Wasserhüllen, welche die einzelnen Tonteilchen aneinander binden, verflüssigen sich, der Ton verliert seine Kohäsion und verhält sich wie eine zähe Flüssigkeit, bis sich nach einer Ruhepause die thixotrope Festigkeit wieder ausgebildet hat. An manchen Stellen, wo sich das Wirtsgestein anscheinend fließend deformierte, mag ein derartiger Prozess im Spiel gewesen sein.

Bei rascher Beanspruchung verhält sich aber auch ein Ton hohen Wassergehaltes noch als elastischer Körper, z. B. beim Durchgang seismischer Wellen. Bei einer Deformationsgeschwindigkeit von 0,13 mm/s und geringer Belastung waren Tone von 26% Wassergehalt noch durchaus elastisch, d. h. die Spannung war proportional der Deformation. Bei einer Geschwindigkeit von 0,05 mm/s hingegen zeigte sich eine deutliche Tendenz zu visko-elastischer Verformung (BUESSEM und NAGY, 1954) vom Typus des MAXWELL-Körpers (vgl. z. B. REINER, 1958).

Jedoch ist die Kohäsion, die das absorbierte Wasser den Tonen schon bei geringer Kompaktion verleiht, nicht sehr gross. Die Umhüllende der MOHRschen Kreise geht deshalb fast durch den Nullpunkt. Demnach sollte eine Tonschicht, die horizontal gestreckt wird, schon bei einer Belastung von wenigen Atmosphären längs Scherflächen und nicht durch klaffende Zerrklüfte nachgeben. Die maximale Überlastung z. B., für die der Beaumont Clay im Untergrund von Houston noch mit Zerrklüften reagieren könnte, wird von HUBBERT (1951, p. 367) auf 10 m geschätzt. Bei frischen marinen Sedimenten ist aber eine Schicht von mindestens dieser Mächtigkeit noch zähflüssig oder wenigstens bildsam, und es hält schwer, zu sehen, wie sich bei der Auslösung einer Rutschung – sei es an der Oberfläche, sei es in grösseren Tiefen – offene Zerrspalten bilden können. Nun kreuzen manche der San Antonio-Gänge die Schichten des Wirtsgesteins rechtwinklig und erwecken damit ganz den Eindruck von Intrusionen in Zerrklüfte. Da aber diese nach der MOHRschen Festigkeitslehre nicht dem Schwerezug der hangabwärts gelegenen Rutschmassen zugeschrieben werden dürfen, so ist anzunehmen, sie seien teils durch die Keilwirkung der intrudierenden Massen entstanden und teils durch die Heftigkeit der Eruption, die eine Zertrümmerung unter Bedingungen verursachte, für welche die MOHRsche Festigkeitslehre nicht zuständig ist.

Nach Erstarrung und Zementation der Gänge stellte die San Antonio-Formation eine sehr inhomogene Sedimentlage dar, die im Verlauf der weiteren Entwicklung zu merkwürdigen Komplikationen Anlass bieten musste. Dies betrifft vor allem die weitere Konsolidierung des Gesteins durch Schwerekompaktion und gebirgsbildende Drucke. Es ist anzunehmen, dass das Wirtsgestein in seiner überwiegenden Masse noch eine Porosität von mindestens 35–40% besessen hatte, als die Gänge schon zementiert waren und nicht weiter zusammengedrückt werden konnten. Ferner ist zu vermuten, dass die Porosität der Tone durch die weiteren Entwicklungen auf vielleicht weniger als 10% reduziert wurde. Es musste also eine

differentielle Kompaktion des Wirtsgesteins gegenüber den Gängen von beträchtlichem Ausmass eintreten. Die Ergebnisse solcher differentieller Kompaktion lassen sich oftmals in der Umhüllung früh verfestigter Kalkkonkretionen erkennen, wo das kompaktionsfähige Gestein am Rande der nicht kompaktierbaren Körper abgeschleppt ist, ganz ähnlich wie der Schiefer am Gangfragment der Fig. 8. Dieses Verhalten wurde oben als Stauung gedeutet. Könnte es sich aber nicht auch auf Fig. 8 um differentielle Kompaktion handeln? Wir glauben nicht, denn sonst müsste man ein symmetrisches Verhalten auf der andern Seite des Ganges erwarten, dort aber ist der Schiefer nicht durch sanfte Abschleppung, sondern durch wirre Lagerung gekennzeichnet, wie sie beim Umfliessen eines Hindernisses zu erwarten ist. Für unsere Deutung spricht auch, dass der ganze Zweiggang der Fig. 7 offenbar durch grössere Bewegungen des Wirtsgesteins fragmentiert wurde. Gewisse Spuren muss aber die differentielle Kompaktion doch hinterlassen haben. Vielleicht sind einige der kalzitischen Klüfte, wie sie z. B. auf Fig. 18 erscheinen, so entstanden, in diesem speziellen Fall also durch kompaktive Verschärfung der Gangfalte.

II. TEIL: DIE MOBILISIERUNG KLASTISCHER MASSES UND IHRE GEOLOGISCHE DOKUMENTATION

Im ersten Teil wurde detailliertes Anschauungsmaterial von einem ganz bestimmten Fall klastischer Intrusionen gesammelt und nach seinen allgemein geologischen, paläogeographischen und mechanischen Aspekten in extenso diskutiert. Damit sollte die Grundlage geschaffen werden für eine allgemeine Erörterung klastischer Intrusionen und des Problems der Mobilisierung klastischer Massen überhaupt.

Die mannigfachen Ursachen und Begleitumstände solcher Prozesse seien zunächst anhand einer knappen tabellarischen Zusammenstellung vor Augen geführt, alsdann sollen einige besonders interessante, in der Literatur beschriebene Fälle besprochen werden.

Übersicht über die verschiedenen Variationen klastischer Intrusionen

I. Energiequellen.

1. Chemische Energie.

Die chemische Energie eingesedimentierten organischen Materials wird von Bakterien oder auf anorganischem Wege durch Gasentwicklung in Druckenergie verwandelt. Auch ein Teil der vulkanischen Energie ist chemischen Ursprungs.

2. Seismische Energie.

Deformation flüssigkeitsgesättigter poröser Sedimente durch Oberflächenwellen im Epizentralgebiet.

3. Tektonische Energie.

Kompression flüssigkeitsgesättigter poröser Sedimente. Öffnung von Zerrklüften, d. h. Gebieten von Unterdruck.

Hebungen mit nachfolgender Schweregleitung führen zur Erzeugung geostatischer Überdrucke. Überhaupt ist die Schwereenergie der Festpartikel fast ausschliesslich tektonisch bedingt.