

Region Hinterrhein Übersichten 1/2: Tessiner und Bündner Deckenstapel

Hin Ü1: Marschlegg, San Bernardino
Passstrasse, 2'733'792.409, 1'153'050.428

Hin Ü2: Div. Standorte auf San Bernardino-
pass, z. B. 2'733'545.715, 1'150'559.796 oder
2'732'981.556, 1'151'416.463

Der Briançonnais Mikrokontinent trifft auf den Walliser Trog und Eurasien

Bei Hin Ü1/Ü2 (Abb. 1, 2) liegen tektonische Einheiten aus drei Bereichen übereinander, die ursprünglich horizontal nebeneinander angeordnet waren (Abb. 3). Bei beiden Übersichten steht man auf einer der mächtigsten aller Decken der schweizer Alpen, der Aduladecke, benannt nach der 3'400 m hohen Adula (oder auch Rheinwaldhorn), die den, von hier aus nicht sichtbaren Talabschluss des Hinterrheintales (Rheinwald) bildet. Die Aduladecke war einst Teil der eurasischen kontinentalen Kruste und besteht hauptsächlich aus Ortho- und Paragneisen¹ und wenig Am-

¹ Aus magmatischen Gesteinen bzw. aus Sedimentgesteinen durch Metamorphose entstandene Gneise.

Eurasische kontinentale Kruste, prä-alpine und alpine Metamorphosen

Granite, Gneise und untergeordnet Amphibolite, \geq ca. 300 Mio. J.

Sedimente aus dem Wallisertrug (Bündnerschiefer), alpine Metamorphose

Kalkreiche Schiefer, Gneise ca. 100 - 50 Mio. J.

Kontinentale Kruste des Briançonnais-Mikrokontinents, prä-alpine und alpine Metamorphosen

Granite, Gneise und untergeordnet Amphibolite, \geq ca. 300 Mio. J.

Auf kontinentaler Kruste des Briançonnais-Mikrokontinents abgelagerte Sedimente (nur Teurihorn, Abb. 1)

Diverse Sedimente aus der Trias- und Jurazeit, ca. 250 - 150 Mio. J., Haupts- Kalksteine und Dolomite

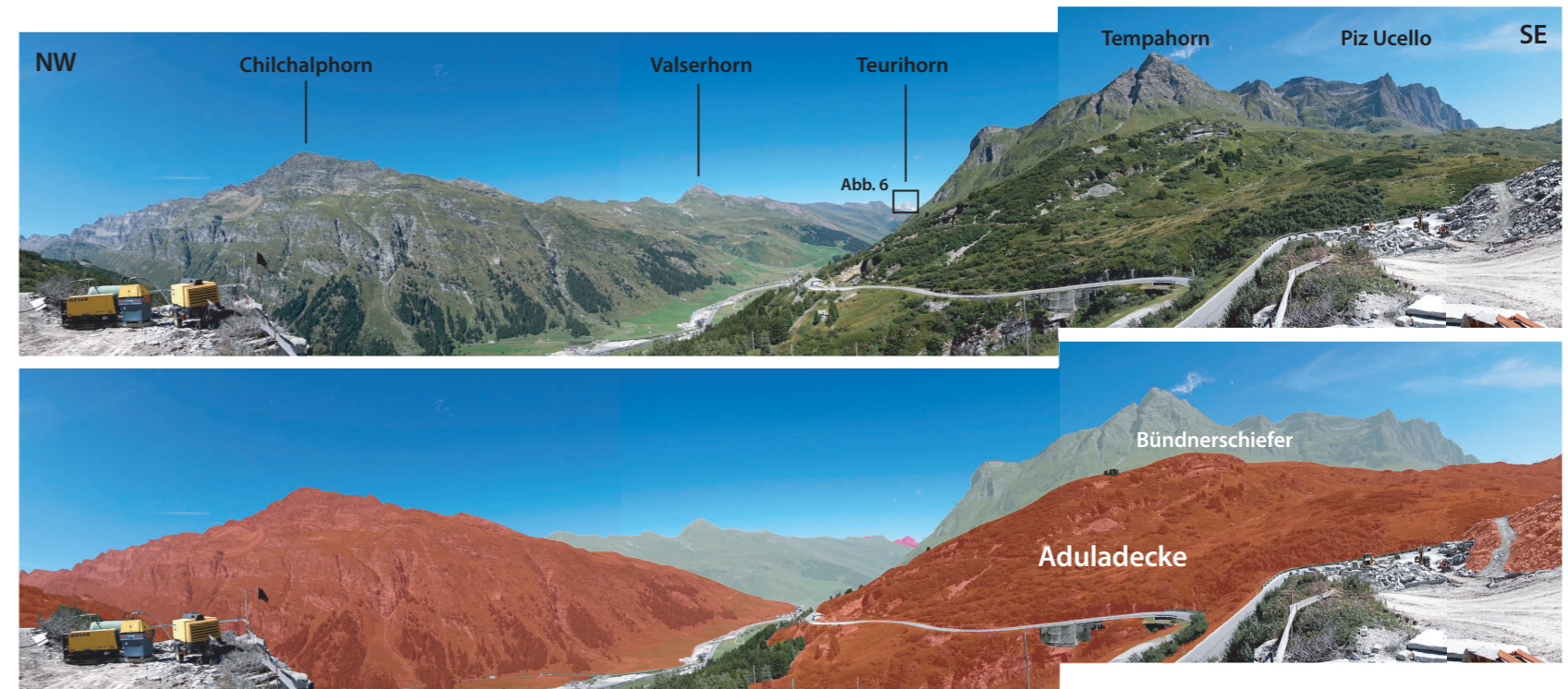


Abb. 1: Blick von einigen Metern oberhalb Hin Ü1 nordwest- bis südostwärts vom Hinterrheintal (Rheinwald) bis zum Piz Ucello.

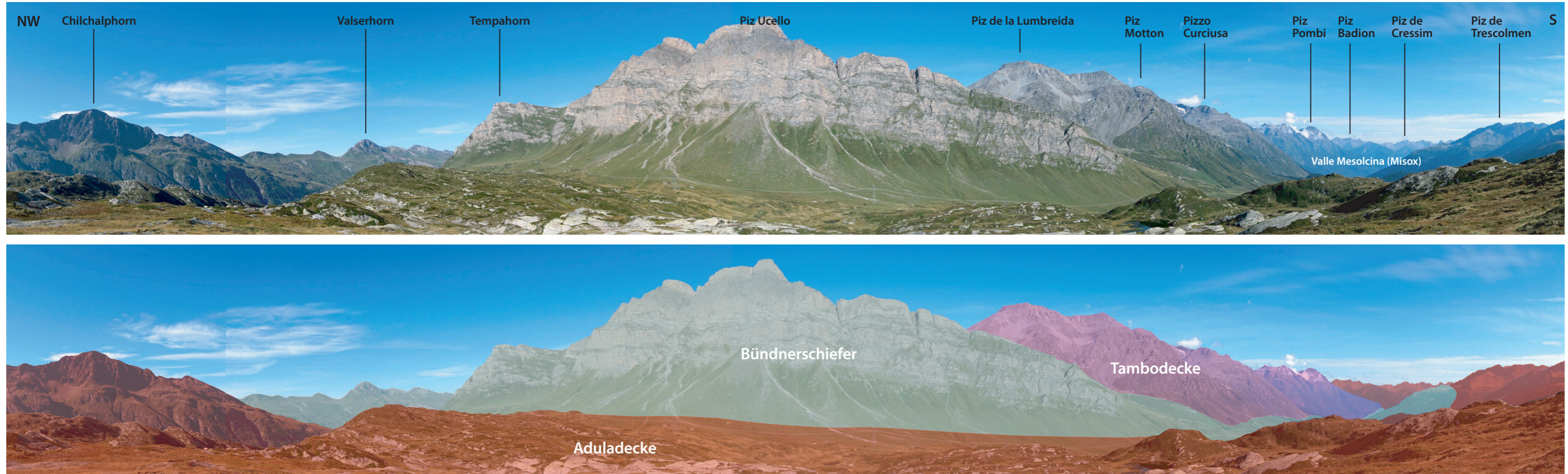


Abb. 2: Blick vom San Bernardinopass (diverse Standorte für Hin Ü2 möglich) nordwest- bis südwärts vom Hinterrheintal (Rheinwald) bis ins Valle Mesolcina (Misox).

phiboliten. Einige Gesteine der Aduladecke zeigen an, dass sich diese einst in sehr grosser Tiefe befunden haben musste (z. B. Hin A3).

Über der Aduladecke liegt ein mächtiges Paket von metamorphen Sedimentgesteinen, meist Paragneisen mit einigen Marmoren, die – wie schon die Gesteine in der Viamalschlucht – zu den Bündnerschiefern gezählt werden. Diese wurden im Walliser Trog abgelagert (Abb. 3). Über den Bündnerschiefern liegt die Tambodecke (Hin Ü2, Abb. 2), benannt nach dem Pizzo Tambo oberhalb des Splügenpasses, die ebenfalls mehrheitlich aus Ortho- und Paragneisen besteht. Sie war einst Teil des Briançonnais-Mikrokontinentes (Abb. 3).

Worin besteht nun aber der Unterschied zwischen diesen drei Einheiten, wo sie doch alle hauptsächlich aus Gneisen aufgebaut sind? Und woher wissen wir, was sie einst waren?

Die Gesteine der Adula- und Tambodecke sind mindestens 300 Mio. Jahre alt, teilweise auch noch sehr viel älter. Bevor diese Gesteine von der alpinen Orogenese erfasst wurden, hatten sie bereits mindestens eine (die variszische von 380-250 Mio J.), möglicherweise auch zwei oder mehr Orogenesen mit den entsprechenden Metamorphosen mitgemacht, man spricht daher von „polymetamorph“. Daraus wird geschlossen, dass sie Teil der uralten kontinentalen Kruste von Pangaea waren.

Die Bündnerschiefer hingegen zeigen nur die Spuren der alpinen Metamorphose und lassen sich von den Gesteinsarten her (hoher Ton-, Sand- und Kalkanteil vor der Metamorphose) einem Meeresbecken zuordnen, das zwar tief war, aber über keine ozeanische Kruste verfügte (sonst müssten ozeanische Krustengesteine wie z. B. Serpentin vorhanden sein). Sie wurden zwischen ca. 100 und 50 Mio. Jahren im Walliser Trog abgelagert (Abb. 3). Sie sind also viel jünger als die Gesteine der Adula- und Tambodecke und wurden nur von der alpinen Orogenese bzw. Metamorphose erfasst.

Die Anordnung der „jungen“ Bündnerschiefer zwischen zwei Decken aus uralter kontinentaler Kruste (Abb. 2, 4) lässt vermuten, dass die eine Decke vom Nordrand des Walliser Troges stammt und die andere von dessen Südrand. Wie überall im Alpenbau gilt auch hier: je weiter oben im Deckenbau sich eine tektonische Einheit befindet, desto weiter südlich lag sie ursprünglich. Die Aduladecke stammt demnach vom eurasischen Kontinent und die Tambodecke vom Briançonnais-Mikrokontinent (Abb. 3).

Adula- und Tambodecke sind nur zwei von mehreren Decken, die die Berge im Wallis, im Tessin und im westlichen Bündnerland aufbauen. Auf der Karte in Abb. 5 erwecken diese Decken den Eindruck, als seien sie wild ineinander verwickelt. Das ist weitgehend ein Effekt der Topografie, denn jedes Tal erscheint auf der Karte als Einschnitt in die Decken. Vereinfacht kann man sich vorstellen, dass die Decken wie gestapelt übereinander liegen (Abb. 4). Im Detail ist es allerdings – wie fast immer in der Geologie – komplizierter, denn die Decken sind oft mehrphasig miteinander

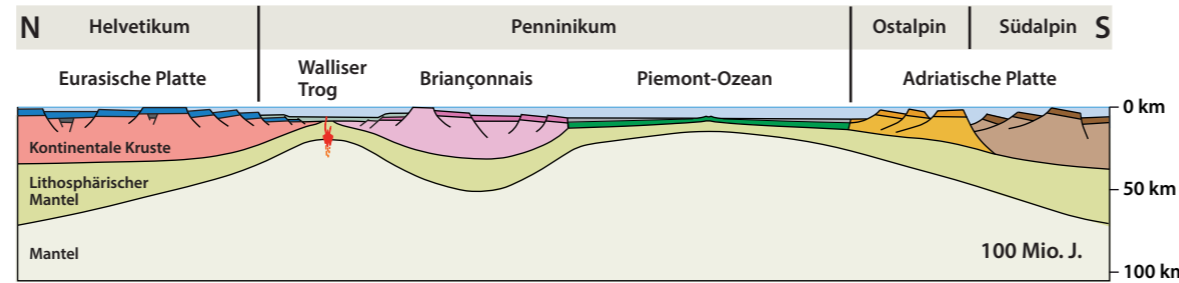


Abb. 3: Übersicht über alle tektonischen Einheiten, die am Bau der Alpen beteiligt sind. Diese lassen sich besonders deutlich bei ca. 100 Mio. Jahren vor heute unterscheiden.

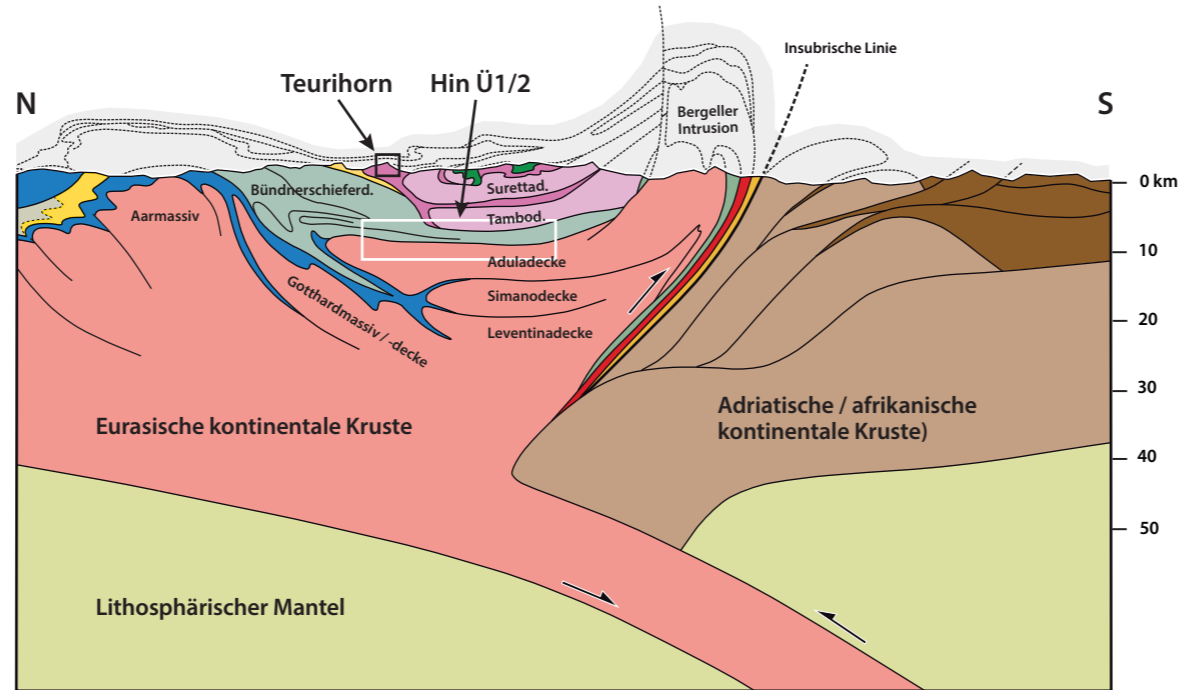
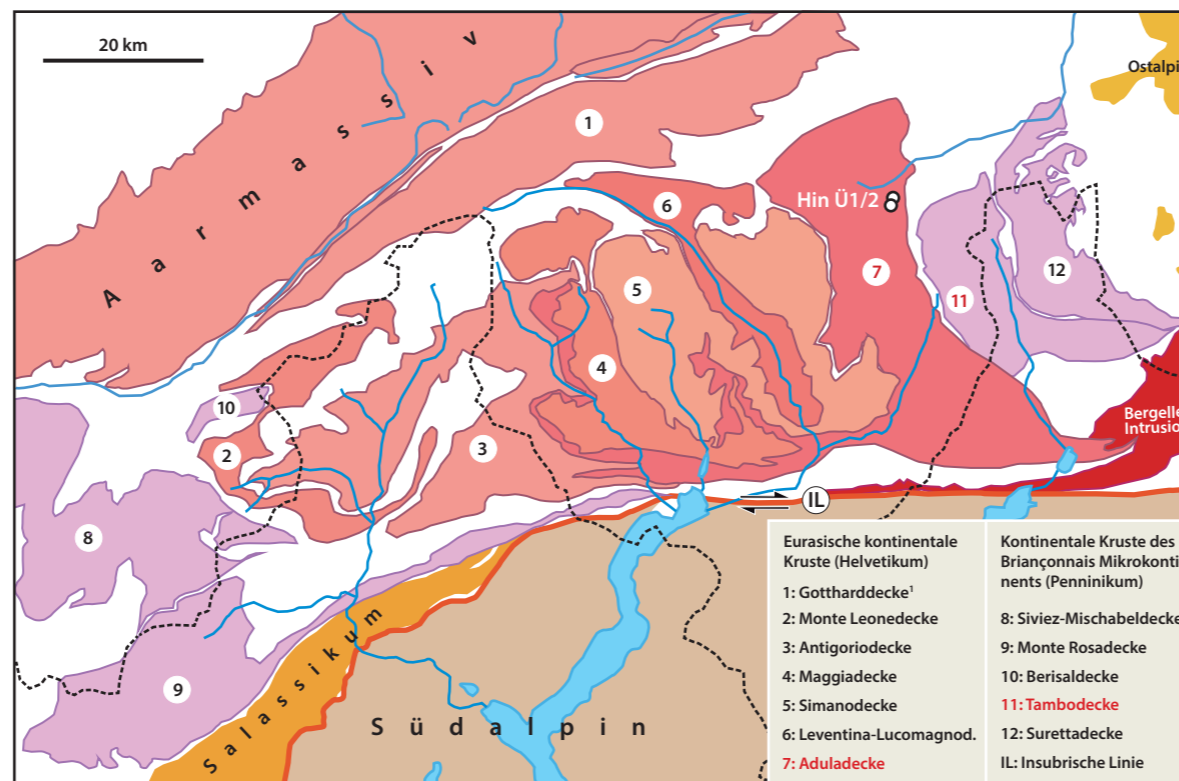


Abb. 4: Profil durch die östlichen Schweizer Alpen. Hin Ü1 befindet sich am Übergang zwischen Aduladecke und Bündnerschieferdecken. Das Teurihorn ist Teil der Sedimente, die auf dem Briançonnais-Mikrokontinent abgelagert wurden.



Legende zu Abb. 3 und 4

- Eurasische Platte: Kontinentale Kruste (> ca. 300 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (ca. 250 - 60 Mio. J.)
- Walliser Trog: Sedimentfüllung (ca. 100 - 50 Mio. J.)
- Briançonnais: Kontinentale Kruste (> ca. 300 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (ca. 250 - 60 Mio. J.)
- Piemont-Ozean: Ozeanische Kruste mit Sedimentbedeckung (ca. 180 - 80 Mio. J.)
- Adriatische Platte, Ostalpin: Kontinentale Kruste (> ca. 300 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (ca. 250 - 60 Mio. J.)
- Adriatische Platte, Südalpin: Kontinentale Kruste (> ca. 300 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (ca. 250 - 60 Mio. J.)
- Molasse: Sedimente (ca. 25 - 6 Mio. J.)



Abb. 6: Das Teurihorn mit seinen auffälligen Falten von der Splügenpassstrasse aus gesehen.

verfaltet, was zu widersprüchlichen Interpretationen und teils zu anhaltender Uneinigkeit über die genaue Zuordnung gewisser tektonischer Einheiten führt.

Am nordöstlichen Horizont ist bei Hin Ü1 in der Ferne das Teurihorn zu sehen, das fast weiss erscheint und inmitten all dieser eher düster wirkenden Berge ein Exot zu sein scheint (Abb 1, 6). Tatsächlich besteht es aus sehr hellen Sedimentgesteinen, vorwiegend Kalksteinen und Dolomiten (magnesiumhaltiger Kalkstein). Diese Sedimentgesteine wurden ab der Triaszeit auf der Kruste des Briançonnais-Mikrokontinentes in jenem untiefen Meer abgelagert, das durch das Auseinanderbrechen von Pangaea zu entstehen begann (Modul 5, Abb 5). Während der alpinen Orogenese wurden diese Sedimentschichten wie eine Haut um die Front der Surettadecke gewickelt, um schliesslich davon abgerissen, weiter nordwärts in ihre heutige Lage geschoben und dabei heftig verfaltet zu werden (Abb. 6).

Abb. 5: Tektonische Karte jener Decken, die aus eurasischer kontinentaler Kruste (diverse Rottöne) und aus Kruste des Briançonnais-Mikrokontinentes (Rosa), also aus „alten“ Gneisen, Graniten und untergeordnet Amphiboliten bestehen. Die weissen Bereiche dazwischen sind vorwiegend mit teils äusserst kompliziert deformierten, unmetamorphen bis hochmetamorphen Sedimentgesteinen gefüllt, die vor der alpinen Orogenese entweder auf dem eurasischen Kontinent (Helvetikum), auf dem Briançonnais-Mikrokontinent (Penninikum) oder im Walliser Trog (Penninikum, Bündnerschiefer) abgelagert wurden (vgl. tektonische Karte der Alpen, Modul 5, Abb 7). Entlang der Insubrischen Linie (IL) wurden die Alpen gegenüber dem Südalpin um ca. 50 km ostwärts verschoben und um ca. 25 km in die Höhe gehoben (Loc. Ü1, Loc A7).

¹ Das Gotthardmassiv wird heute als Decke betrachtet.