

Zeitschrift: Werdenberger Jahrbuch : Beiträge zu Geschichte und Kultur der Gemeinden Wartau, Sevelen, Buchs, Grabs, Gams und Sennwald
Herausgeber: Historischer Verein der Region Werdenberg
Band: 29 (2016)

Artikel: Das Alpenrheintal : eine geologische Grenzzone : trennendes und Verbindendes im Liechtensteiner und St. Galler Rheintal
Autor: Miescher, Daniel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-893548>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Das Alpenrheintal – eine geologische Grenzzone

Trennendes und Verbindendes im Liechtensteiner und St.Galler Rheintal

Daniel Miescher

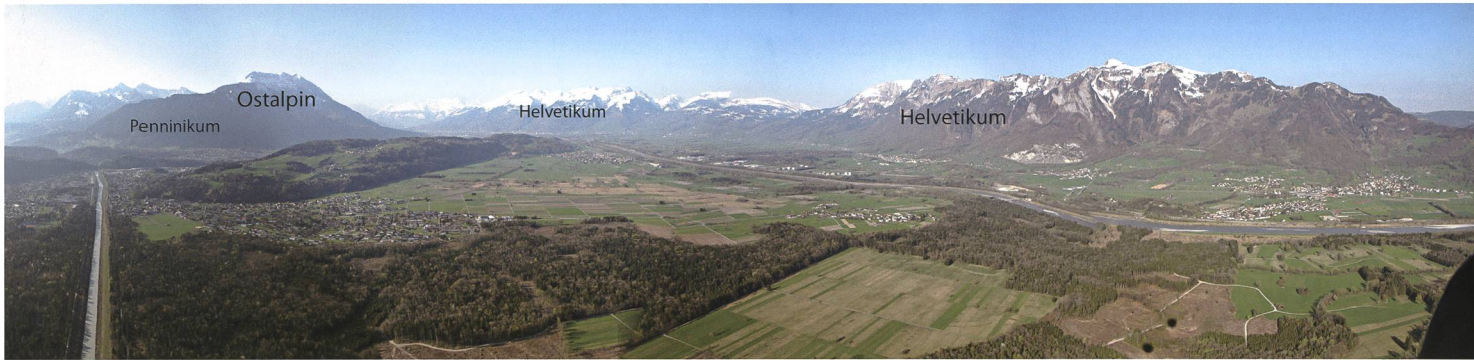


Abb. 1. Blick ins Alpenrheintal gegen Süden. Die Gebirgskette westlich des Rheins (rechts) und der Eschnerberg in der Talmitte gehören dem Helvetikum an. Die Gesteine stammen aus der Kreidezeit und sind rund 100 Millionen Jahre jünger als die ostalpinen Gesteine der Gebirgsketten östlich des Rheins. Ebenfalls östlich des Rheins gibt es penninische Gesteine jurassischen bis tertiären Alters. Die Ablagerungsorte lagen im Tethysmeer einst hunderte Kilometer auseinander.

Grenzen trennen und verbinden. An Grenzen trifft sich, was voneinander verschieden ist. Das Alpenrheintal ist eine solche Grenze, und das Tal wäre nicht da, wenn sich hier nicht wesentliche Bauelemente der gesamten Alpen begegneten. Die West- und die Ostseite des Alpenrheintals unterscheiden sich in vielen Belangen und doch treten Elemente der Westseite auch im Osten auf und umgekehrt. Das Alpenrheintal stellt daher in geologischer Hinsicht sowohl eine Trennung als auch eine Verbindung zwischen den Gebirgsanteilen der Liechtensteiner und der Schweizer Seite dar. Das Tal als Grenze ist aber keine messerscharfe Trennlinie, sondern eher eine Grenzzone (Abb. 1).

Um zu klären, was hier aufeinandertrifft und von welchem Rang diese Grenze ist, sollen im Folgenden zuerst die Entstehungsgeschichte und der geologische Bau der Alpen kurz beschrieben werden. Damit soll gezeigt

werden, welche wichtigen Bauelemente der Alpen sich im Rheintal treffen.

Wesentliche für die jeweilige Talseite charakteristische Gesteine wurden zu unterschiedlichen Zeiten unter verschiedenen Bedingungen an hunderte Kilometer entfernten Orten eines längst vergangenen Meeres abgelagert. Daher sind sie sehr unterschiedlich zusammengesetzt und werden unter dem Einfluss der Verwitterung in einer für sie typischen Art geformt. So ist das charakteristische Aussehen der Gebirgshänge beidseits des liechtensteinisch-berner Talabschnitts durch das Auftreten sehr verschiedenartiger Gesteine mit einer ihr eigenen Geschichte begründet. Der geologische Reichtum des Rheintals ist ausserordentlich und kann im Rahmen dieses Beitrags nicht flächendeckend besprochen werden.¹ Dieser muss sich auf eine Auswahl repräsentativer Gesteine beschränken, soll aber trotzdem zeigen,

über welch grosse Zeiträume aus ihnen das Tal wurde, das uns vertraut ist.

Die Alpen – ein Deckengebirge

Ein Ozean entsteht: das Tethysmeer

Im Zeitalter namens Perm, vor rund 270 Millionen Jahren, waren alle Kontinente im Superkontinent Pangäa vereint. Dieser begann in der frühen Trias vor etwa 250 Millionen Jahren zu zerbrechen, wobei sich zuerst die beiden Grosskontinente Gondwana und Laurasia voneinander trennten. Laurasia teilte sich später in die Kontinente Nordamerika und Eurasien auf. Gondwana umfasste die heutigen Kontinente der Südhalbkugel inklusive Indien. Zwischen Laurasia und Gondwana öffnete sich mit Beginn der Trias das Tethysmeer.

¹ Ausführlichere Erklärungen bei Miescher 2014 oder Keller 2013.

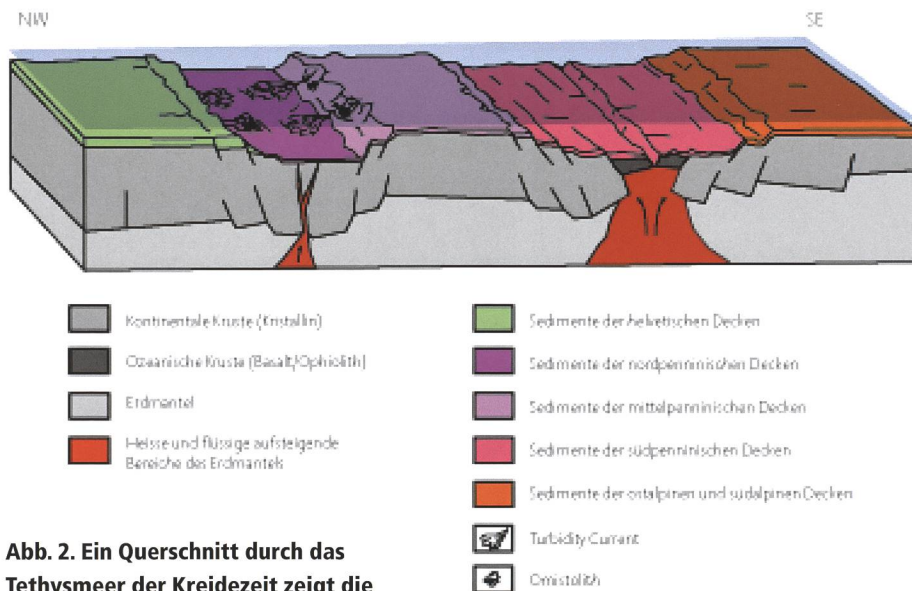
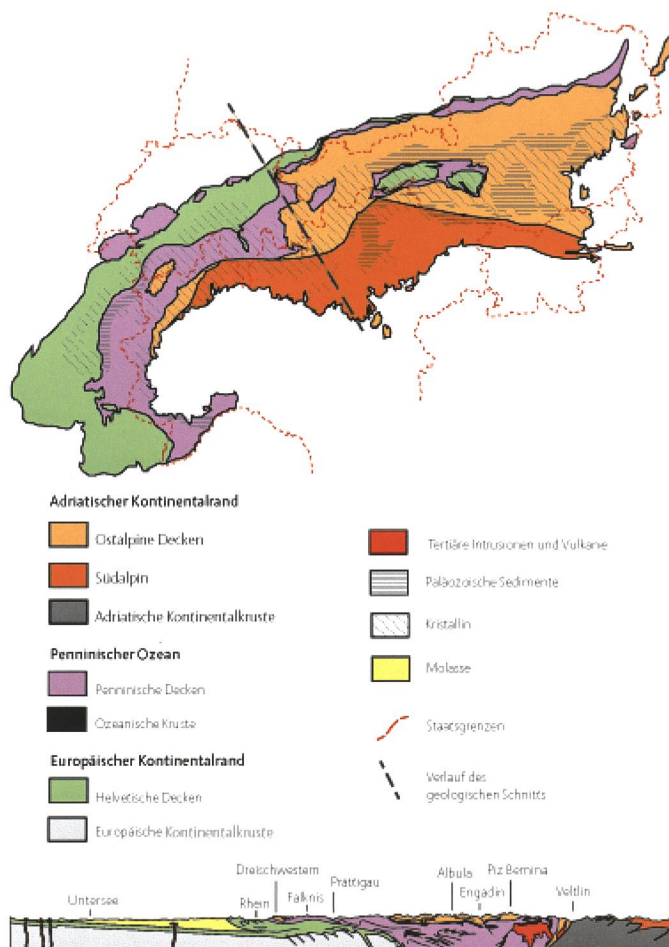


Abb. 2. Ein Querschnitt durch das Tethysmeer der Kreidezeit zeigt die fünf markantesten Ablagerungsräume.

Die helvetischen (grün), ostalpinen (orange) und mittelpenninischen (hell lila) Decken enthalten vorwiegend Kalke, die auf Flachwasserbedingungen hindeuten. Die beiden Tiefseetröge, Walliser-Trog (links) und Piemont-Trog (rechts) weisen dagegen meist kalkarme und tonreiche Sedimente auf. Sie werden getrennt durch die Schwelle des Briançonnais Mikrokontinents.

Abb. 3. Tektonische Karte und tektonischer Schnitt durch die Alpen.

Basierend auf Pfiffner 2009, Spiess 2002 und Tektonische Karte der Schweiz 2005. Ost- und südalpine Decken enthalten Meeresablagerungen des südlichen untiefen Tethysmeeres und überschwemmte Bereiche des Kontinents Adria. Die helvetischen Decken bestehen grösstenteils aus Ablagerungen des nördlichen untiefen Meeres (von Tethys überschwemmte Bereiche Europas). Die penninischen Decken enthalten Sedimente des offenen tiefen Ozeans und des überschwemmten Kleinkontinents Briançonnais. Von Südosten her wurden ostalpine über penninische Decken geschoben, die ihrerseits über die helvetischen Decken zu liegen kamen. Der jüngste Erosionsschutt der Alpen, die Molasse des nördlichen Alpenvorlands, wurde ebenfalls von den helvetischen Decken überlagert.



Pangäa teilte sich zunächst entlang eines Grabenbruchs und das Meer konnte langsam vordringen. Weitere Ausdehnung und der damit einhergehende Vulkanismus führten allmählich zur Bildung neuer Erdkruste und eines neuen Ozeanbeckens: das Tethysmeer entstand. Die Öffnung dieses Meeres verlief nicht entlang nur eines einzigen Grabenbruchs, sondern hinterliess eine Vielzahl von Mikrokontinenten, die durch mehrere Grabenbrüche und Randmeere voneinander getrennt waren. Bedeutsam für die Geschichte der Alpen sind die beiden Mikrokontinente namens Adria und Briançonnais, die sich im Meer zwischen Europa und Afrika befanden. Die Meeresbecken, welche durch diese Kleinkontinente getrennt waren, werden in Anlehnung an Fundorte von Gesteinen, die zu ihrer ersten Beschreibung führten, als Piemont-Ozean und den Walliser-Trog bezeichnet.

Der Piemont-Ozean erreichte in der frühen Kreidezeit, vor 130 Millionen Jahren, eine Ausdehnung von mehreren 100 Kilometern. Ebenfalls in der frühen Kreidezeit hatte sich der Walliser-Trog geöffnet. Damit erreichte das Meer, aus dem viele Millionen Jahre später die Alpen hervorgehen würden, seine grösste Ausdehnung von rund 1500 Kilometern (Abb. 2).

Über einen Zeitraum von nahezu 250 Millionen Jahren wurden auf dem Grund dieses Meeres Ablagerungen in Form von Sand, Kies und Schlamm aus unterschiedlichen Quellen abgesetzt. Durch langandauernde chemische Prozesse wurden sie zu hartem Gestein. Diese unterscheiden sich noch heute je nach Ablagerungsgebiet und Alter.

Von Norden nach Süden sind dies die Flachwasserablagerungen des europäischen Schelfmeeres, die Tiefseeablagerungen des Walliser-Trogs, die Flachwasserablagerungen der überfluteten Briançonnais-Schwelle, die Tiefseeablagerungen des Piemont-Ozeans und die Flachwasserablagerungen des adriatischen Schelfs.

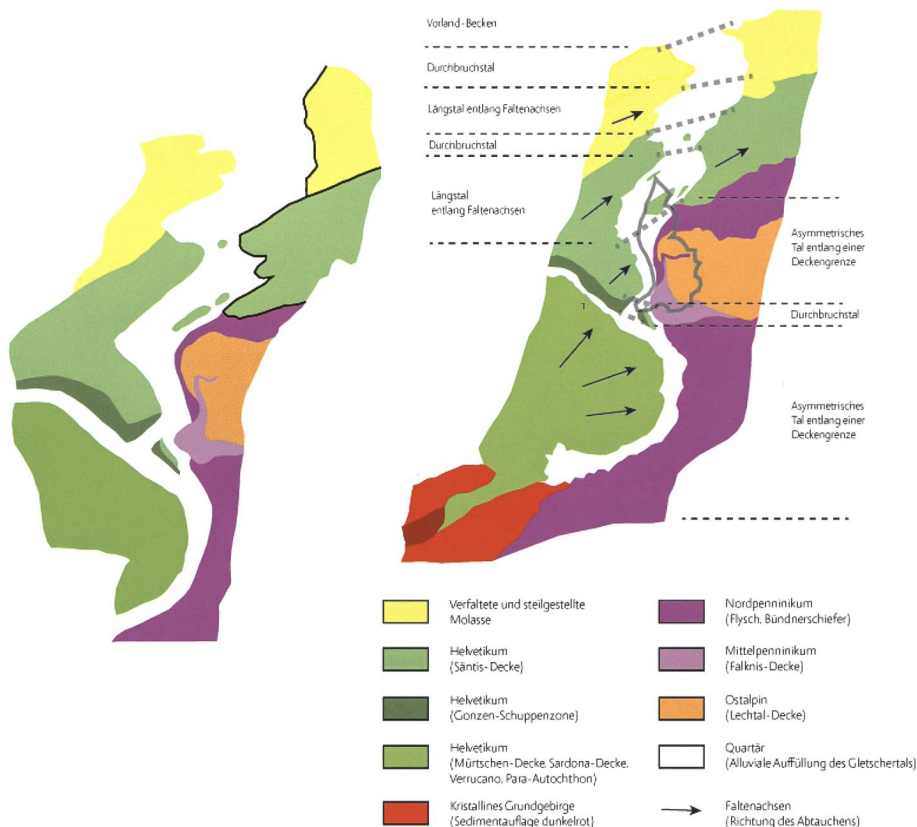


Abb. 4. Das Rheintal besteht aus einer Abfolge verschiedener Talabschnitte.

Fluss und Gletscher suchten sich meist ihren Lauf entlang geologisch-tektonisch vorgegebener Wege. Dies sind Deckengrenzen, an denen die Erosion leichter angreifen kann, oder dann Faltenachsen, wo sich ein Weg des geringsten Widerstands entlang des Faltenverlaufs gehen lässt. Zwischen dem Abfluss entlang von Deckengrenzen oder Faltenachsen durchbrach der Rhein wiederholt Hindernisse. Allerdings dürften auch diese Durchbruchsstellen entlang talparalleler tektonischer Brüche verlaufen. Nach Keller 1994.

Aus dem Tethysmeer werden die Alpen

In der späten Kreidezeit, vor rund 100 Millionen Jahren, änderte sich die Plattenbewegung. Verursacht durch die Öffnung des Atlantiks begann sich der afrikanische Kontinent im Gegenuhrzeigersinn zu drehen. In der Folge driftete der adriatische Mikrokontinent gegen Norden. Die ozeanische Erdkruste des Piemont-Trogs tauchte gegen Süden unter. So begann sich das Tethysmeer zu schliessen. Im Zeitraum vor 60 bis 10 Millionen Jahren kollidierten Europa, der Briançonnais- und der adriatische Mikrokontinent. Die Meeresablagerungen wurden dabei verfaltet, als zusammenhängende Decken von ihrem einstigen Untergrund abgedrängt, übereinander geschoben und angehoben. Auch Teile der Unterlage

wurden in den Deckenbau der Alpen integriert. All dies verlief mit einer Geschwindigkeit von wenigen Millimetern pro Jahr, so dass nur die Beständigkeit dieser Prozesse über viele Millionen Jahre hinweg ein Gebirge hervorbringen konnte.

Die alpinen Decken weisen heute eine generelle Überschiebungsrichtung von Südosten nach Nordwesten auf. Südlich gelegene Bereiche des adriatischen Kontinentalschelfs wurden als ostalpine Decken über die penninischen Decken und diese über die helvetischen Decken des im Norden befindlichen europäischen Kontinentalschelfs gelegt (Abb. 3). Innerhalb des Penninikums können unterschieden werden: die süd penninischen Decken des Piemont-Ozeans, die mittelpenninischen Decken des Briançon-

nais-Mikrokontinents und die nordpenninischen Decken des Walliser-Trogs.

Der Hebungsprozess, der durch die Kollision und die damit verbundene Krustenverdickung eingeleitet wurde, hält bis heute an. Gegenwärtig sind es etwa 0,5 Millimeter jährlich. Hebung und Erosion befinden sich aber im Gleichgewicht. Während die Oberfläche abgetragen wird, treten dadurch langsam die tiefen Bereiche des Gebirges zutage. Grosse Anteile des abgetragenen Gesteins befinden sich heute in den bis zu 6000 Meter dick aufgefüllten Molassebecken des Alpenvorlands. Während der jüngsten Hebungsphasen im späten Tertiär vor weniger als 10 Millionen Jahren überfuhren Teile der helvetischen Decken sogar ihren eigenen Erosionsschutt. Letzterer – die sogenannte subalpine Molasse – befindet sich daher unter den helvetischen Gesteinen des Rheintals.

Unterschiede zwischen Ost- und Westseite

Das Rheintal – ein Treffpunkt alpinen Decken

Jedes Gestein unseres Planeten kann einer von drei Entstehungsgruppen zugeordnet werden. Es gibt die magmatischen Gesteine, die metamorphen Gesteine und die Sedimentgesteine. Rund um das St.Galler und Liechtensteiner Rheintal kommen vor allem Sedimentgesteine vor, das heisst Gesteine, die aus Meeresablagerungen entstanden sind. Die Sedimentgesteine beidseitig des Alpenrheintals können allen oben beschriebenen Bereichen des Tethysmeeres zugeordnet werden, vom Ostalpin über die drei penninischen Ablagerungsräume bis zum Helvetikum. Zudem gibt es Überreste der kontinentalen Kruste Pangäas, die aus der Zeit stammen, bevor sich der Grabenbruch öffnete. Auch gibt es ozeanische Kruste und beide bestehen aus magmatischem Gestein.

Die tektonische Karte (Abb. 4) zeigt die räumliche Verbreitung der ehema-

ligen Meeresräume entlang des Alpenrheins. Dabei springen einige Unterschiede zwischen der westlichen und der östlichen Talseite ins Auge. Die Liechtensteiner Seite unterscheidet sich von der St.Galler Seite durch das dominante Vorkommen der ostalpinen und der penninischen Decken. Demgegenüber ist das Gebirge auf der St.Galler Seite vom Helvetikum geprägt. Letzteres taucht zu geringen Teilen auch in Liechtenstein auf.

Hinsichtlich der Gesteinszusammensetzung und des inneren Baus unterscheiden sich die Decken deutlich voneinander. Die Lechtal-Decke, eine Teildecke des Ostalpins, wird dominiert von massigen Evaporiten, also von Ablagerungen, die durch Verdunstung von küstennahem Meerwasser im trocken-heissen Klima der Triaszeit entstanden sind. Dazu gehört der mächtige Hauptdolomit mit gegeneinander und teilweise übereinander verschobenen Schollen.

Die penninischen Flysch-Decken bestehen aus tonhaltigen Tiefseeablagerungen. Vorarlberg- und Liechtenstein-Flysch bilden mächtige Keile, die von Südosten her überschoben sind und sich gegen Südosten ausdünnen. Der Prättigau-Flysch erscheint ebenfalls als grosser Keil, der gegen Norden abtaucht und ausläuft. Auf den Flysch-Decken liegen die stark verfaltete mitelpenninische Falknis-Decke im Süden Liechtensteins sowie die massige Lechtal-Decke im Norden.

Ostalpin und Penninikum auf der Ostseite und Helvetikum auf der Westseite des Tals schaffen eine Trennung. Das Helvetikum hingegen verbindet beide Rheinufer. Die gipfelbildenden helvetischen Kalke in Alvierkette, Alpstein und Säntisgebiet stammen aus dem tropisch warmen Wasser des küstennahen nördlichen Tethysmeeres der Kreidezeit. Sie gehören vorwiegend der Säntis-Decke an und sind bedeutend jünger als das Triasgestein der Dreischwesternkette und die penninischen Jura-Gesteine der Falknisgruppe. Die Säntis-Decke hingegen ist



Abb. 5. Geomorphologischer Kontrast zwischen der westlichen und der östlichen Rheintalseite: sanft ansteigende Hänge in der Schweiz gegenüber aktiven Rüfen in Liechtenstein.

Rüfeschuttkegel wie jener von Schaan sind einerseits Symbole der Naturgefahren, andererseits boten sie auch sicheren Baugrund oberhalb des Überschwemmungsbereichs des Rheins. In die Talebene wächst die Siedlung erst seit der Rheinkorrektion im 19. Jahrhundert.

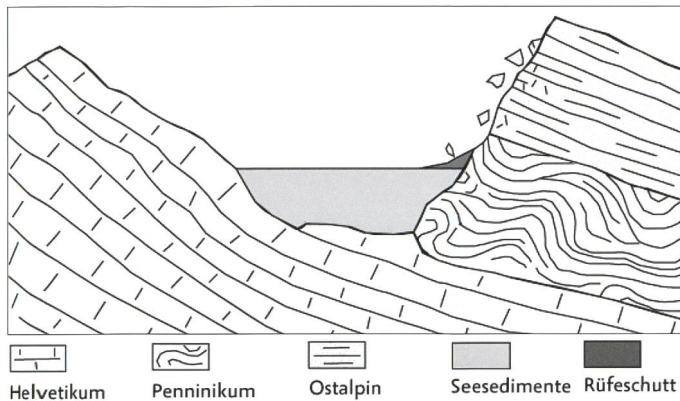


Abb. 6. Vereinfachter Querschnitt durch das Rheintal (West–Ost).

Der Schichtverlauf der helvetischen Decken bringt ein hangparalleles Abfallen der Schichten mit sich, was sich in den vergleichsweise sanft ansteigenden Hängen der westlichen Talseite äussert. Demgegenüber treten auf der Liechtensteiner Seite die Schichtköpfe der Trias zutage: Sie brechen ab und nähren die Rüfen.

auch in Liechtenstein anzutreffen. Dort taucht sie in Form des Eschner- und des Fläscherbergs unter den mächtigen penninischen und ostalpinen Decken auf.

Die Rüfen – ein augenfälliger Unterschied

Dass sich die Gesteine auf Liechtensteiner Seite von ihrem St.Galler Gegenüber unterscheiden, mag man allein durch die einseitig auftretende Rüfenaktivität auf Liechtensteiner Seite vermuten.

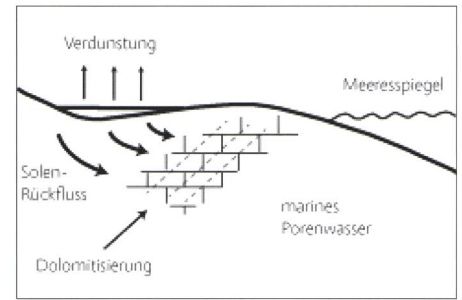
Ausgedehnte Rüfeschuttkegel sind ein markantes Landschaftselement Liechtensteins (Abb. 5). Die Rüfe und der Rhein haben die Siedlungsentwicklung als die beiden dominanten Naturgefahren seit jeher geprägt. Nicht grundlos werden sie als die ältesten Landnöte Liechtensteins betitelt. Geologisch betrachtet handelt es sich allerdings um ein junges Phänomen. Die Schuttkegel überlagern allesamt die talfüllenden Sedimente des Rheintal-sees und des Rheins, sind also eindeutig nacheiszeitlich entstanden.

Der Grund dafür, dass Rüfen auf der St.Galler Seite kaum zu finden sind, liegt in der unterschiedlichen Erosionsanfälligkeit der Gesteine und in der Tektonik, also in ihrer räumlichen Lage im Gebirge (Abb. 6). Zwei sehr

unterschiedliche Gesteine sind in Liechtenstein aufgrund ihrer Beschaffenheit für die Rüfenbildung verant-

Abb. 8. Der schroff verwitterte Hauptdolomit der Dreischwesternkette ist das dominante gipfelbildende Gestein der Liechtensteiner Rheintalseite. Zur Triaszeit, vor rund 250 Millionen Jahren, wurde er im sehr seichten Wasser der südlichen Randmeerbereiche der Tethys gebildet.

Abb. 7. Dolomitisierung: In bereits vorhandene Kalkablagerungen drangen salzreiche Solenflüsse aus Verdunstungströgen ein. Dabei wurde dem Kalk Magnesium eingelagert: Der Kalk wurde zu Dolomit umgewandelt.



wortlich. Die grössten Rüfeschuttkegel von Vaduz und Schaan werden von den erosionsanfälligen Triasgesteinen der ostalpinen Decken genährt, allen voran vom brüchigen Hauptdolomit der Dreischwesternkette. Von Nendeln bis Schaanwald prägen mächtige Flysch den Gebirgshang. Diese tonreichen Gesteine neigen zu Rutschungen und Massenbewegungen. Im Süden des Landes werden die Rüfeschuttkegel

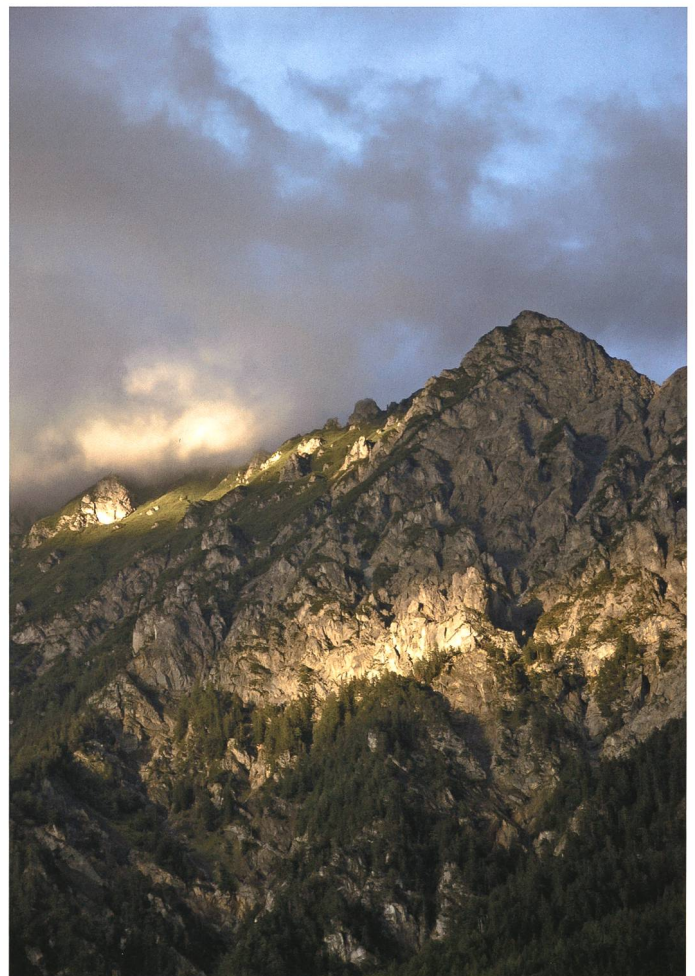




Abb. 9. Anders als die zerfurchten Dolomittfelsen der Liechtensteiner Seite bieten die kompakten Kalke der Säntis-Decke der Erosion mehr Widerstand.



Abb. 10. Typisch dünnbankig gelagerte Schichten im Flysch können in Liechtenstein unter anderem am Grossloch-Bach an der Strasse zwischen Planken und der Alp Gafadura angetroffen werden.

von den ebenfalls mit Flysch durchsetzten Bergen der Falknis-Decke und den darunter liegenden nordpenninischen Flysch genährt. Unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit zeigen alle Rufenährgebiete Liechtensteins eine vergleichbare tektonische Ausrichtung: Die Schichten fallen generell gegen Südosten ab. Auf der Rheintalseite sind sie alle abgeschnitten, und die sogenannten Schichtköpfe brechen laufend ab.

Ein ganz anderes Bild zeigt die Geologie der St.Galler Rheintalseite: Die massiven Kreide-Kalke des Helvetikums bieten der Erosion mehr Widerstand, und die Schichten verlaufen mehr oder weniger parallel zur Hangneigung.

Hauptdolomit und Flysch – zwei typische Liechtensteiner

Wie der Blick auf die Rufenaktivität zeigt, sind von den zahlreichen Variationen an Ablagerungsgesteinen in Liechtenstein zwei besonders augenfällig und für das unterschiedliche Antlitz der Landschaft der Ost- und der Westseite des Rheintals verantwortlich. Es sind dies der Flysch und das Triasgestein namens Hauptdolomit. Sie wurden während weit auseinanderliegenden Zeiträumen der Erdgeschichte in



Abb. 12. Vielerorts bilden mächtige Pakete von Vorarlberg- und Liechtenstein-Flysch die unteren Hänge des Liechtensteiner Rheintalrandes. Sie gehören dem nördlichen Penninikum an und wurden von Südosten her über das Helvetikum geschoben.

Vorarlberg-Flysch (Vo); Liechtenstein-Flysche mit Gaschlo-Serie (Ga), Schloss-Serie (Sc), Eichholztofel-Serie (Ec), Triesen-Flysch (Tr); Flysch der Falknis-Decke (Fal). Vgl. Miescher 2014.

sehr unterschiedlichen Gegenden und unter sehr verschiedenen Bedingungen im Tethysmeer abgelagert.

Der Hauptdolomit – ein Zeitzeuge des ostalpinen Tethysmeeres

Zur Triaszeit, vor rund 220 Millionen Jahren, lagen weite Gebiete des südlichen Kontinents Adria unter nur wenige Meter tiefem Wasser. Über diesem Schelfmeer schien die subtropisch heisse Sonne; die Verdunstung war stark. Unter diesen Bedingungen wurden im seichten Wasser des Schelfmeeres während etwa 30 Millionen Jahren Sedimente abgelagert, die als Evaporite bezeichnet werden. Evaporite entstehen durch chemische Ausfällung von Salzen aus dem Meerwasser. Unter den Evaporiten der Trias finden sich Gipse und Dolomite. Dolomit ist dem Kalk nahe verwandt. Chemisch betrachtet ist Kalk das häufigste Sedimentgestein der Erde, eine salzähnliche Verbindung aus dem Metall Calcium und Carbonat, einer Verbindung aus Kohlenstoff und Sauerstoff: Kalk ist Calciumcarbonat. Meistens besteht er aus den Schalen- und Skelettüberresten von Meereslebewesen und wird als biogener Kalk bezeichnet. Kalk kann aber auch als Evaporit entstehen: Ruhige

Flachwasserbedingungen ermöglichen im ostalpinen südlichen Tethysmeer jahrmillionenlange regelmässige Ablagerung von Kalk biogenen Ursprungs oder aus Evaporation. Dabei befanden sich die Geschwindigkeiten von Kalkablagerung und Absenkung der Ablagerungsplattform im Gleichgewicht. Das hatte zur Folge, dass das Wasser über lange Zeiträume hinweg gleichbleibend untief war. Zeitweise und in Lagunen des Gezeitenbereichs ragte die Plattform wohl sogar aus dem Wasser heraus, und unter dem Einfluss des warm-trockenen Klimas wurde so

der Kalkschlacke das Wasser entzogen und der Kalk mit Magnesium angereichert; es kam zur Umkristallisation, wobei das Gestein spröder wurde als der Kalk, der so zu Dolomit wurde (Abb. 7). In den Triasabfolgen der Ostalpen finden sich zahlreiche Dolomite. Die massigste Ansammlung dieses Gesteins ist der mit bis zu 1000 Meter Mächtigkeit unübersehbare Hauptdolomit. Er ist auch in Liechtenstein einer der wichtigsten Felsbildner (Abb. 8). Die wild zerrissenen Dolomitgipfel der Dreischwesternkette, des Ochsenkopfs, des Ziegerbergs und des Augstenbergs verleihen der liechtensteinischen Talseite ihr unverwechselbares Gesicht. Die Dolomitgipfel Liechtensteins verwittern aufgrund ihrer Sprödigkeit anders als die kompakten Kalkberge der Alvierkette und des Alpsteins (Abb. 9).

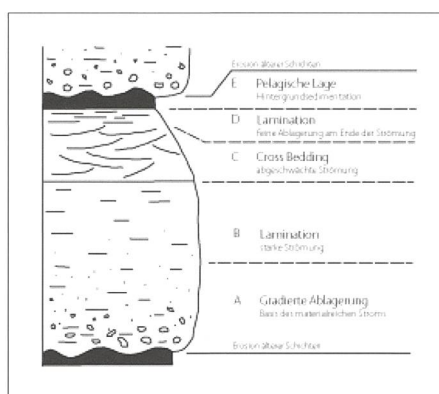


Abb. 11. Die fünf für Turbidite (Flysche) typischen Abschnitte einer Bouma-Sequenz (nach Bouma 1962 und Boggs 2006).

Flysch –

Schlammlawinen der Tiefsee

Der Name Flysch hat sich in der Schweizer Mundart entwickelt und bezeichnet Felsmaterial, das zu Berg- und Hangrutschungen neigt. Der Begriff ist geologisch nicht scharf definiert, doch werden damit meist recht monotone Sequenzen dünnbankiger, gradierter, sandiger Mergel und Kalke assoziiert,

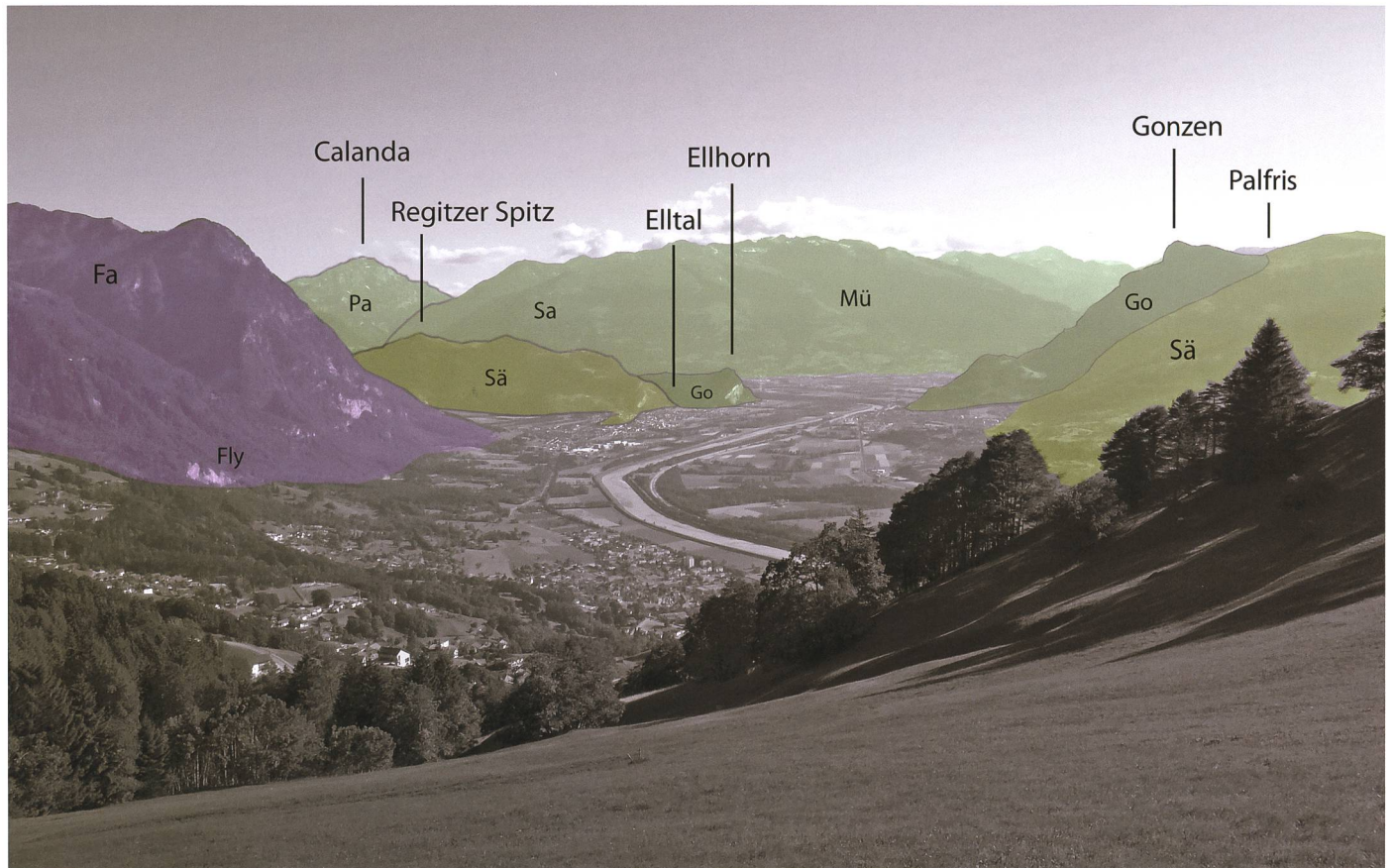


Abb. 13. Ein Blick aus der Distanz von Masescha lässt den Kontext der regionalen Geologie erkennen.

Mürtschen-Decke (Mü), Gonzen-Schuppenzone (Go) und Säntis-Decke (Sä) sind allochthone, also weit vom Ort der einstigen Ablagerung weg verschobene Gebirgsdecken. Entlang des Palfris-Schiefers, der sowohl den Sattel auf Palfris als auch das Elltal bildet, wurden die jüngeren Bereiche der Kreidezeit vom darunter liegenden Juragestein abgeschoben und formen so die Säntis-Decke. Der Calanda im Hintergrund liegt noch beinahe auf dem Untergrund, auf dem seine Gesteinsabfolge einst abgelagert wurde. Er gehört zum Parautochthon (Pa) des Helvetikums. Die östliche Rheintalseite besteht aus penninischen Gesteinen der Falknis-Decke (Fa) und aus penninischen Flyschen (Fly).

deren Schichten durch deutliche Fugen voneinander getrennt sind (Abb. 10). Flysche bilden in den Alpen häufig die jüngsten Deckenbereiche, insbesondere der penninischen Decken. Während der Gebirgsbildung wurden sie oft stark verfaltet und zerschert. Im Rheintal bilden sie mit über 1000 Meter Mächtigkeit die Grenzzone zwischen den ostalpinen und den helvetischen Decken.

Flysch besteht aus Bruchstücken anderer Gesteine. An untermeerischen Abhängen floss ein Gemisch von Wasser, unverfestigtem Sediment und festen Gesteinstrümmern in tiefere Becken. Die Transportleistung dieser als Turbidity Currents bezeichneten Schlammströme kann viele Kilometer weit reichen und lagert Sediment in

charakteristischen Sequenzen ab. Nach ihrem Entdecker werden sie als Bouma-Sequenzen bezeichnet. Meeresablagerungen, die durch «Turbidity Currents» gebildet wurden und Bouma-Sequenzen zeigen, sind weltweit verbreitet und werden Turbidite genannt (Abb. 11). Flysche sind alpine Turbidite. Sie entstanden in der späten Kreidezeit und dem frühen Tertiär, also ganz woanders und viel später als der oben beschriebene Hauptdolomit.

In und um Liechtenstein werden vier Flyschpakete unterschieden (Abb. 12): der Vorarlberg-Flysch, der Liechtenstein-Flysch, der Prättigau-Flysch und der Flysch der Falknis-Decke. Vorarlberg- und Liechtenstein-Flysch bilden mächtige Keile, deren Dicke von Norden nach Süden abnimmt. Vorarlberg-

und Liechtenstein-Flysch reichen bis auf Höhen von Gafadura und Bargella. Weiter südlich sitzt die Falknis-Decke auf dem Flysch und reicht dort bis fast in die Talebene. Der Geologe Franz Allemann, der die Geologie Liechtensteins von den 1950er Jahren bis knapp über die Jahrtausendwende erforschte, charakterisierte die Flyschdecken wie folgt:²

Prättigau-Flysch

Im Vilangebiet hat der Prättigau-Flysch eine Mächtigkeit von über 1000 Metern. Gegen Westen keilt er vollständig aus, so dass er zwischen der Basis der Falknis-Decke und dem Fläscherberg endet. Von der Falknis-Decke ist er entlang einer gegen Osten zunehmend steileren und gegen Norden abfallenden Flä-

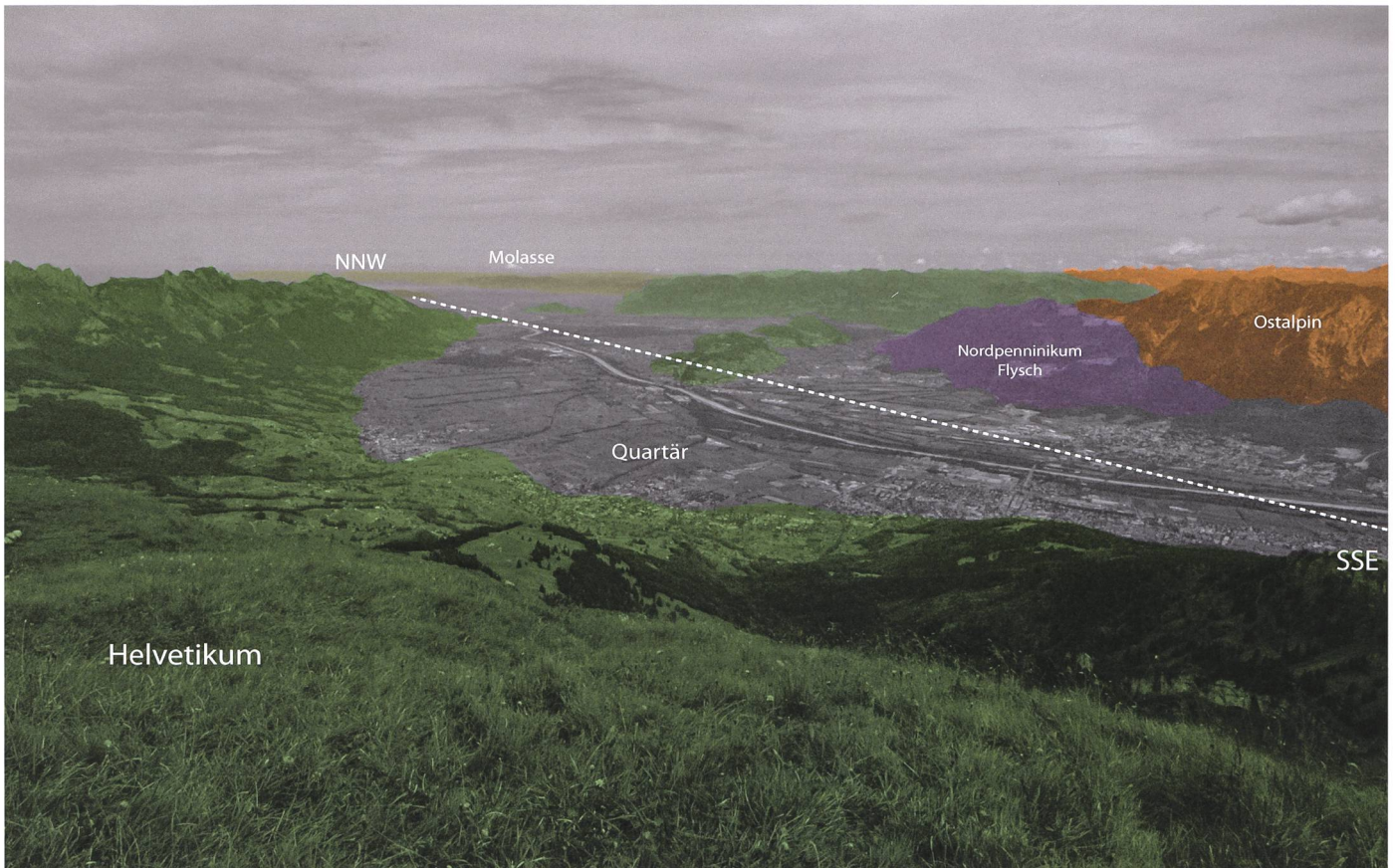


Abb. 14. Blick Richtung Norden von Imbabun ins Rheintal. Die helvetischen Decken (grün), vorwiegend aus der Kreidezeit, sind von Südosten her von den Flyschen der penninischen Decken überschoben, die aus oberer Kreide und Tertiär stammen. Diese wiederum sind ebenfalls von Südosten her von den weitaus älteren ostalpinen Decken der Trias überschoben.

che überschoben. An den steilsten Stellen ist diese beinahe senkrecht. Nahe der Kontaktflächen ist die Flyschdecke stark zerschert und entlang Nord-Süd verlaufenden Brüchen mehrfach verschoben.

Vorarlberg-Flysch

Auch der Vorarlberg-Flysch formt einen grossen Keil. Anders als der Prättigau-Flysch keilt er aber gegen Süden aus. Im Norden, beim Frastanzersand, ist er über 1000 Meter mächtig. Seine Obergrenze liegt dort auf 1600 m ü.M. Gegen Süden fällt sie auf 600 m ü.M., bevor sie unter dem Schaaner Rufe-schuttkegel verschwindet. Gegen Osten fällt die Obergrenze bis zum Saminatal auf 800 m ü.M. und verläuft dann horizontal bis ins Gamperdonatal.



Abb. 15. Im Kreide-Kalk des Eschnerbergs fand Pfarrer Anton Frommelt (1934) diesen prächtigen Ammoniten, typisch für die Kreidezeit vor rund 115 Millionen Jahren. Liechtensteinisches Landesmuseum

Liechtenstein-Flysch

Im Liechtenstein-Flysch unterscheidet Allemann verschiedene Serien.³ Sie lassen sich bezüglich des Mineralien- und Fossiliengehalts voneinander ab-

grenzen und sind von Südosten her übereinander geschoben. Es sind die Gaschlo-Serie, der Vaduz-Flysch mit Schloss- und Eichholzobel-Serie sowie der Triesen-Flysch. Letzterer unterscheidet sich mit seinen grobklastischen Bestandteilen und seinem linsenförmigen Körper von allen Flyschen der Region und kann mit diesen nicht in Zusammenhang gebracht werden. Erschwert wird dies durch das Fehlen aufgeschlossener Kontaktstellen zu den benachbarten Flyschdecken.

Während die nordpenninischen Liechtensteiner-Flysche üblicherweise entlang des Talrandes anzutreffen sind,

² Allemann 2002.

³ Allemann 2002.

treten ausserordentliche Vorkommen auch in Höhen bis Bargella und im Valorschtal auf. Diese wurden zwischen der Dreischwestern-Galinakopf-Scholle und der Heubühl-Schönberg-Scholle der Lechtal-Decke eingepresst.

Flysch der Falknis-Decke

Die Flysche der Falknis-Decke werden tektonisch dem Mittelpenninikum zugeordnet und dort beschrieben. Sie sind im Süden Liechtensteins sehr häufig.

Gemeinsam ist allen Flyschdecken die charakteristische Verwitterungsweise. Aufgrund des Tonreichtums und der Dünne ihrer Bänke sprechen sie auf die Verwitterung durch flüssiges Wasser an. Die Tonminerale können Wasser aufnehmen und dabei quellen. Dadurch wird das Gestein weich und fliegend. Deshalb erodiert in Flyschgebieten die Landschaft in der Regel zu runden und sanften Kuppen. Dieser Kontrast ist in Liechtenstein am Unterschied zwischen der sanft gerundeten Landschaft bis hin zum Saroyasattel zu erkennen, über der die scharfkantig abbrechenden Dolomittfelsen der Dreischwesternkette sitzen.

Die leichte Verwitterbarkeit und die starke Verfaltung des Flyschs begünstigen je nach tektonischer Ausrichtung aber auch das Abbrechen von Schichtköpfen und damit die Rufenbildung. Zuweilen ist Flysch auch in Form dicker kompakter Schichten aufgeschlossen und kann steile Felswände bilden. Das ist zwar nicht die Regel, doch zeigen der Schlossfelsen in Vaduz und der Steinbruch bei Nendeln, dass es möglich ist.

Helvetische Kalke – grenzüberschreitend verschoben

Stockwerktektonik der helvetischen Decken

Die helvetischen Gesteine prägen das Gebirge westlich des Alpenrheins. Massive und robuste Kalke der Jura- und Kreidezeit bilden die Gipfel vom Gonzen bis zum Hohen Kasten. Die



Abb. 16. Quintner Kalk wird als «Balzner Marmor» abgebaut. Charakteristisch ist seine dunkle bis fast schwarze Farbe mit den weissen Kalkitadern. Die schwarze Farbe stammt von organischen Überresten, also Resten von Lebewesen. Die weissen Kalkitadern entstanden später im Zug der Gebirgsbildung durch die Ausfällung von reinem Kalk (Kalkit) in Spannungsrisse.

helvetischen Decken sind allerdings nicht ausschliesslich auf der Schweizer Talseite zuhause. Sie tauchen aus süd-östlicher Richtung kommend unter den Flyschdecken hervor und bilden mit dem Eschnerberg und dem Flärscherberg die geologischen Vertreter des Helvetikums in Liechtenstein. Allerdings sind diese beiden Berge von recht unterschiedlicher tektonischer

Beschaffenheit und auch hinsichtlich des Alters verschieden. Der Grund dafür liegt in der jüngsten Geschichte der Alpenfaltung, bei der die helvetischen Decken zum Teil von ihrem ursprünglichen Ablagerungsuntergrund abgeschoben und horizontal weit zerlegt wurden. So können um das Alpenrheintal heute helvetische Sedimente in grundsätzlich drei un-

terschiedlichen Lagen unterschieden werden (Abb. 13).

Einerseits gibt es diejenigen Sedimente, die noch heute dem ursprünglichen Untergrund des einstigen Kontinentalschelfs aufliegen (das *Autochthon* und das *Paraautochthon*). Andererseits bestehen die Sedimentabfolgen, die als zusammenhängende Decken von ihrem Untergrund abgeglitten sind und weit verschoben wurden (das *Allochthon*).

Die kaum verschobenen parautochthonen helvetischen Gesteine liegen südlich von Liechtenstein dem granitischen Grundgebirge auf. Die Sedimentabfolge des Erdmittelalters beginnt dort in der Trias und reicht bis in die Kreidegesteine des Calanda-Gipfels. Im Vättiser Fenster, wo die Tamina ein tiefes Tal durch das Helvetikum geschnitten hat, ist dies zu sehen. Die helvetischen Gesteine Liechtensteins und des Kantons St.Gallen sind allochthon und können in zwei Bereiche verschiedenen Alters untergliedert werden, die durch horizontale Verschiebung teilweise voneinander getrennt wurden. Die älteren Ablagerungen der Jurazeit zeigen sich heute in Form des Gonzens und des nördlichen Fläscherbergs, welche der Gonzen-Schuppenzone zugeordnet werden. Von dieser wurden die jüngeren Gesteine der Kreidezeit entlang einer nachgiebigen tonhaltigen

Schicht abgedrängt und weiter nach Nordwesten verschoben. Sie sind in der Säntis-Decke zusammengefasst. Beim Aufprall gegen die Molasse wurde diese intensiv verfault, was besonders im Alpstein eindrücklich erkennbar ist, wie auch im Liechtensteiner Rheintal (Abb. 14). Hier taucht die Säntis-Decke als riesige Falte in Form einer Antiklinalen aus dem nacheiszeitlichen Tal-schotter auf.

Kreidekalke der Säntis-Decke am Eschnerberg

Insgesamt präsentieren sich die helvetischen Kalke gegenüber dem Flysch und den Dolomiten der Liechtensteiner Seite als kompakte und gegenüber mechanischen Einflüssen widerstandsfähigere Gesteine. So sind die Gipfel des Alpsteins bedeutend weniger zerfurcht und weniger scharfkantig als das Dolomitgebirge Liechtensteins, das unermüdlich die Rüfen nährt. Der Unterschied rührt von anderen Umweltbedingungen in der Kreidezeit her. Das Meer war tiefer und die Sedimente wurden nicht wie in der ostalpinen Trias von Verdunstung geprägt.

Im Gegensatz zum offenen Ozean war das helvetische Schelfmeer der Kreidezeit reich belebt, was durch zahlreiche Fossilfunde in den Kreidekalcken belegt ist (Abb. 15). Unterschiedliche Wassertiefen und variierende Entfer-

nungen vom Festland führten zu einer Sedimentabfolge aus Kalken mit unterschiedlichen Beimengungen von Ton oder Sand. Diese Umweltbedingungen sind durch die Schichtfolge am Eschnerberg dokumentiert, die gleichermassen auch im Alpstein aufgeschlossen ist und im Folgenden beschrieben wird.⁴

Die Drusberg-Schichten sind das älteste Schichtglied am Eschnerberg. Eindeutig erkennbar sind sie aufgrund der charakteristischen und regelmässigen Wechsellagerung von dunklen Mergelschichten und helleren Kalkbänken. Da Kalk in der Regel nur bis in begrenzte Wassertiefen von mehreren 100 Metern abgelagert wird und feinkörnige Tone charakteristische Tiefseesedimente sind, zeugt dieses Muster von tektonisch unruhigen Bedingungen. Die Erdkruste hob und senkte sich gegenüber dem Meeresspiegel öfters und über lange Zeiträume hinweg. Schliesslich setzte sich die Hebung durch und es kam zu einer langen Phase gleichförmiger Kalksedimentation in einem Meer unter subtropischem Klima. Dabei wurde der Schratzenkalk gebildet, der heute die grössten Bereiche der Oberfläche des Eschnerbergs bedeckt und an markanten Felsformationen wie dem Gantenstein und den Steilwänden beim Rietle in Hinterschellenberg aufgeschlossen ist. Die Anhebung des Schelfs mag sogar eine zeitweise Trockenlegung und damit einhergehende Erosion verursacht haben. Eine Absenkung führte dann zur Ablagerung der Gamser-Schichten, welche unmittelbar auf den Schratzenkalk folgen. Auch sie sind am Eschnerberg landschaftsprägend und besonders an den Steinbrüchen in Gamprin und Ruggell gut aufgeschlossen. Zusammen mit den Brisi- und Nideri-Schichten gehören die Gamser-Schichten dem sogenannten Gault an. Dies ist eine Sammelbezeichnung für helveti-

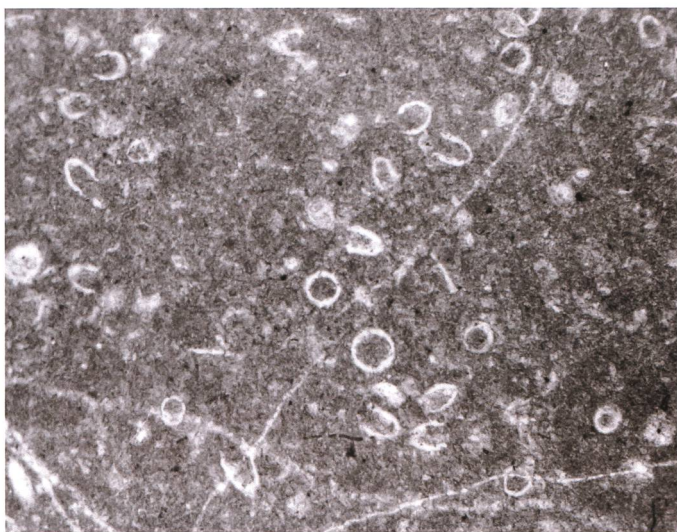


Abb. 17. Calpionellen und eventuell Schwammnadeln im Quintner Kalk. Die im Querschnitt runden und im Längsschnitt glockenförmigen Calpionellen sind Mikrofossilien, Schalen von meeresbewohnenden Lebewesen in der Grösse eines Zehntelmillimeters.

Foto Hans Mohr, Mohr 1992

⁴ Vgl. Geologische Karte 1985 und Miescher 2014.

sche Grünsandsteine der Kreidezeit. Ihre leicht grünliche Färbung erhalten diese sandigen Kalke vom Mineral Glaukonit, das unter anaeroben Bedingungen in Meerwasser unter anderem aus organischen Rückständen entstehen kann. Die Sandkalke des Gault sind ihrer kräftigen Bankung wegen beliebt als Bruchsteine und werden bis heute in Ruggell abgebaut.

Balzner Marmor ist Quintner Kalk

Älter als die Kreidekalke der Säntis-Decke sind die Jurakalke des nördlichen Fläscherbergs. Der bekannteste davon ist der *Balzner Marmor* (Abb. 16). Er ist ein dichter, an der verwitterten Oberfläche hellgrauer Kalkstein. Aufgebrochen zeigt er eine dunkelgraue bis fast schwarze Farbe, durch-

zogen von markanten weissen Kalzitadern. Dieser wunderschönen Textur verdankt er seine Betitelung. Ein Marmor im geologischen Sinn ist er aber nicht, denn er wurde während seiner Entwicklung nicht dem hohen Druck und der Temperatur ausgesetzt, die einen Kalkstein zum Marmor verwandeln.

Dieses Gestein ist Teil einer mächtigen Kalkabfolge, die entlang des gesamten helvetischen Alpennordrands auftaucht und den Namen Quintner Kalk trägt. Der Quintner Kalk wurde im oberen Jura, einem Zeitabschnitt namens Malm, auf der helvetischen Plattform abgelagert. Der Malm begann vor rund 160 Millionen Jahren und endete mit dem Beginn der Kreidezeit vor

Abb. 19. Wo sich heute die horizontale Ebene des Rheintals erstreckt, befand sich noch vor 6000 Jahren der ausgedehnte Rheintalsee.

Unter der grossen Geschiebemenge, die der Rhein noch vor dem Einzug des Waldes mit sich führte, verlandete der über 400 Meter tiefe See bald. Übrig blieb der Bodensee, der in den nächsten 12 000 Jahren ebenfalls verlanden wird. Über den Seesedimenten liegt eine 20 bis 50 Meter mächtige Schicht von Flussablagerungen. Ihnen sind die seitlichen Rüfeschuttkegel überlagert, auf denen sich die Dorfkerne von Schaan und Vaduz befinden.

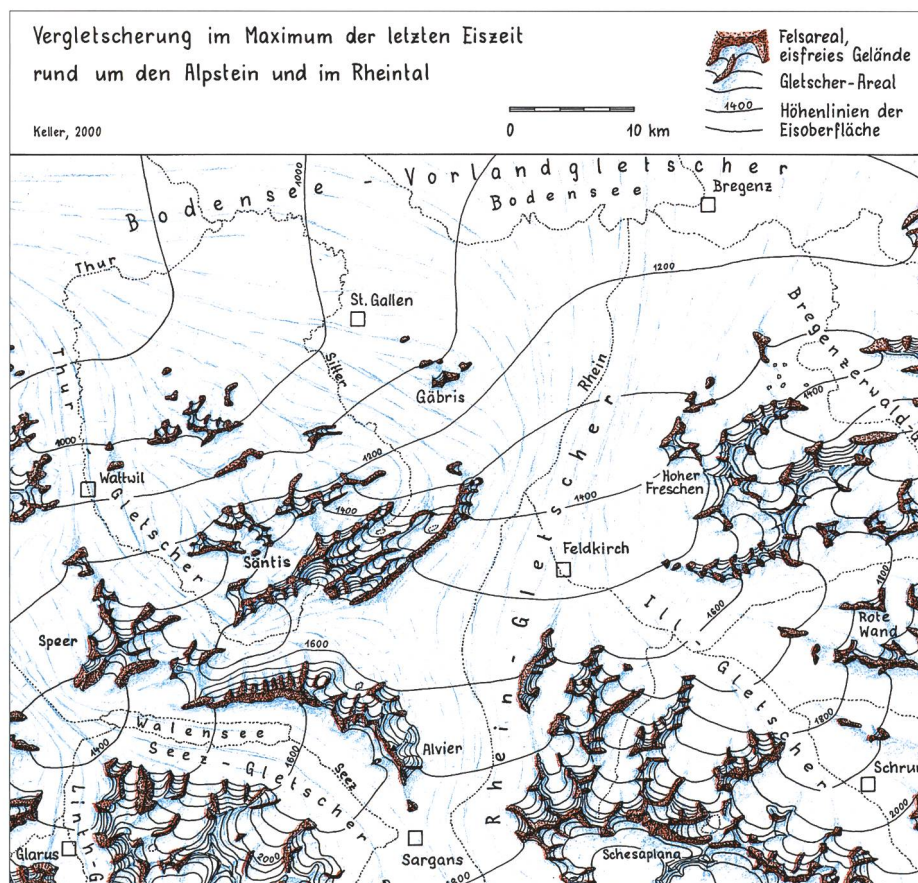


Abb. 18. Der Alpennordrand und das Bodenseegebiet vor 20 000 Jahren. Aus Keller 2009

Der mächtige Rheingletscher zweigte bei Sargans in den Seegletscher ab. Bei Feldkirch floss er mit den Gletschern der Vorarlberger Alpen zusammen und breitete sich im Bodenseebecken aus. Nur die höchsten Gebirgsketten wie Dreischwestern, Alpstein und Churfürsten ragten wie Inseln aus dem zusammenhängenden Eisstromnetz heraus. Die Höhenkurven zeigen die Höhenlagen der Eisoberfläche. Im Liechtensteiner Rheintal lag sie zwischen 1400 und 1800 m ü. M.

rund 145 Millionen Jahren. Die lange Ablagerungszeit des Quintner Kalks ist der Grund für seine grosse Mächtigkeit von bis zu 600 Metern. Die meiste Zeit über war das Schelfmeer hier nur wenige hundert Meter tief. Die damalige geografische Lage und die daraus erfolgenden Strömungsverhältnisse im Meer führten aber dazu, dass der Grund wenig mit Sauerstoff versorgt war.⁵ Das Leben am Meeresgrund war daher artenarm und organisches Material, das von der Wasseroberfläche herabsank, wurde entweder von Schwämmen vertilgt oder zu grossen Teilen nicht vollständig zersetzt. Spuren von marinem Leben im Balzner Marmor sind Schwammnadeln und sogenannte Bioturbationsflecken – Spuren, die durch die Tätigkeit im Schlamm grabender Lebewesen entstehen. Im jüngeren Quintner Kalk finden sich ausser-



dem Schalen von tierischen Einzellern, sogenannten Calpionellen (Abb. 17). Nicht im Balzner Marmor, aber im Quintner Kalk an anderen Stellen wurden auch Ammoniten gefunden.⁶ Das flächendeckende und allgegenwärtige Zeugnis ehemaligen Lebens ist aber die markante schwarze Farbe des Kalks, der in Reinform weiss wäre. Sie rührt von nicht zersetztem Kohlenstoff her. Ausserdem dürfte der grösste Anteil des feinkörnigen Kalks aus zerfallenen Schalen von Kleinstlebewesen bestehen. Der Quintner Kalk ist also ein biogener Kalk. Reiner Kalk erscheint in Form des Minerals Kalzit. Die weissen Kalzitadern im Balzner Marmor entstanden lange nach der Ablagerung. Erst im Zug der Gebirgsbildung und der damit verbundenen Entstehung von Rissen im Gestein wurde Kalk, der zuvor aus dem Sediment herausgelöst

worden war, wieder ausgefällt. Dieser Prozess trennte den reinen Kalkanteil des Gesteins vom kohlenstoffreichen biogenen Rest und gab ihm sein einmaliges Antlitz.

Die jüngste Geschichte der Talbildung

Gletschervorstösse und Rückzüge

Innerhalb der letzten zwei Millionen Jahre fanden tiefgreifende Klimaschwankungen statt. Die dabei wirksamen Erosionsprozesse schufen das Rheintal entlang von Bruchzonen und vor allem auch entlang der geologischen Grenze zwischen Helvetikum im Westen und Ostalpin beziehungsweise Penninikum im Osten. Zahlreiche Kalt- und Warmzeiten folgten einander in relativ raschem Rhythmus. Die mittleren Jahrestemperaturen zwischen Kalt-

und Warmzeiten schwankten dabei um rund 15°C. Mindestens 15 Gletschervorstösse waren die Folge davon.⁷ In den Wärmeperioden dazwischen lagen die Durchschnittstemperaturen teilweise bedeutend höher als heute. Jeder Gletschervorstoss dauerte mehrere 10 000 bis über 100 000 Jahre. Als der letzte Vorstoss vor 15 000 bis 20 000 Jahren sein Maximum erreichte (Abb. 18), befand sich die Stirn des Rheingletschers weit nördlich des heutigen Bodenseeufers. Moränenwälle und Findlinge, die dort abgelagert wurden, dokumentieren das. Nebst dem dominanten Rheingletscher füllten eigen-

5 Mohr 1992.

6 Mohr & Funk 1995.

7 Pfiffner 2009.

ständige lokale Gletscher die Seitentäler.

Moränen, die an der Sohle der Gletscher mitgeschleift wurden, sowie Schmelzwasserflüsse am Grund der Eismassen leisteten eine beeindruckende Erosionsarbeit. Stromlinienförmig gerundete Landschaftsformen und U-förmige Täler prägen heute die vom Eis überprägte Landschaft. In den Alpen vermitteln die höchstgelegenen Findlinge sowie die obere Schliftgrenze ein Bild von der Mächtigkeit der Gletscher.

Der Gletscherrückzug vollzog sich rasant. Innerhalb nur weniger tausend Jahre verlor das Eis massiv an Volumen und die Stirn des Rheingletschers wanderte schnell gegen Süden. Sie befand sich vor 13 000 Jahren auf der Höhe von Triesen⁸ und vor 11 000 Jahren bereits bei Chur⁹. Mit dem Temperaturanstieg kehrte langsam die Vegetation zurück. Bis sich ein dichter Wald eingefunden hatte, dauerte es allerdings mehrere tausend Jahre. In dieser Zeit waren die Schottermassen, die das Eis zurückgelassen hatte, schutzlos der Erosion ausgesetzt. Vom Wind verfrachteter Schluff liess die Lössterrassen und Rundhöcker der Wartauer Hügellandschaft entstehen. Die Schmelzwassermassen waren um ein Vielfaches höher als die Abflussmengen des Rheins und seiner Zuflüsse, wie wir sie

heute kennen. Hinzu kam der Anstieg der Regenmenge. Eine starke Umverteilung der Schotter, die rasche Auffüllung der ausgeschürften Täler, schwere Bergstürze und Rüfenniedergänge waren die Folgen.

Wir dürfen uns die gegenwärtige Vegetationsdecke und die menschgemachte Kultur- und Industrielandschaft als einen hauchdünnen Teppich vorstellen, der die Landschaftsformen des Quartärs bedeckt. Entfernen wir ihn, so sehen wir darunter die Spuren der eiszeitlichen Gletscher und ihres Rückzugs, als ob diese erst gestern noch hier gewesen wären.

Der nacheiszeitliche Rheintalsee

Der Rheingletscher füllte noch vor 18 000 Jahren das Rheintal und das gesamte Bodenseebecken aus. Aus Radiokarbon-Datierungen von Holzstücken schlossen Oskar Keller und Edgar Krayss¹⁰, dass sich der Gletscher innerhalb weniger hundert Jahre zurückgezogen haben muss. So befand sich die Gletscherstirn vor 17 300 Jahren bei Koblach und vor 16 800 Jahren bei Sargans. Der Rheingletscher hat das Tal bis auf Meeresniveau ausgeschürft, idealerweise in Form eines U-Tals. Während und nach dem raschen Gletscherrückzug füllte Schmelzwasser die ausgekolkte Grube. Ein See, dessen Wasser-

piegel wenige Meter unter der heutigen Talebene lag, erstreckte sich talaufwärts bis nach Landquart. Der gegenwärtige Bodensee ist ein Relikt dieses Rheintalsees. Die grossen Schmelzwassermengen führten enorme Massen an Geschiebe mit sich, so dass der See zusehends aufgefüllt wurde (Abb. 19). Vor 10 000 Jahren lag sein Südufer bereits bei Schaan.¹¹

Innerhalb einer Zeitspanne von 5000 bis 7000 Jahren wurden rund 400 Meter mächtige Seesedimente im Rheintal abgelagert und der See verlandete komplett. Darüber lagerte der Rhein in der Folge 20 bis 70 Meter Flussschotter ab.¹² An den Talrändern befinden sich diese in Wechsellagerung mit Rüfeschuttkegeln. Nebst Bohrungen haben seismische Untersuchungen¹³ ergeben, dass sich der anstehende Fels im Rheintal rund 400 bis 500 Meter unter der aktuellen Talebene befindet (Abb. 20).

Auch der Bodensee wird nach geologischen Zeitmassstäben nicht mehr lang währen. Trotz seiner heute vergleichsweise geringen Geschiebefracht lädt der Rhein täglich 8200 Kubikmeter Sand und Schluff im Bodensee ab. Bei anhaltender Geschiebemenge wird der Bodensee in rund 12 000 Jahren verlandet sein.

Ein bedeutendes Produkt des Verlandungsprozesses sind Torfbildungen der Flachmoore. In den Naturschutzgebieten Schwabbrünnen-Escher und Ruggeller Riet konnten sie bis heute von den Landschaftsveränderungen des Industriezeitalters bewahrt werden. Sie erreichen dort eine Mächtigkeit von 10 Metern, was einer Wachstumsdauer von 10 000 Jahren entspricht.

Der Verlauf des Alpenrheintals

Der Verlauf des Tals ist weitgehend durch den tektonischen Bau des Gebirges vorgegeben (Abb. 4). Die Erosionsprozesse wie fließendes Wasser oder Eis sind dort am effektivsten, wo das Gestein den geringsten Widerstand bietet. Der Widerstand ist dort am geringsten, wo grosse Deckenpakete aneinander grenzen. Er ist gering, wo Verwerfun-

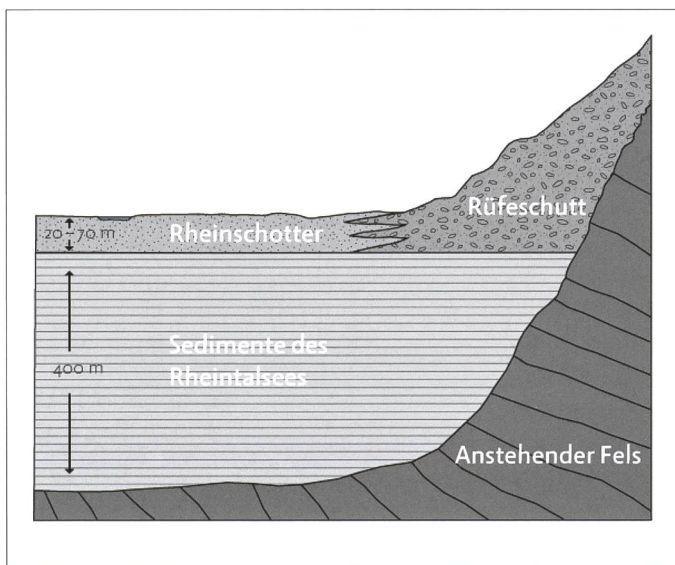


Abb. 20. Ein schematischer Querschnitt durch das Rheintal zeigt, wie das einstige Gletschertal von nacheiszeitlichen See- und Flussablagerungen sowie von Rüfeschutt aufgefüllt ist.

gen, also Risse, die Erdkruste durchziehen. Und schliesslich folgt Wasser, ob in flüssigem oder gefrorenem Zustand, am liebsten vorgegebenen Rinnen.

Aus diesen drei Möglichkeiten ergeben sich die drei folgenden Arten von Talabschnitten, die mehrfach zwischen Chur und Bodensee erscheinen.¹⁴

Asymmetrisches Tal entlang einer Deckengrenze

Vom Quellgebiet bis nach Sargans verläuft das Tal entlang von Deckengrenzen. Bis Ilanz ist es die Grenze zwischen drei kristallinen Einheiten des Grundgebirgs, dem Aarmassiv, dem Gotthardmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv. Von dort bis nach Sargans ist es die Grenze zwischen Penninikum und Helvetikum. Ebenfalls einer Deckengrenze folgt das Tal dem Liechtensteiner Abschnitt von Balzers bis Schaanwald.

Längstal parallel zu den Faltenachsen

Der Eschnerberg verläuft parallel zu den Faltenachsen in der helvetischen Säntis-Decke. Der Richtung des Eschnerbergs, also den Faltentälern der Säntis-Decke, folgt das Tal ab hier bis Götzis. Ebenfalls den Falten, nun in der verfalteten Molasse, folgt das Tal zwischen Altstätten und Dornbirn.

Durchbruchstal

An drei Stellen haben sich die Erosionsprozesse quer zum Falten- und Deckenverlauf durchgearbeitet. Das Rheintal durchstösst als Durchbruchstal die Molasse bei Lustenau und St. Margrethen. Zweimal durchschneidet es die helvetischen Decken: bei Oberriet und bei Sargans. Beeindruckend ist zweifellos

der enge Durchbruch im Süden des Liechtensteiner und Werdenberger Talabschnitts zwischen Gonzen, Schollberg und Fläschberg.

Abbildungen

Sofern in den Legenden nichts anderes vermerkt ist: Daniel Miescher, Vaduz.

Literatur

Allemann 2001: ALLEMANN, FRANZ, *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein*, Hg. Regierung des Fürstentums Liechtenstein, Vaduz 2002.

Amt für Umwelt 2011: Amt für Umwelt und NAEF, HEINRICH, *Nutzungspotential der Tiefengeothermie in Liechtenstein*, Infoblatt Stand 2011, Vaduz 2011.

BOGGS, SAM. jr., *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, fourth edition, New Jersey 2006.

BOUMA, ARNOLD H., *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*, Amsterdam 1962.

Bundesamt für Wasser und Geologie (Hg.), *Tektonische Karte der Schweiz*, 1:500 000, Bern 2005.

Eberle 1987: EBERLE, MARKUS, *Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales*. In: *Eclogae Geologicae Helveticae*, Bd. 80/1, Basel 1987, S. 193–206.

FROMMELT, ANTON, *Steinbruch Limseneck*. In: *Jahrbuch des Historischen Vereins für das Fürstentum Liechtenstein*, Bd. 34, Vaduz 1934, S. 17–32.

Geologische Karte 1985: *Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein*, 1:25 000, Hg. Regierung des Fürstentums Liechtenstein unter Leitung von Prof. Dr. Franz Allemann, Vaduz 1985.

Keller 1988: KELLER, OSKAR, *Ältere Spätwürmeiszeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium)*, Hg. Geographisches Institut der Universität Zürich, Zürich 1988.

Keller 1994: KELLER, OSKAR, *Entstehung und Entwicklung des Bodensees – ein geologischer Lebenslauf*. In: Maurer, Hans (Hg.), *Umweltwandel am Bodensee*, St. Gallen 1994.

KELLER, OSKAR, *Geologische Geschichte des Alpenrheintals*. In: Broggi, Mario F. (Hg.), *Natur und Landschaft im Alpenrheintal. Von der Erdgeschichte bis zur Gegenwart*. Reihe *Liechtenstein Politische Schriften*, Bd. 45, Schaan 2009, S. 9–48.

Keller 2013: KELLER, OSKAR, *Alpen, Rhein, Bodensee. Eine Landschaftsgeschichte*. Herisau 2013.

Keller & Krayss 2005: KELLER, OSKAR/KRAYSS, EDGAR, *Der Rhein-Lindt-Gletscher im letzten Hochglazial. Teil 2. Datierung und Modelle der Rhein-Lindt-Vergletscherung. Klimarekonstruktionen*. In: *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, Ausgaben 150/1–2, S. 19–32 und 150/3–4, S. 69–85.

Miescher 2014: MIESCHER, DANIEL, *Geologie Liechtensteins – Ein grosses Meer in einem kleinen Land*, Schaan 2014.

Mohr 1992: MOHR, HANS, *Die Entwicklung der Calpionellen an der Jura-Kreide-Grenze im Helvetikum der Ostschweiz: Rückschlüsse auf die Biostratigraphie und Sedimentationsgeschichte*. In: *Eclogae Geologicae Helveticae*, Bd. 85, Basel 1992.

Mohr & Funk 1995: MOHR, HANS/FUNK, HANSPETER, *Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian-Berriasian): eine sequenzstratigraphische Annäherung*. In: *Eclogae Geologicae Helveticae*, Bd. 88, Basel 1995.

Pfiffner 2009: PFIFFNER, O. ADRIAN, *Geologie der Alpen*, Bern 2009.

SPIESS, ERNST, *Schweizer Atlas*, Hg. Konferenz der kantonalen Erziehungsdirektoren (EDK), Bern 2002.

8 Allemann 2002.

9 Keller 1988.

10 Keller & Krayss 2005.

11 Keller 1994.

12 Eberle 1987.

13 Amt für Umwelt 2011.

14 Nach Keller 1994.



Mitte im Fluss II Foto Hans Jakob Reich, Salez