

kel, weitgehend abgeschürft und nach vorne verfrachtet wurde. Er würde heute in den vorgeschobenen Elementen dieser Einheit, in der Sulzfluh-Decke des Rätikon vorliegen. Damit wäre der Sulzfluh-Raum ursprünglich südlich an den Tschera-Raum des Ost-Schams anzuschliessen, was sich mit den faziellen Verhältnissen durchaus vereinbaren lässt.

5. Zusammenfassung der paläogeographischen Zusammenhänge

Damit gelangen wir für die räumliche Abfolge aller Schamser Einheiten zu folgendem Bild: Die ursprüngliche altmesozoische Basis der Schamser Teildecken (wahrscheinlich mit Ausnahme der südlichen Tschera-Zone = Sulzfluh) wird gebildet durch die Unter- und Mitteltrias der Gurschus-Kalkberg-Zone, sowie durch eine Obertrias-Lias-Folge, die teils in den Oberbau einbezogen, teils in der Splügenmulde zurückblieb. Auf dieser Trias-Lias-Basis wurden von Norden nach Süden abgelagert:

Gelbhorn-Zone, nördliche Fazies (Nivaigl-Serie s. l.) – Gelbhorn-Zone, intermediaire Fazies (Gürgaletsch-Falknis) – Gelbhorn-Zone, südliche Fazies (Vizanbreccie) – Tschera-Zone, nördliche Fazies (Schams) – Zähnjefluh – Tschera-Zone, südliche Fazies (Sulzfluh).

Wir haben oben eine Reserve gemacht betreffend den Unterbau der südlichen Tschera-Zone, d. h. des Sulzfluh-Raumes. Diese Überlegung basiert auf der Tatsache dass sich im Rätikon vielerorts Kristallin-Scherben an der Basis der Sulzfluh-Decke finden, während Trias-Glieder bis auf wenige Reste fehlen. Solch ein Mitschleppen von Kristallin-Fetzen ist in der Tat unverständlich, wenn wir gleichzeitig annehmen, dass der triadische Unterbau im Schams und im Avers zurückblieb. Es ist deshalb wohl anzunehmen, dass der Sulzfluh-Raum schon früher, etwa im Lias, eine Hochzone darstellte, auf der die Trias grösstenteils abgetragen wurde. Der Malm wäre dabei, wenn nicht direkt auf der Kristallin-Basis, so doch auf einer stark reduzierten Folge von älterem Mesozoikum, abgelagert worden. Diese Schwellenzone hätte sich im südlichsten Teil des «Bündner Briançonnais» herausgebildet, gewissenermassen als Gegenstück zum Hoch, das sich gleichzeitig an dessen Nordrand, d. h. an der heutigen Tambo-Stirn (Knorren-Areue-Zone) befand.

Diese erste Schwellenbildung zu beiden Seiten des «Bündner Briançonnais» wurde abgelöst durch das ausgeprägte Herausheben des zentralen Schamser Raumes, d. h. der südlichen Gelbhorn-Zone, ein Ereignis, das zu Beginn des Doggers einsetzte und vermutlich im untern Malm seine Kulmination fand. Dass es sich dabei um ganz bedeutende tektonische Bewegungen handelte, steht ausser Zweifel, transgrediert doch die Vizanbreccie auf der Schwelle von Taspin-Bavugls mit ausgesprochener Winkeldiskordanz und auf kürzeste Distanz über den Lias, sowie die gesamte Trias bis auf das Kristallin (Taspinit). Im Gebiet von Bavugls macht es dabei durchaus den Eindruck, als hätten wir es nicht bloss mit Vertikal-Verstellungen zu tun. Die Vizanbreccie (wahrscheinlich ein jüngerer Horizont dieser Formation) scheint dort tatsächlich auf eine bereits bestehende, liegende Falte von Taspinit-Gneiss, mit beidseitiger Untertrias-Bedeckung, zu transgredieren (vgl. V. STREIFF, 1939, Fig. 6).

Diese ausgeprägte, wenn auch wahrscheinlich kurzlebige, jurassische Orogenese im Bündner Querschnitt würde eine gewisse Abweichung von der Entwicklung im eigentlichen Briançonnais darstellen, wo jedenfalls bisher nur starke Block-Verstellungen angenommen werden. Ein weiterer Unterschied zum Querschnitt der Westschweiz und der französischen Alpen besteht darin, dass es in Graubünden nicht zur Ausbildung einer selbständigen Breccien-Decke kam. Da sich die vorliegende Arbeit nur mit den Verhältnissen in Graubünden beschäftigt, muss eine nähere Parallelisation der Schamser Decken, d.h. der Klippendecken Graubündens mit den Einheiten der französischen Alpen andern Geologen überlassen werden, die dazu besser berufen sind. Es sei aber immerhin darauf hingewiesen, dass morphologisch – und der Beschriftung nach auch geologisch – die Aiguille du Fruit (R. STAUB, 1958, Phototafel XVII, 1) ganz ausserordentlich an den Piz Gurschus (oder die Gurschus-Kalkberg-Zone im allgemeinen) erinnert, während der Roc de la Valette (R. STAUB, 1958, Phototafel XVII, 2) eine auffallende Ähnlichkeit zur Tschera-Zone, etwa der Ruina Granda, aufweist, auf die auch R. STAUB aufmerksam macht.

Nun müssen wir nochmals zurückkommen auf das Problem des Oberhalbsteiner Flysches, d.h. der mächtigen Massen, die u.a. die Klötze der Forbisch-Arblatsch-Gruppe aufbauen. Nach unserer Auffassung eines südlichen Synkinal-Scharniers kann es sich bei diesen Massen nicht um oberpenninischen Flysch handeln. Wir haben erkannt, dass ein Teil dieses Flysches in der Tat auf der Nivaigl-Serie abgelagert wurde, d.h. als (nördlicher) Gelbhorn-Flysch betrachtet werden muss. Dies gilt aber kaum für den ganzen Oberhalbsteiner Flysch. Dagegen ist anzunehmen, dass auch die südliche Gelbhorn-Zone, sowie die Tschera-Zone einst einen Flyschmantel besessen, der heute nicht mehr vorhanden ist, da die erstere Serie mit Gault, die letztere wahrscheinlich mit Couches Rouges abschliesst und keine Anzeichen für einen derart frühen Zusammenschub vorliegen. Ich glaube deshalb, dass es sich bei der Gesamtheit des Oberhalbsteiner Flysches um Flysch der Schamser Decken handelt, zum Teil noch in normalstratigraphischem Kontakt mit diesen Einheiten, zum grösseren Teil aber als mehr oder weniger selbständige Pakete verfrachtet. Das könnte auch den Schuppenbau dieser Flyschmasse erklären. R. STAUB (1958) und P. NÄNNY (1948) vermuten, dass es sich bei dem jüngeren, tertiären Flysch (Ruchberg-Sandstein) um ein Übergreifen über mehrere tektonische Einheiten, d.h. über einen bereits bestehenden Deckenbau handelt. Im Gebiete des Schams-Oberhalbstein finden sich keine Anzeichen, welche diese Auffassung bestätigen würden, doch muss diese Frage in den Flyschgebieten weiter im Norden entschieden werden, wobei sich im Lichte unserer neuen Interpretation vielleicht eine andere Lösung ergibt. Auch die von W. ZIEGLER (1956) angenommene verschiedene Schüttungsrichtung im Ruchberg-Sandstein des Arblatsch-Gebietes, resp. der Lenzerheide, lässt sich heute (d.h. nach der Erkenntnis einer Umkehr der Flyschmassen im Arblatsch-Forbisch-Gebiet und möglicherweise von bedeutender verkehrter Lagerung) unter Umständen anders erklären.

Zum Schluss müssen wir nun noch den Faziesraum des «Bündner Briançonnais» in den Grossraum des bündnerischen Penninikums einfügen. Wir haben gesehen, dass es sich bei den mesozoischen Schichtfolgen des Schams und den damit ver-

bundenen Serien des Rätikon vorwiegend um Flachsee-Bildungen handelt, die praktisch frei von Ophioliten sind. Als ursprüngliche Basis dieser Serien haben wir die Kristallinmasse der Tambo-Decke erkannt.

Südlich an diese Plattform schliesst sich der Faziesraum der heutigen Surettadecke. Während der Triaszeit kam es in diesem Raum, hauptsächlich in dessen nördlichen Teil (Ferrera-Keile, Piz Mazza) zur Ablagerung von lagunär-neritischen Sedimenten, die sich punkto Mächtigkeit durchaus mit der Schamser Entwicklung (Gurschus-Kalkberg-Zone) vergleichen lassen; in fazieller Hinsicht erinnern sie am ehesten an die Trias der Bernhard-Decke (Pontis-Kalk). Während der Jura- und Kreidezeit entwickelte sich dieser Raum dann zu einer typischen Geosynklinale, dem Nordteil des piemontesischen Troges entsprechend, charakterisiert durch die Ablagerung von kaum gliederbaren Bündnerschiefern, mit beträchtlichen Ophiolit-Einlagerungen.

An den Nordrand der Schamser-(und Klippen-)Plattform schliessen sich die Serien der Vignone-, der Areue- und der Knorren-Zone an; die letztere noch heute die eigentliche Stirn dieser Einheit bildend. Während diese Knorren-Zone zu Beginn des Mesozoikums noch in die Hochzone einbezogen war, leiten ihre Bündnerschiefer und Ophiolite bereits zum vorgelagerten grossen Trog des Unterpenninikums über. Im südlichsten Teil dieses externen Troges, d.h. im Raum des heutigen Tomül-Lappens, kam es zur Ablagerung ausserordentlich mächtiger Bündnerschiefer-Serien, wieder mit Ophioliten in den tieferen Schichten. Wohl lassen sich diese Bündnerschiefer lithologisch gliedern, aber eine stratigraphische Zuteilung ist bis heute nicht mit Sicherheit durchführbar.

Die oben skizzierten Zusammenhänge sind in Tafel III dargestellt.

6. Schlussbemerkungen

Was mir noch vor wenigen Monaten als etwas vage Arbeitshypothese vor schwiebte, hat sich im Verlaufe dieser Studie mehr und mehr zur Gewissheit verdichtet. Viele neue Argumente für unsere These haben sich gefunden, die sich zu einem abgerundeten Bild zusammenfügen.

Es war in der äusserst kurzen Zeit, die zur Verfügung stand, natürlich nicht möglich, auf alle Probleme mit der gleichen Gründlichkeit einzugehen. Wie bereits angetönt, bedürfen noch einige Fragen, sowohl tektonischer, wie stratigraphischer Art, der Abklärung. In die erste Kategorie gehört namentlich die detaillierte Fertig-Kartierung der ganzen Schamser Gegend; auch die Neu-Aufnahme anschliessender oder sogar weiter entfernter Gebiete (so z.B. der Zähnjefluh) wäre wünschenswert. Neben den bereits erwähnten stratigraphischen Problemen (Geröllstudien, Frage der Tiefenkasteler Breccie etc.) scheint es unumgänglich, wenigstens einige der post-liasischen Schichtglieder der Schamser Decken zu datieren, um die lithologische Korrelation mit den Serien des Rätikon auf eine absolut sichere Basis zu stellen. Es besteht wohl wenig Hoffnung, dies mit Hilfe von Makro-Fossilien durchführen zu können. Wie die kürzlich von BOLLI und NABHOLZ (1959) unternommenen Studien zeigen, lassen sich jedoch in den scheinbar sterilen Bündnerschiefern doch noch gewisse Mikro-Fossilien nachweisen, die möglicherweise eine Altersbestimmung erlauben. Einige im Jahre 1958 versuchsweise palynologisch untersuchte Ton-