

**Zeitschrift:** Werdenberger Jahrbuch : Beiträge zu Geschichte und Kultur der Gemeinden Wartau, Sevelen, Buchs, Grabs, Gams und Sennwald

**Herausgeber:** Historischer Verein der Region Werdenberg

**Band:** 24 (2011)

**Artikel:** Geotope : Fenster in die Urzeit : faszinierende Werdenberger Orte - und was dahinter verborgen ist

**Autor:** Imper-Filli, David

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-893601>

#### 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:** 11.01.2026

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

# Geotope – Fenster in die Urzeit

## Faszinierende Werdenberger Orte – und was dahinter verborgen ist

David Imper-Filli

Orte, wo Gesteine oder Landschaftsformen besonders klar und eindeutig über Begebenheiten der geologischen Vergangenheit Auskunft geben, nennen die Fachleute *Geotope*, zu Deutsch: «Orte der Erde». Geotope sind Naturdenkmäler, Zeugen der Erdgeschichte. Alles, was wir heute über die Geschichte einer Landschaft wissen, beruht auf Beobachtungen und Untersuchungen an Steinen: steingewordene Knochen oder Korallen, in Stein erstarre Spuren von Gebirgsauffaltungen, Trümmer von Bergstürzen als Zeugen einstiger Katastrophen oder Findlinge, die vom Gletscher während der Eiszeit bis weit ins Mittelland hinausgetragen wurden.

Geotope prägen den Grundcharakter einer Lokalität beziehungsweise einer Landschaft, beeinflussen deren Gliederung und Nutzung und geben wertvolle Einblicke in ihre Entstehung. Die langen Zeiträume und die gewaltigen formenden Prozesse können nur erahnt werden. Geotope sind Orientierungsmarken, welche die Landschaft mit Erlebniswerten und Spannungskraft erfüllen. Karstgebiete etwa sind Landschaften, deren Ausprägung und heutiges Erscheinungsbild in erster Linie auf geologische Vorgänge zurückzuführen sind. Aber auch Geländeformen wie Moränenwälle oder Schmelzwasserrienen dokumentieren die Stadien der Landschaftsentwicklung.

Als Geotope werden auch Orte bezeichnet, wo die Erdgeschichte heute noch stattfindet: Stellen, wo Abtragung und Auffüllung weiterhin ungehindert ablaufen, wo freie Bach- oder Flussbettwahl garantiert ist, wo etwas Heruntergefallenes auch ruhig liegen bleiben darf. Diese dynamischen Landschaften wie Schutthalden oder Flussauen bieten vielen Pflanzen- und Tierarten eine Lebensgrundlage und erfüllen damit wertvolle ökologische Funktionen.

Im Folgenden werden einige typische und einzigartige Geotope vorgestellt, die wesentlich zur Charakterisierung der Entstehungsgeschichte der Landschaften des Werdenbergs und deren Erlebniswerten beitragen.



**Findlinge sind unscheinbare, aber bedeutsame und eindrückliche Geotope: Im Gebiet Gastilun-Alpili-Luegboden/Palfris zeigen sie an verschiedenen Stellen an, bis auf welches Niveau der Rheingletscher zur Eiszeit reichte.**

Foto David Imper-Filli,  
Heiligkreuz/Mels



Blick vom Alvier auf die Terrasse von Palfris, das Seetal und die Berge des Weisstannen- und des Calfeisentals. Foto Hans Jakob Reich, Salez

## Die Terrasse von Palfris mit Findlingen des Rheingletschers

Zwischen den Felswänden der Alvierkette und der Gonzen-Tschuggenkette erstreckt sich eine knapp zwei Kilometer breite sonnenexponierte Terrasse, die von Palfris (über 1600 m ü. M.) nach Nordwesten Richtung Sennisalp (knapp 1500 m ü. M.) leicht abfällt. Am Fuss der Alvierkette liegen Gehängeschutttrümmer, die aus den mehrere hundert Meter hohen Kieselkalk-Felswänden gestürzt sind.

Die Ebene von Palfris entstand dort, wo mehrere hundert Meter mächtige schwarze Schiefer anstehen, die am eindrücklichsten in der Schwarzküpf zu Tage treten. Diese weichen Schiefer wurden zu Beginn der Kreidezeit vor rund 140 Millionen Jahren in einem über 200 Meter tiefen Aussenschelfmeer abgelagert und werden im gesamten Alpenraum als «Palfris-Schiefer» bezeichnet. Die mächtigen Palfris-Schiefer fallen wie die Gesteine der Al-

vierkette mit zirka 30 Grad nach Nordosten Richtung Rheintal und bilden in diesen Gesteinsformationen einen wichtigen wasserstauenden Horizont.

Beim Blick aus Südwesten fällt auf, dass die Gonzen-Kette und die Alvier-Churfirsten-Kette einen völlig unterschiedlichen Aufbau haben. Daraus darf gefolgert werden, dass es sich um unterschiedliche Gesteinsdecken handelt. Die stark verschuppte Gonzen-Tschuggenkette wird als Dogger-Malm-Decke (Jura Stockwerk der Axendecke) bezeichnet, die Alvier-Churfirsten-Kette setzt sich bis zum Säntis fort und gehört zur Säntis-Decke. Die Säntis-Decke wurde entlang der Säntis-Überschiebung um mindestens zehn Kilometer nach Norden geschoben. Die Säntis-Überschiebung kann nicht exakt lokalisiert werden, muss sich aber im Bereich der Terrasse von Palfris befinden. Auch die Gletscher, die in den letzten

paar hunderttausend Jahren die Hochebene von Palfris bedeckten, hinterließen ihre Spuren. Einerseits modellierten und schliffen sie die Felsenoberfläche, andererseits hinterließen sie Moränen und Findlinge. Besonders eindrücklich sind die Findlinge zwischen Gastilun und Luegboden. Dort liegen bis gegen 1700 m ü. M. auch bis 0,5 Meter grosse Findlinge aus kristallinen Bündnergesteinen und Verrucano. Sie beweisen, dass der Rheingletscher hier bis auf diese Höhe reichte. Wenn man berücksichtigt, dass der Rheingletscher auch noch einige hundert Meter unter die heutige Talsohle reichte, ergab das für das Eis im Seetal eine maximale Gesamtstärke von gegen 1,5 Metern. Beim Blick von der Palfriser Terrasse ins Seetal sind die riesigen Ausmassen, die der Rheingletscher gehabt haben muss, eindrücklich und faszinierend erkennbar.

## Spuren der Gletscher in der Hügellandschaft von Azmoos–Oberschan–Weite

Die idyllische und vielfältige Hügellandschaft zwischen Azmoos, Malans, Oberschan, Plassis und Weite verdankt ihre Entstehung den Eiszeiten. Mit Ausnahme des Gebietes östlich des Gretschinser Riets und nördlich der Burghalde mit der Ruine Wartau bedecken grösstenteils eiszeitliche Ablagerungen die Felsformationen.

Die Gletscher hinterliessen am wärtuischen Talrand auf kleinem Raum sehr vielfältige Strukturen. Zunächst wurden bei einem Gletschervorstoß die älteren Lockergesteine weggestossen und die Felsen geschliffen. Bei den Felsformationen zwischen Trübbach und Sevelen handelt es sich zu einem grossen Teil um Kalke. Diese verwittern sehr schnell an der Oberfläche, so dass Schliifspuren nur an Stellen zum Vorschein kommen, wo die Deckschichten erst kürzlich, zum Beispiel beim Wegbau, entfernt wurden. Vor allem während der wärmeren Schmelz- oder

Rückzugsphasen muss auch beachtlich viel Wasser über Seitenbäche talwärts geströmt sein. Der grosse Rheingletscher dürfte auf Klimaschwankungen deutlich träger reagiert haben als die kleineren Seitengletscher. So gab es während Rückzugsphasen Zeiten, wo sich im Haupttal noch ein Restgletscher befand, während die Seitengletscher bereits weitgehend geschmolzen waren. Die grossen anfallenden Wassermassen flossen sowohl innerhalb und am Grund des Gletschers als auch seitlich den Eismassen entlang. Dadurch entstanden Schmelzwasserrinnen, wie diejenige westlich Magletsch mit dem Gretschinser Riet. Im Raum Oberschan wurden in Baugrubenauhuben mehrere Meter mächtige Ablagerungen aufgeschlossen, die in Seen entstanden sein müssen, welche wohl am Rand der Eismassen aufgestaut worden waren.

Zwischen Oberschan und Malans liegen mächtige, terrassenförmige Morä-

nenablagerungen, die kubikmetergroße, tonnenschwere Findlinge aus dem Bündnerland enthalten. Im Bereich des Restaurants Aufstieg grenzen diese Moränen an die riesige Trümmermasse, die vom Bergsturz aus der Gauschlawand stammt. Es kann dort gut beobachtet werden, dass die Sturzmasse auf die Moränen gefallen ist und der Bergsturz somit nach dem Rückzug der letzten Eiszeitgletscher erfolgt sein muss.

Östlich des Falstabels, des Geländeeinschnitts des Mülbachs zwischen Malans und Fontnas, sind die Gletscherablagerungen deutlich geringmächtiger. Die vom Gletscher geschliffenen Rundhöcker sind oft nur knapp bedeckt. Stellenweise handelt es sich dabei um sehr feinkörnige Ablagerungen, die als Löss interpretiert werden können. Lössablagerungen sind feines, abgeschliffenes und nach dem Rückzug des Gletschers vom Wind verfrachtetes Ge steinsmehl.



Die Wartauer Hügellandschaft wurde nicht nur durch den Rheingletscher geformt, sondern besteht auch aus eiszeitlichen Moränen- und Lössablagerungen. Foto Hansjakob Gabathuler, Buchs



Die Drusberg-Formation am eindrücklichen Westabhang des Hurst besteht aus einer Wechsellagerung von hell erscheinenden, massigen Kalkmergelbänken und dunkleren, weicheren, zurückwitternden Schiefermergeln. Foto Hans Jakob Reich, Salez

## Der Werdenberger «Grand Canyon» am Parbielergrat

Wer den Aufstieg zum Alvier über die Alp Imalschüel zum Parbielergrat wählt, kommt in den Genuss des Anblicks der faszinierenden Westwand des Hurst. Diese besteht aus einer mehrere hundert Meter mächtigen, unregelmässigen Abfolge von schwarzgrauen Schiefermergeln und braungrauen kiesligen Kalkmergelbänken. Sie gehören zur sogenannten Drusberg-Formation.

Unter ihr liegt die über 400 Meter mächtige, im Dezimeterbereich gut geankerte helvetische Kieselkalk-Formation, die die Alvierkette zwischen Gamsberg und Gauschla aufbaut. Diese Kieselkalke wurden vor rund 135 bis 130 Millionen Jahren im nördlichen, «europäischen» Schelfbereich des Urmittelmeeres abgelagert.

Im Bereich des Übergangs zwischen Alvier und Chopf kann der Wechsel von den Kieselkalken zur Drusberg-Formation beobachtet werden. Zunächst folgt

über den Kieselkalken ein nur knapp sechs Meter mächtiger Horizont, der stellenweise Fossilien, beispielsweise Ammoniten, Belemniten, Schwämme, Korallen und Seelilien enthält.

Die darüber liegende Drusberg-Formation besteht im Alviergebiet aus einer unregelmässigen Wechsellagerung im Dezimeterbereich von weichen, zurückwitternden, schwarzgrauen Schiefermergeln und massigeren, helle Wändchen bildenden, braungrauen Kalkmergelbänken. Sehr schön ist diese Struktur erkennbar, wenn die Terrassen der zurückwitternden, bewachsenen Schiefermergel leicht verschneit und die dazwischen liegenden Bänke als dunkle Wändchen erkennbar sind.

Die Gesteine der Drusberg-Formation entstanden vor rund 130 bis 125 Millionen Jahren als kieselige Kalkmergel mit einigen Schieferzwischenlagen. Sie müssen aufgrund der Fossilien und der Gesteinsstrukturen in einem seichten Meer

unterhalb des Wellenbereichs in zirka 30 bis 80 Metern Meerestiefe abgelagert worden sein. So ist auf der Unterseite der massigen Kalkmergelbänke oft ein unregelmässiges Relief erkennbar, das vermutlich durch Lebewesen, beispielsweise als Frassgänge oder Kriechspuren von Tieren, entstanden ist.

Bereits minime Unterschiede der Meerestiefe oder der Meeresströmungen können zur Entstehung anderer Gesteine führen. So liegen die Ursachen bei jedem Gesteinswechsel von Kalkschieferbänken zu Schiefermergeln in veränderten Umwelt- oder Ablagerungsbedingungen.

Die Auftürmung der Alpen führte dazu, dass die Gesteinsschichten mit 20 bis 30 Grad nach Norden bis Nordosten einfallen. Am Parbielergrat sind auch einige Stellen erkennbar, wo an steilen Brüchen gewaltige Drücke abgebaut und Gesteinsbänke aneinander vorbei geschoben wurden.



**Der Werdenberger See wird im südlichen Bereich (unten rechts) mit Wasser gespiesen, das über sechs Kilometer weiter nordwestlich im Gebiet der Alp Isisiz versickert.** Luftaufnahme 2006 Hans Jakob Reich, Salez

## Karstquellen im Werdenberger See

Der grösste Teil des Wassers strömt dem Werdenberger See unterirdisch zu. Mit Markierversuchen konnte in den 1990er Jahren nachgewiesen werden, dass ein bedeutender Teil dieses Wassers auf der Alp Isisiz versickert. Im Werdenberger See wurden auch Markierstoffe nachgewiesen, die in den Voralpsee gegeben wurden, so dass ebenfalls eine Verbindung zwischen diesen Gewässern besteht. Der Voralpsee wird seinerseits zu einem bedeutenden Teil unterirdisch gespiesen, und zwar mit Wasser, das auf der Alp Ischlawiz und im Gebiet des Gamserruggs versickert.

Auf den Alpen Ischlawiz und Isisiz kommen vor allem Schrattenkalke vor, die durch das Niederschlagswasser schnell ausgewaschen werden und verkarsten. Typisch für diese Karstgebiete sind Karrenfelder, Dolinen und grosse, weit verzweigte Höhlensysteme. Von

der Alp Isisiz benötigt das Wasser für die über sechs Kilometer lange Strecke mit einem durchschnittlichen Gefälle von etwa 25 Prozent nur rund fünf Tage, was eine beachtliche stündliche Geschwindigkeit von knapp 50 Metern ergibt!

Das Wasser sickert in den Karstgebieten von den Felsoberflächen sehr schnell in die Höhlen und erfährt daher – weil natürliche Filter wie Böden oder Kies- und Sandverfüllungen fehlen – keine besondere natürliche Reinigung. Da Nährstoffe und zum Beispiel auch Fäkalien und andere Verunreinigungen aus dem Versickerungsgebiet nur schlecht filtriert werden, eignen sich solche Karstquellen nur bedingt für die öffentliche Trinkwasserversorgung.

Wegen der schlechten Filtereigenschaften und der hohen Fließge-

schwindigkeit sind auch die Speicher-eigenschaften des Untergrundes reduziert. Dies bedeutet, dass die Schüttungen der Karstwasserzuflüsse stark schwanken, am Werdenberger See bei-spielsweise zwischen 1 und 17 Litern pro Sekunde.

Der Werdenberger See ist ein künstlicher See, der durch den Bau des Wuhrs und der Strasse entstanden ist; ersteres wird bereits in mittelalterli- chen Quellen erwähnt. Da der Damm im Bereich der Strasse relativ undicht ist, verliert er dort beträchtlich Wasser, was jeweils im Herbst zu einem Absin- ken des Wasserstandes führen kann. Zudem droht der Werdenberger See ohne bauliche Massnahmen zu verlan- den. Zur Erhaltung der heutigen Ge- stalt soll er im Jahr 2011 im südwestli- chen Teil nach über fünfzig Jahren er- neut ausgebaggert werden.

## Karstgebiete um den Gamserrugg

Westlich und südlich des Gamserruggs liegen an der Oberfläche massige, hellgrau anwitternde Schrattenkalke. Diese bestehen vor allem aus bis Millimeter grossen Spattäfchen, die vorwiegend aus Tierskeletten und -schalen stammen und vor rund 120 Millionen Jahren in einem lagunenhaften Meeresbecken abgelagert wurden.

Wie bereits der Name verrät, sind die Schrattenkalke stark anfällig auf Verkarstung. Durch chemische Lösung kann das leicht saure, mineralstoffarme Regenwasser Kalksteine und insbesondere Schrattenkalke auflösen. So bilden sich an der Felsoberfläche innerhalb von Jahrhunderten Rinnen und stellenweise scharfe Rippen, die Karren oder in der Zentralschweiz auch Schratten genannt werden. Das Wasser versickert entlang von Kluft- und Schichtfugen in den Untergrund, wo durch Kalklösung grosse Höhlensysteme entstehen können, die einen Blick in die faszinierende Innenwelt der Kalkgebirge erlauben. Eine der bekanntesten Höhlen im Alpstein ist das Seichbergloch im Grenzgebiet zu Wildhaus, das bis in eine Tiefe von über 500 Metern und auf einer Länge von mehr als zwei Kilometern erforscht ist. Markierungsversuche haben gezeigt, dass das Höhlensystem aber noch viel weiter verzweigt ist: Mit den Markierungen wurden Fließwege des Wassers vom Seichbergloch unter den Churfürsten durch bis zur Rinquelle bei Betlis nachgewiesen, was einer Distanz von über 13 Kilometern entspricht!

Sehr schöne und ausgedehnte Karrenfelder liegen zwischen dem Gamserrugg und dem Chäserrugg; ein kleineres Karrenfeld mit ausgeprägten Auswaschungsstrukturen kann zwischen dem Gamserrugg und Gerschella entdeckt werden, unmittelbar südlich des Wanderweges vom Chäserrugg zur Alp Ischlawiz.

Wo Höhlen einstürzen, entstehen Einsturztrichter, die als Dolinen bezeichnet werden. Eine grössere An-

sammlung solcher Dolinen befindet sich beispielsweise in den Seewerkalken auf dem Rosenboden westlich des Trestercholbens.

Da in den Karstgebieten der grösste Teil des Niederschlagswassers in den Klüften, Karren, Dolinen und Höhlen versickert, sind diese Gebiete gekennzeichnet durch Wasserarmut und ein

stark reduziertes überirdisches Gewässernetz. Das Wasser fliesst relativ schnell über weite Strecken und kommt an den Talrändern aus grossen Karstquellen wieder an die Oberfläche, wie bekanntlich am Werdenberger See oder bei der Mülbachquelle oberhalb von Sennwald, wo Wasser aus dem Fälen- und dem Sämtisersee zutage tritt.



**Karstgebiet zwischen Chäserrugg und Gamserrugg mit gut erkennbaren Schratten oder Karren; im Hintergrund der Trestercholben.** Foto Hans Jakob Reich, Salez

## Die Grabser Klippen

Der allergrösste Teil der Werdenberger Gesteine wurde im helvetischen Ablagerungsraum, das heisst im Küstenbereich des Urmittelmeeres abgelagert. Einzig im etwa einen halben Quadratkilometer grossen Gebiet zwischen Averschnära und Rohregg am Grabser Berg sind Gesteine aus dem Tiefseebereich des Ur-Mittelmeeres, dem sogenannten penninischen Ablagerungsbereich zu finden.

Die Gesteinseinheiten aus diesem Bereich wurden bei der Alpenbildung auf die helvetischen Gesteinseinheiten geschoben, so dass heute am Grabser Berg Gesteine der penninischen Falknis-Decke auf Flysch der helvetischen Säntis-Churfirsten-Decke liegen. Im Gegensatz zum Fürstentum Liechtenstein wurde hier die Falknis-Decke bis auf den kleinen Rest am Grabser Berg rundherum vollständig abgetragen. Solche Deckenreste werden als tektonische Klippen bezeichnet.

Der Überschiebungskontakt liegt meist unter Lockergesteinen verborgen und ist nur an wenigen Stellen sichtbar. Eine Ausnahme bildet der Bereich kurz unterhalb der unteren Brücke beim Schutzenunter, wo penninische, mergelige Gesteine aus der Kreidezeit auf den jüngeren Gesteinen der helvetischen Wildhauser Schuppenzone liegen.

Die dem Flysch aufliegenden Gesteine der Grabser Klippe heben sich morphologisch leider kaum von der Umgebung ab und treten nur in spärlichen Aufschlüssen zutage, was deren Identifikation für den Laien schwierig macht. Die Grabser Klippe erscheint als eine flach gegen Südosten einfallende Schichtplatte, die mehrere Brüche und kleinere Überschiebungen aufweist.

Ihre Gesteine wurden vor 160 bis 55 Millionen Jahren im Tiefseebereich des Ur-Mittelmeeres abgelagert. Als älteste

Gesteine kommen rund 160 Millionen Jahre alte, braun anwitternde, bruchfrisch tief schwarze Schiefer mit feinen Glimmerschüppchen und Kalksandsteinen vor. Darüber folgen 155 Millionen Jahre alte Glimmersandsteine, Quarzsandsteine, Kalke, Pseudobrekzien – mit Fossilien wie Seeigelstacheln, Belemniten und Muscheln – und Konglomerate. Aus der jüngeren Malmzeit stammen 150 Millionen Jahre alte graue Kalke, die von den ältesten Gesteinen der Kreidezeit überlagert werden: Mergelkalke, sogenannte Aptychenkalke, und Kalkschiefer mit fossilen Aptychen und Belemniten. Aus der Zeit vor 90 bis 55 Millionen Jahren stammen die «Couches rouges»: helle Kalke, graue Mergel, graue Sandkalke und grüne, gelbe und weinrote, fleckige Mergelschiefer. Die für die Couches rouges charakteristische Rotfärbung tritt erst in den obersten, alttertiären Partien auf.



Die Gesteine der Grabser Klippen sind leider meist schlecht aufgeschlossen und eher unspektakulär. Blick beim «Stein» Richtung Mumplin auf die gras- und waldbedeckten Malmkalke und Fleckenmergel der Grabser Klippen.

Foto Hans Jakob Reich, Salez

**Flugaufnahme aus Süden mit der markanten Kerbe des Sax-Schwendi-Bruches, die zwischen Sixer Lücke und der Bogartenlücke ins Auge sticht.**  
Diese Kerbe entstand, weil im Bruchbereich die Gesteine zerstört wurden und durch Wind und Wetter deutlich schneller als die umliegenden Gesteine abgetragen wurden.

Luftaufnahme 1988  
Hans Jakob Reich, Salez



## Der Sax-Schwendi-Bruch

Ein besonders prägendes Element in der Gebirgskette zwischen den Kreuzbergen und dem Hohen Kasten ist der Sax-Schwendi-Bruch. Er zieht vom Ostende der Chobelwand durch die Sixer Lücke am Ostende des Fälensees entlang und durch die Lücke zwischen Marwees und Bogartenfirst, der Bogartenlücke, Richtung Wasserauen.

Der Sax-Schwendi-Bruch ist das markanteste und wichtigste Element der Nord-Süd verlaufenden Bruchschar. Entlang dem Sax-Schwendi-Bruch, der grössten Querstörung im Alpstein, wurde der Ostflügel um bis gegen 1000 Meter horizontal nach Norden geschoben und um 200 bis 300 Meter tiefer gesetzt.

Wegen dem Sax-Schwendi-Bruch liegt die östliche Fortsetzung des Falten scheitels vom Sixer First (Roslafirst) im Stifelwald. Der gewölbte Schrattenkalk des Stifelwaldes wurde in den Bereich geschoben, wo im Westen die Gesteins pakete muldenförmig verfaltet sind, und zwar in die dem Sixer First nach

Norden anschliessende Muldenumbiegung im Gebiet der Fälenalp. Dadurch wurde das der Mulde der Fälenalp zufließende Wasser im Osten durch das Gewölbe des Stifelwaldes gestaut, was zur Entstehung des Fälensees führte.

Der gesamte Alpstein ist ein relativ junges Gebirge, das vor rund 30 Millionen Jahren mit dem Vorstoß der Säntis-Decke entstanden ist. Die spektakulären Falten, wie sie an der Stauberen schön erkennbar sind, entstanden durch riesige Drücke im Erdinnern. Weil sich der Druck nur sehr langsam aufbaute und die Druckentlastung tief im Erdinnern bei Temperaturen von über 250 °C erfolgte, wurden die Gesteinsschichten zu grossmassstäblichen Falten verbogen. Als Folge der Alpenhebung und des ständigen Gesteinsabtrags rückten die Gesteinspakete, die sich heute an der Erdoberfläche präsentieren, deutlich näher an die damalige Erdoberfläche. Die Umgebungs temperaturen nahmen wegen der klei-

ner werdenden Überlagerung ab und die Druckentlastung erfolgte nun zunehmend spröde in Form von Brüchen. Das Aufreissen des Sax-Schwendi-Bruchs muss somit in einer relativ späten Phase der Faltung des Alpsteins vor rund 20 Millionen Jahren stattgefunden haben. Grundsätzlich kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass im tieferen Untergrund bereits vorher eine Nord-Süd-verlaufende alte Schwächezone vorgelegen hat, die in der späten alpinen Bewegungsphase reaktiviert wurde.

Die den Bruch bewirkende Bewegung dürfte langsam mit durchschnittlichen jährlichen Geschwindigkeiten von wenigen Millimetern bis Zentimetern erfolgt sein, begleitet von einer regen Erdbebentätigkeit. Da für die Anlage des Sax-Schwendi-Bruchs jedoch Hunderttausende bis wenige Millionen von Jahren zur Verfügung standen, ergab dies die beachtliche horizontale und vertikale Verschiebungsdistanz.



**Blick vom Mutschensattel auf die Mulde aus Seewerkalk und den fast senkrecht aufgestellten Schrattenkalk der Kreuzberge. Wegen der Verstellung durch den Sax-Schwendi-Bruch fällt der Blick hinten auf das Schrattenkalkgewölbe der Hüser.** Foto Hans Jakob Reich, Salez

## Bergkette Kreuzberge–Stauberen–Hoher Kasten

Die Bergkette zwischen den Kreuzbergen und dem Hohen Kasten schirmt das Werdenberg nach Nordwesten ab. Sie gehört geologisch zum Säntisgebirge. Dieses besteht aus den 145 bis 70 Millionen Jahre alten Kreideformationen, die auf die jüngeren Gesteine der Wildhauser Schuppenzone geschoben worden sind.

Die Kreuzberge bestehen aus massivem Schrattenkalk, dessen Schichten senkrecht aufgestellt sind. Über der rund 120 Meter mächtigen Schrattenkalk-Formation folgen nach Nordosten bis zur Rosla (Saxer Oberalp) die jüngeren Garschella- und Seewer-Formationen. Die rund 20 Meter mächtige Garschella-Formation beinhaltet die charakteristischen braun anwitternden, im Bruch grünschwarzen, oft von Ferne als dunkles, leicht grasbewachsene Band erkennbaren Glaukonitsandsteine, während die Seewer-Formation hier vor allem aus bis über 100 Meter mächtigen hellgrauen, feinkörnigen und wellig im Zentimeterbereich gebankten Seewer-

kalken besteht. Unter den Schrattenkalken folgen die Drusberg-, die Kieselkalk-, die Betliskalk- und die Vitznau-Formationen. Die um die 50 Meter mächtige, oft grasbewachsene Drusberg-Formation besteht aus einer Wechsel-lagerung von dezimetermächtigen Mergel- und Kalklagen, deren Lagerung vor allem sehr schön zum Vorschein kommt, wenn die Hänge leicht verschneit sind. Die sehr harten Kieselkalke bilden den grössten Teil der Oberfläche südöstlich des Stauberenfirsts. Da die Schichten dort fast parallel zur Oberfläche lagern, können die leicht bräunlich anwitternden Gesteine viel besser an der südwestlichen Abrisswand des Sennwalder Bergsturzes – südwestlich der Chelen – beobachtet werden. Die 50 bis 80 Meter mächtigen Betliskalke sind massig und grobspäfig ausgebildet, während die zirka 60 bis 70 Meter mächtigen und meist bewachsenen Vitznau-Mergel dunkler sind und zurückwittern. Letztere zeigen sich nördlich vom Chobel und in der Chelen. Südöstlich davon folgen

wieder die gleichen Gesteinseinheiten, jedoch in umgekehrter Reihenfolge.

Beim Blick von Nordosten auf die Stauberen und den Stauberenfirst kann die dafür verantwortliche Gewölbestruktur sehr schön verfolgt werden: An den Hüsern bilden die massigen Schrattenkalke das Gewölbe, während auf dem Stauberenfirst die Bänke der Drusberg-Formation erkannt werden können und am Abrissrand des Sennwalder Bergsturzes im Gebiet Chelen die gewölbten Kieselkalke mit den Betliskalken an der Basis und den weichen, grasbewachsenen Vitznau-Mergeln im Faltenkern.

Nordwestlich des Gewölbes, das für die Bildung der eindrücklichen Kette Stauberen–Hoher Kasten verantwortlich ist, biegen die Gesteinsschichten im Gebiet der Rosla wieder muldenförmig um. Nach Südosten tauchen die Gesteinsformationen am Wandfuß unter die Oberfläche, biegen unter dem Rheintal muldenförmig um und erscheinen wieder am Eschnerberg.

In der oberen Bildmitte ist die gewölbte Schrattenkalkwand der Hüser gut erkennbar, darunter folgen die grasbewachsenen Drusberg-Mergel und die Kieselkalkwand mit der Abrissnische des Sennwalder Bergsturzes in der Chelen.

Luftaufnahme 2006  
Hans Jakob Reich, Salez



## Der Sennwalder Bergsturz

Zwischen Salez und Sennwald befindet sich der Schlosswald, die grösste und ursprünglichste zusammenhängende Waldfläche in der Rheinebene des Werdenbergs, vergesellschaftet mit Rietgebieten. Der Grund für diese Waldflächen in der sonst intensiv genutzten Rheinebene liegt darin, dass diese Wälder viele grosse Felsblöcke enthalten und daher von der Urbanisierung verschont geblieben sind. Die Felsblöcke stammen von einem grossen nacheiszeitlichen Bergsturz, dessen Sturzmasse in der heutigen Talebene auf einer Fläche von über vier Quadratkilometern liegt.

Die Sturzmasse besteht hauptsächlich aus Vitznau-Mergeln, Betlis-Kalken, Kieselkalken und Schrattenkalken. Diese fehlen in der gut erkennbaren Felskerbe Chelen nordöstlich der Frümsner Alp. Die halbmondförmige Abrisskante ist nordöstlich des Stauberenzirstes auf einer Länge von über zwei Kilometern erkennbar und erreicht 1660 m ü. M. Das durchschnittlich 1200 Meter lange,

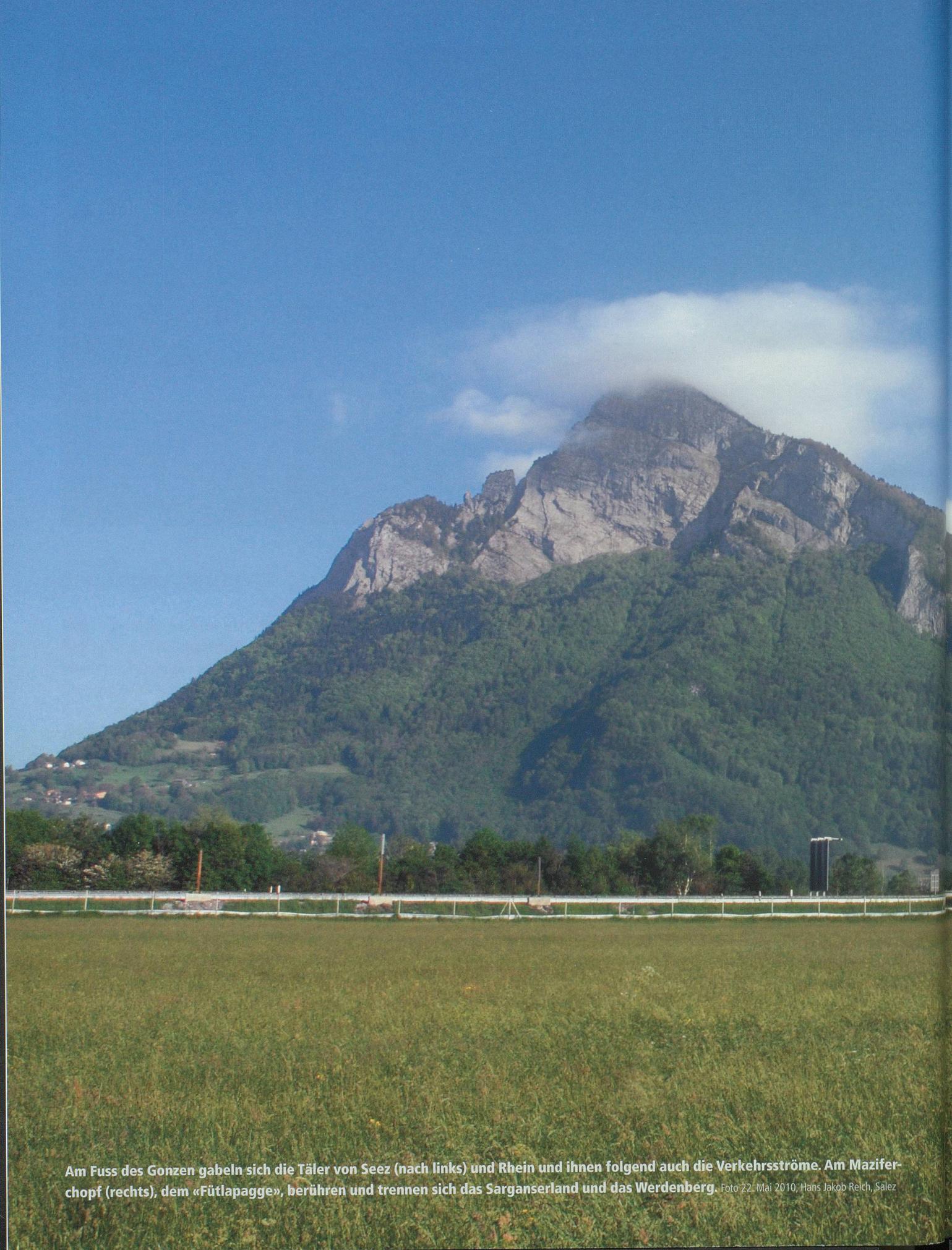
600 Meter breite und knapp 150 Meter hohe Gesteinspaket glitt auf den wasserstauenden Drusberg- und Vitznau-Mergeln mit einer Sturzmasse von rund 100 Millionen Kubikmetern Gestein ab. Gestautes Wasser kann einerseits hydrostatische Drücke aufbauen und andererseits den Reibungswiderstand deutlich verringern.

Im Raum Sennwald verschwand der riesige Rheingletscher, dessen Eismassen zuvor einen gewaltigen Druck auf den Untergrund ausgeübt hatten, vor rund 15 000 Jahren. Danach staute die Moränen im heutigen Bodenseeraum einen grossen See auf, der mindestens bis nach Chur reichte und langsam mit Geschiebe aufgefüllt wurde. Davon zeugen die mächtigen Seeablagerungen im Untergrund der Rheinebene. Vor rund 10 000 Jahren befand sich zwischen Buchs und Rüthi noch ein kleiner Restsee, der im Verlauf der folgenden Jahrhunderte verlandete.

Aufgrund der Befunde aus Bohrungen stiess der Sennwalder Bergsturz

grösstenteils in diesen Flachsee. Die Sturzmasse grub sich tief in die See- und Verlandungsablagerungen ein, was im Stirnbereich zur Bildung von Verdrängungswülsten führte. Die Sturzmasse ist heute im zentralen Bereich bis 40 Meter mächtig, bedeckte einst eine rund 6,5 Quadratkilometer grosse Fläche und wurde danach nordöstlich der Kantsstrasse vom Chelenbach und in der Rheinebene vom Rhein mit Gerölle, Sanden und Hinterwasserablagerungen teilweise überdeckt. Zudem wurden kleine Seen aufgestaut, die im Lauf der Zeit zu Flachmooren verlandeten.

Der genaue Zeitpunkt des Bergsturzes ist nicht bekannt. Aufgrund der hydrogeologischen Umgebungsstrukturen und von Pollenanalysen darf angenommen werden, dass das gewaltige Naturereignis vor über 4000 Jahren stattgefunden hat.



Am Fuss des Gonzen gabeln sich die Täler von Seez (nach links) und Rhein und ihnen folgend auch die Verkehrsströme. Am Mazifer-chopf (rechts), dem «Fütlapagge», berühren und trennen sich das Sarganserland und das Werdenberg. Foto 22. Mai 2010, Hans Jakob Reich, Salez

