



Stand: 11.02.2013

Forschungsprojekt FluviMag: Fluviatiler Transport von Magnetomineralen

Michael Pirrung
Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller Universität Jena,
Burgweg 11, D-07749 Jena, E-Mail: michael.pirrung@uni-jena.de

- 5. Ergebnisse -

In verschiedenen Fallbeispielen werden die magnetischen Suszeptibilitäten fluviatiler Sedimente Mitteleuropas vom Hochgebirge über die Mittelgebirge bis zur Küste untersucht, darüber hinaus werden Sedimente einiger Flüsse vom Oberlauf bis zum Unterlauf betrachtet.

5.1. Hochgebirge - Unterengadin um Scuol

Für das Hochgebirge wurde das Unterengadin im Kanton Graubünden in der Ostschweiz ausgewählt, da hier aufgrund der Stapelung verschiedener Deckeneinheiten ein breites Gesteinsspektrum in einem relativ kleinen Gebiet vorliegt.

[5.1.1. Topographie](#)

[5.1.2. Geologie der Liefergesteine](#)

[5.1.3. Magnetisierbarkeit der Liefergesteine](#)

[5.1.4. Magnetisierbarkeit fluviatiler Sedimente der Inn-Zuflüsse](#)

[5.1.5. Magnetisierbarkeit fluviatiler Sedimente des Inns bei Scuol](#)

[5.1.6. Zusammenfassung Unterengadin](#)

[5.1.7. Literatur](#)

[Dank](#)

[5.1.1. Topographie](#)

Die untersuchte Region liegt in der Umgebung von Scuol, Unterengadin im Schweizer Kanton Graubünden. Luftbilder guter Auflösung zeigt Google Earth (<http://maps.google.de/>, [Abb. 5.1-1b](#)). Die Topographie ist detailliert {Äquidistanz der Höhenlinien 20 m} in den Karten 1 : 25 000 Blätter 1198 Silvretta, 1199 Scuol, 1219 S-charl der Landeskarte der Schweiz, im Vertrieb von swisstopo (<http://www.toposhop.admin.ch/de/shop/index>) erhältlich, dargestellt. Ein digitales Höhenmodell mit 200x200 m Gitterweite ([Abb. 5.1-1a](#)) ist auf dem Datenviewer <http://www.geologieviewer.ch/ga.php> einsehbar bzw. als GIS layer exportierbar.

Die Topographie reicht vom Tal des mittleren Inns mit Höhen von etwa 1190 m ü.M. am Kurhaus Tarasp, ca. 1.9 km WSW' von Scuol und etwa 77 km vom Quellgebiet des Inns NW' Maloja, bzw. etwa 1110 m ü.M. bei Sur En, etwa 5.4 km ENE' Scuol, bis in hochalpine, in

kleinen Gebieten noch vergletscherte Regionen, z.B. am Piz Lischana S' Scuol mit 3105 m ü.M., 4.7 km SE' von Scuol. Klimatisch reichen die Bedingungen vom gemäßigten trockenkontinentalen Klima in Scuol bei etwa 1300 m ü.M. mit Jahresmitteltemperaturen um 4.4°C und Niederschlägen von 695 mm pro Jahr bis in die Permafrostgebiete der Gipfelregionen {siehe z.B. unter <http://www.klimadiagramme.de/Europa/Schweiz/scuol.html>}. Die Hänge sind meist extensiv land- oder forstwirtschaftlich genutzt, die Baumgrenze liegt bei etwa 2000 m, Industrieflächen umfassen im Wesentlichen Lagerplätze für Baustoffe und Elektrizitätswerke bei Pradella E' sowie an der Clemgia S' Scuol. In den Seitentälern außerhalb von Scuol sind anthropogene Einflüsse relativ gering und im wesentlichen durch Wegebaumaterial und Viehwirtschaft bedingt, da nur einzelne Gehöfte und Dörfer vorhanden sind.

Regulierungen der Flussläufe durch Wehre oder Murensperren gibt es: mind. eine am Mittellauf des Val Minger, eine am Mittel- und zwei am Unterlauf der Clemgia {letztere am E-Werk}, mind. eine am Unterlauf der Plavna, und 10 bei Val Sinestra an der La Brancla. Der Inn wird am E-Werk Pradella SE' Scuol gestaut. Ansonsten sind die Bach- und Flußläufe kaum durch den Menschen beeinflusst.

Ankerit- und Pb-Zn-Erze in triassischen Karbonaten der S-charl Decke wurden mit Unterbrechungen vom frühen Mittelalter z.T. bis ins 19. Jahrhundert bei S-charl, am 1 km NNW' S-charl gelegenen Mot Madlain sowie bei Chant dal Marangun 2 km NE' S-charl zur Silbergewinnung abgebaut {[Abb. 5.1-1a](#)}, siehe u.a. (KELLERHALS, P. 1966; KELLERHALS, P. 1962; KUTZER, H.J. 1978; SCHREIBER, M. 1995a).

Im Minger-Tal im SW-Teil des Untersuchungsgebietes befindet sich der nordöstlichste Bereich des Schweizerischen Nationalparks, der u.a. geowissenschaftliche Beiträge über das Parkgebiet und angrenzende Regionen verfügbar macht unter http://www.parc.ch/mmds/mmds_data_by.php?searchval=3008.

[Zum Kapitelanfang](#)

5.1.2. Geologie der Liefergesteine

Darstellungen der Schichtenfolge mit Aufschlussbeschreibungen, geologischen Profilen und struktureologischen Daten finden sich u.a. bei (CADISCH, J., et al. 1941; CADISCH, J., et al. 1968; FROITZHEIM, N., et al. 1997; GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.-U. 1995; KELLERHALS, P. 1966; SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. 1914; TARNUZZER, C. & GRUBENMANN, U. 1909; THEOBALD, G. 1864; TRÜMPY, R. 1972). Eine geologische Übersichtskarte zeigt [Abb. 5.1-1c](#).

Karten der gravimetrischen Anomalien {Der gravimetrische Atlas der Schweiz, 2002} und aeromagnetische Karten des Totalfeldes {Totalintensitätskarte der Schweiz 1:500000, Fischer & Schnegg 1979}, einsehbar auf dem Datenviewer von swisstopo auf <http://www.geologieviewer.ch/ga.php>, zeigen keine deutlichen Bezüge zu den verschiedenen Deckeneinheiten, mit Ausnahme einer geringen positiven magnetischen Anomalie im Bereich des Inneren des Engadiner Fensters. Für die Aeromagnetik könnte dies zum Einen an der relativ großen Flughöhe und zum Anderen an einer geringeren Magnetitführung der Ophiolithe liegen, da im Bereich des Tauernfensters mit ebenfalls penninischen Decken positive magnetische Anomalien u.a. Serpentiniten zugeordnet werden konnten (AHL, A., et al. 2007a; AHL, A., et al. 2007b).

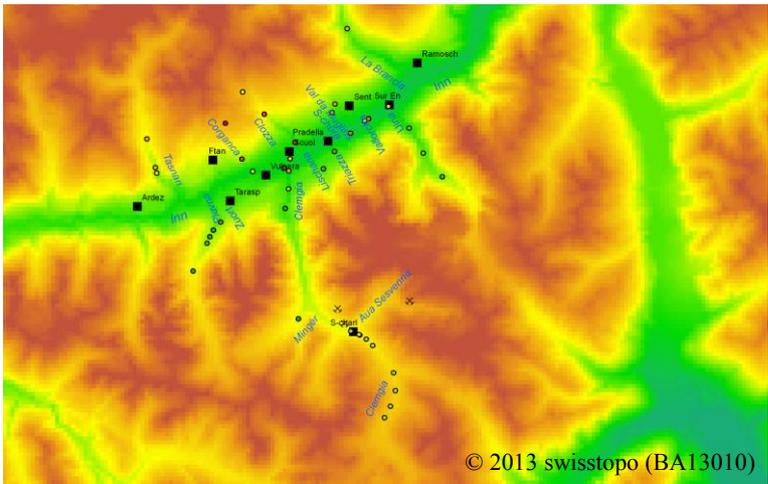
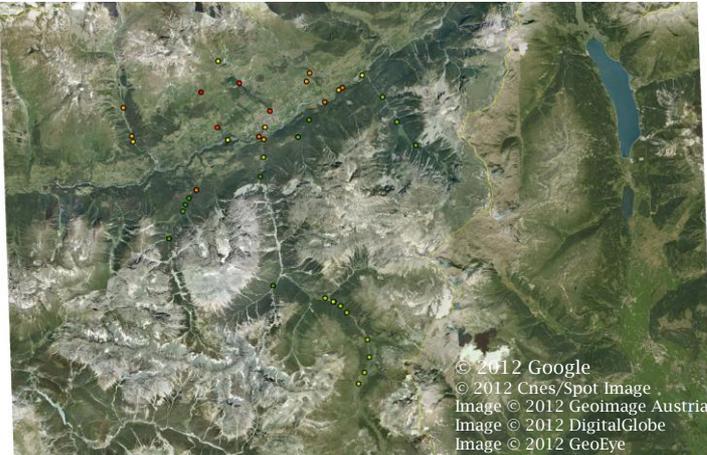
 <p>© 2013 swisstopo (BA13010)</p>	<p>A: Digitales Höhenmodell mit 200 m Rasterweite, projiziert mit Schweizer Landeskoordinatensystem von 1903 {CH1903_LV03, Bezug: http://www.toposhop.admin.ch/de/shop/index}. Probenpunkte zeigen die masse-spezif. Magnet. Suszeptibilität sandiger Proben, grün = niedrig, rot = hoch. Aufgelassene Bergwerke nach (KELLERHALS, P. 1966).</p>
 <p>© 2012 Google © 2012 Cnes/Spot Image Image © 2012 Geoimage Austria Image © 2012 DigitalGlobe Image © 2012 GeoEye</p>	<p>B: Zusammenschnitt verschiedener Satellitenbilder von Google Earth, Aufnahme datum 4.10.2009, {www.google.de/earth/index.html .}</p>
 <p>© 2013 swisstopo (BA13010)</p>	<p>C: Geologische Übersichtskarte 1:500 000, (ANONYMUS 2005a), {Bezug: http://www.toposhop.admin.ch/de/shop/index}. Penninische Decken: Türkis Bündnerschiefer; oliv Ophiolithe; penninische Tasna Decke: hellblau Meta-granitoide; oberostalpine Decken: Dunkelgrün Amphibolite, hellorange in der Osthälfte Gneise und Glimmerschiefer, Orangebraun Perm der Servino-Verrucano Decken, Orange und Hellbraun Sedimente Trias bis Jura. Quartär: Hellgrünlich Moränen, Dunkelblau Seen.</p>

Abb. 5.1-1: Lage der Probennahmepunkte mit Farbcodierung der magnet. Suszeptibilität im Vergleich zu einem digitalen Geländemodell {a}, einem Satellitenbild {b} und der geologischen Übersichtskarte {c}.

In der Umgebung von Scuol erlaubt das Engadiner Fenster einen geologischen Einblick in verschiedene Decken des Alpenorogens (CADISCH, J., et al. 1941; CADISCH, J., et al. 1968). Stratigraphisch gehören die meisten Gesteine in das Mesozoikum, einige ins Perm und einige in das Paläogen, jüngste Ablagerungen in das Quartär. Die Zuordnung der Gesteinseinheiten zu verschiedenen Decken unterschiedlicher paläogeographischer Herkunft ist umstritten, vergl. (MARGRETH, A. & SCHLÜCHTER, C. 2005); in dieser Arbeit wird die Gliederung nach (ANONYMUS 2005b) verwendet, andere Zuordnungen sind in Klammern gesetzt. Das Fensterinnere besteht aus penninischen Decken: unterpenninische Bündnerschiefer Decken, nordpenninische Flysch Decken mit Ophiolithen {letztere bei (CADISCH, J., et al. 1968) mit den penninischen Bündnerschiefern als Fensterinneres bezeichnet und keiner eigenen Decke zugeordnet; bei (GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.-U. 1995) als südpenninische Nair-Schuppe angesehen} des Walliser Troges {distaler europäischer Kontinentalrand und ozeanische Kruste, (ANONYMUS 2005b)}; mittelpenninisches Kristallin und Sedimente der Tasna Decke {Tasna Decke bei (CADISCH, J., et al. 1968) als Unterostalpin bezeichnet} der ehemaligen Briançonnais Schwelle {Terrain kontinentaler Kruste und Kontinentalhang, (ANONYMUS 2005b)}. Die das Fenster umgebenden und ursprünglich bedeckenden Einheiten sind die oberostalpinen Decken des ehemaligen adriatischen Kontinentalrandes (ANONYMUS 2005b): Sesvenna Kristallin und Sedimente der S-charl Decke {bei (CADISCH, J., et al. 1968) als Silvretta {S-charl} Decke bezeichnet}. Im äußersten NW des Untersuchungsgebietes {Einzugsgebiet des Tasna Flusses} sind die oberpenninischen Ophiolithe der Aroser Zone des ehemaligen piemontesisch-ligurischen Ozeans verbreitet sowie oberostalpinen Kristallin der Silvretta Decke (ANONYMUS 2005b; GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.-U. 1995). Im äußersten SE des Untersuchungsgebietes liegen Kristallin und Sedimente der oberostalpinen Ötztal Decke {Einzugsgebiet des Uina Flusses}. Die verschiedenen Decken mit jeweils eigenem tektonischem Bau werden durch Überschiebungen getrennt, auch innerhalb von Deckeneinheiten gibt es Überschiebungen.

Die stark verfalteten unterpenninischen Bündnerschiefer bestehen vor allem aus jurassischen bis kreidezeitlichen calcitreichen Tonschiefern mit teilweise quarzitischen Sandsteinbänken {[Abb. 5.1-2a](#)}. An feuchten Steilhängen bilden sich Sinterkalke.



Wechselfolge aus calcitischen Tonschiefern und Sandstein-Lagen und -Linsen, häufig mit Calcit-Adern. Oberhalb Ospedal in Scuol; 16.07.2011.

	<p>Isoklinale Falte in der Sandstein-Tonstein Wechselfolge. Oberhalb Ospedal in Scuol; 16.07.2011; Münze liegt nahe Umbiegung der Mulde.</p>
	<p>Kalksinter unter einem Überhang in den Bündnerschiefern. Clozza Mittellauf, Weg am rechten Hang der Clozza von Ospedal Scuol nach Alp Flöna; 12.07.2011.</p>

Abb. 5.1-2a: Penninische Bündnerschiefer.

N' und S' Scuol bestehen die nordpenninischen Flysch Decken überwiegend aus Serpentiniten, seltener treten Diabase und Grünschiefer oder ein Magnesit-Gang auf {[Abb. 5.1-2b](#)}. Diese Gesteine sind metamorph überprägte ehemals basaltische ozeanische Kruste bzw. peridotitische Mantelgesteine.

	<p>Der Piz Nair N' Scuol {oberh. Bildmitte} besteht aus Ophiolithen von dunkelgrauer bis rötlicher Färbung, rechts davon Piz Tasna mit kreidezeitlichen Kalksteinen und Kalkschiefern der Tasna Decke, im Vordergrund grauer Hangschutt aus penninischen Bündnerschiefern. Blick von Vallatschas nach NNW, Oberlauf der Clozza; 4.09.2012.</p>
---	--



Hellbräunlicher, lagig gebänderter steilstehender Magnetitgang in dunkelgraugrünen Serpentiniten. Der Gang streicht in NNE Richtung und wird mehrfach angeschnitten. Clemgia Schlucht; 15.07.2011.



In Scherzonen stark beanspruchte Serpentine zerfallen zu faserigem Hangschutt, der rasch erodiert wird und hier unter einem Überhang geschützt liegt. Clemgia Schlucht; 15.07.2011.

Abb. 5.1-2b: Penninische Serpentinite.

Das Kristallin der mittelpenninischen Tasna Decke besteht aus Metaplutoniten {Granite und Diorite} und Metasedimenten {Glimmerschiefer}, die nicht bzw. kaum metamorphen Sedimente der Tasna Decke sind triassische bis paläogene Schiefer, Kalksteine und Flysch {[Abb. 5.1-2c](#)}.



Abrissbereich eines Felssturzes im Tasna Granit. Mehrere Meter große abgestürzte Blöcke finden sich nahe des Aufnahmestandortes, relativ geringer Verwitterungsgrad und große freie Überhänge sprechen für einen Felssturz in historischer Zeit. Sass Majur E' des Tasna Tals oberhalb Parkplatz Pra da Punt an der Straße von Ardez nach Ftan; 3.09.2012.



? unterkreidezeitliche flyschartige Tonschiefer zwischen jurassischen Sedimenten der Tasna Decke und penninischen Ophiolithen. Clemgia Tal unterhalb Plan da Funtanas am südlichen Eingang der Schlucht; 15.07.2011.

Abb. 5.1-2c: Kristallin und Sedimente der mittelpenninischen Tasna Decke.

Das Kristallin der oberostalpinen S-charl Decke {Sesvenna Kristallin} bzw. Ötztal Decke besteht aus überwiegend granitischen Gneisen und seltenen Amphiboliten {(CADISCH, J., et al. 1968)}. Die Sedimente der oberostalpinen S-charl Decke {[Abb. 5.1-2d](#)} in den Engadiner Dolomiten reichen von permischen Arkosen der Verrucano Serie, triassischen dominierenden Kalksteinen und Dolomiten, daneben auch Sandsteinen, Tuffiten, zu jurassischen bis kreidezeitlichen, evtl. tertiären karbonatischen Breccien, Kalksteinen, Radiolariten und Flysch (CADISCH, J., et al. 1968)}.



Piz Lavetscha mit einer Großfalte in obertriassischen Dolomiten der oberostalpinen S-charl Decke. Gipfelnah mäßig steil nach N {rechts} einfallende Flanke des N-vergenten Sattels, rechts der Bildmitte steil stehende Schichten am Übergang zur nach rechts anschließenden Mulde, nach S einfallende Faltenachsebene. Blick vom Weg Scuol – Sent nach Süden, das Clemgia Tal liegt nach links anschließend; 16.07.2011.



Oberhalb der Bildmitte mäßig steil nach N {links} einfallende dunkelbraungrauer obertriassischer Hauptdolomit {Norien} der S-charl Decke, siehe (CADISCH, J., et al. 1968). Etwas unterhalb der Bildmitte leicht nach N ansteigende Farbwechsellinie = flache Überschiebung, darunter flach nach S einfallende hellbeigefarbene Tuffite, Rauhwacken und Gipse der Raiblerschichten {Carnien}, nach links hin steil nach N einfallende Sattelflanke mit Überschiebung im Sattelkern. Blick von nahe Alp Flöna zwischen Motta Naluns und Scuol nach E zum Piz S-chalambert Dadaint; 16.07.2011.

Abb. 5.1-2d: Oberostalpine Sedimente.

Quartäre Sedimente bestehen überwiegend aus pleistozänem Moränenmaterial des Inntalgletschers und der Gletscher der Seitentäler, Pleistozänen bis Holozänen Alluvialfächern und fluviatilen Ablagerungen. Aufgrund der starken Vergletscherung der Alpen im letzten Glazial können im Bereich des Inntals auf Höhen bis etwa 2600 m erratische Blöcke von außerhalb des heutigen Einzugsgebietes in den Resten der ehemaligen Inntalmoränen liegen, siehe die Karte der Eishöhen im letzten Glazial von (BINI, A., et al. 2009). Ehemalige Trogschultern des Inntalgletschers finden sich z.B. nördlich des Inns bei Motta Naluns NW' Scuol auf 2140 m ü.M. {[Abb. 5.1-2e](#)}. Südlich des Inns liegt eine jüngere Trogschulter bei God Sot San Jon S' Scuol bei etwa 1400 m ü.M.

	<p>Die Trogschulter des ehemaligen Inntal Gletschers ist an einem deutlichen Gefällsknick bei der Seilbahnstation Motta Naluns, rechts der Bildmitte, gut erkennbar. Die höchsten Erhebungen und die als Weideland genutzten Flächen liegen auf penninischen Bündnerschiefern des Fensterinneren. Blick vom W-Hang des Plavna-Tals nach N über das Inntal Richtung Piz Champatsch; 11.07.2011.</p>
	<p>Ansammlung von halbkegelartigen Steilhängen am Übergang von Rückzugsschottern zum spätglazialen - noch Gletscher-gefüllten ? - Inntal oder in einen Bergsturz-bedingten Stausee des Inns. Uferbefestigung am Auslauf des Stauwerkes. Blick von der Inn-Brücke am E-Werk Pradella Richtung Val da Muglins; 14.07.2011.</p>
	<p>Hangschutt alluvialer Fächer und aktive rückschreitende Tiefenerosion, sichtbar am geradlinigen Vegetationsrand oberhalb und rechts der Bildmitte, an der Oberkante des Steilhanges zur Flußrinne hin. Der Hangschutt besteht aus überwiegend karbonatischen Sedimentgesteinen der S-charl Decke. Clemgia Tal oberhalb Plan da Funtanas; 15.07.2011.</p>



Tal dessen fehlender Bewuchs häufige Murenabgänge anzeigt, Murenursprung in oberostalpinen Karbonaten der S-charl Decke am Piz Mezdi oberhalb des oberen Bildrandes. Mittellauf der Plavna oberhalb Resgia Plavna, Blick zur Grava d' Laisch, Plavna Fluß kommt von rechts; 11.07.2011.

Abb. 5.1-2e: Quartäre Lockergesteine und deren Morphologie.

[Zum Kapitelanfang](#)

5.1.3 Magnetisierbarkeit der Liefergesteine

Liefergesteine wurden entweder direkt anstehend oder als Gerölle in den Tälern für die Bestimmung der masse-spezif. magnetischen Suszeptibilität beprobt {[Abb. 5.1-3](#)}. In den Sandsteinen und Tonschiefern der unterpenninischen Bündnerschiefer ist die Magnetisierbarkeit mäßig hoch, dabei treten in sandigen und tonigen Gesteinen ähnliche Werte auf. (THUM, I. 1969) nennt keinen Magnetit unter den Schwermineralen der Bündnerschiefer. Hohe Werte finden sich insbesondere in nordpenninischen Serpentiniten. Hellgrüne Serpentinite haben dabei niedrige Werte während dunkelgraue sehr hohe Werte aufweisen. In einem Magnesitgang mit Malachit Einlagerungen treten innerhalb der Serpentinite der Clemgia Schlucht mäßig hohe Werte auf. Die wenigen Werte aus mittelpenninischem Tasna Kristallin liegen mäßig hoch. Sedimente der Tasna Decke weisen niedrige Werte auf. Die am geringsten magnetisierbaren Gesteine liegen in karbonatischen Liefergesteinen der oberostalpinen Decken vor. Das oberostalpine Sesvenna Kristallin wurde bisher nicht beprobt.

Gestein	Werte nach Literatur { $10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ }	Diese Arbeit, Median, Probenzahl, Decke { $10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ }
Kalkstein	4.6 {5}	16 {N=14; 3, 4}
Kalkige Schiefer, Glimmerschiefer der Bündnerschiefer	33 {5}	46 {N=19; 2}
Glimmerschiefer	121 {5}	96 {N=14; 3}
Grünschiefer	260 bzw. 129600 {5}	22000 {N=3; 1, 3}
Serpentinit	1100-6300 {2}; 21133 {3}; 17600 {4, N=442}; 18000 bzw. 32400 {5}	7100 {N=16; 1}

Tab. 5.1-1: Werte der masse-spezif. magnet. Suszeptibilität für Gesteine nach Literaturangaben {1: zusammengestellt nach versch. Angaben von (THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. 1986), 2: dito von (HUNT, C.P., et al. 1995), 3: mit Gesteinsdichte 2.78 g/ccm nach Quelle 2 berechnet aus vol.-spezif. Werten für Serpentinite der Margna Decke der

südöstlichen Schweiz mit unterschiedlichem Metamorphosegrad (SHIVE, P.N., et al. 1988), 4: Median mit Gesteinsdichte nach Quelle 2 berechnet aus 5 vol.-spezif. Mittelwerten für Serpentinite des Tauernfensters (HEINZ, H. & PESTAL, G. 1988), 5: Median aus Gesteinen des Tauernfensters bzw. seiner Umrandung (AHL, A., et al. 2007b) und Liefergesteine im Unterengadin aus dieser Arbeit {1: nordpenninischer Flysch, 2: unterpenninische Bündnerschiefer, 3: mittelpenninische Tasna Decke, 4: Oberostalpine S-charl Decke}.

Quartäre Sedimente wurden nicht gesondert beprobt. Im Inntal und im Unterlauf der Zuflüsse dürften die Proben unterhalb etwa 2000 m stärker durch Moränenmaterial des ehemaligen Inntalgletschers beeinflusst sein und können damit Charakteristika auch weiter entfernter Liefergebiete enthalten. Die Moränen der Seitentäler dürften dagegen wenig ferntransportiertes Material enthalten. Da die quartären Lockergesteine viel leichter erodiert werden als die Ausgangsgesteine, wie dies z.B. an den oberhalb der Clemgia Schlucht angeschnittenen Schuttfächern sichtbar ist, dürften die fluviatilen Sedimente in vielen Bereichen durch Moränenmaterial stärker beeinflusst sein.

Die Ergebnisse der Magnetisierbarkeit dieser Liefergesteinsproben liegen ähnlich wie für Literaturangaben zu alpinen Gesteine vergleichbarer Zusammensetzung bzw. Stratigraphie, siehe [Tabelle 5.1-1](#). Dabei weisen die Serpentinite als Metabasite bzw. –ultrabasite erwartungsgemäß viel höhere Werte auf als die Sedimentgesteine. Allerdings liegen die Serpentinite eher im unteren Bereich von Vergleichswerten. Magnetit als Haupt-, z.T. auch Nebengemengteil in Gesteinen des Unterengadins wird von (VAN LOON, W.E. 1960) für Serpentinite unter der Tasna Decke, Orthogneise und Amphibolite der Sesvenna Decke, Gneise des Verrucano der S-charl Decke, sowie Gneise der Ötztal Decke beschrieben.

Da nach (SHIVE, P.N., et al. 1988) mit steigendem Metamorphosegrad die magnetische Suszeptibilität geringer wird, als Folge der zunehmenden Bildung von Chrom-reichem Spinell zulasten von Magnetit, könnte aufgrund der gemessenen relativ geringen magnetischen Suszeptibilität für die Serpentinite des Engadiner Fensters ein höherer Metamorphosegrad angenommen werden. Für amphibolitfazielle Serpentinite der Margnadecke ergäbe sich nach (SHIVE, P.N., et al. 1988) mit $11500 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ein nur noch etwas höherer Wert als für die in dieser Arbeit im Unterengadin beprobten Serpentinite.

(CADISCH, J., et al. 1968) geben keine näheren Informationen zum Metamorphosegrad auf Blatt Scuol. Sie nennen als Minerale der Serpentinite unter der Tasna Decke Serpentin und Diallag {Pyroxen}, was der sub-Grünschieferfazies nach (SHIVE, P.N., et al. 1988) entsprechen würde. (TARNUZZER, C. & GRUBENMANN, U. 1909) erwähnen in den Serpentiniten ebenfalls Chrysotil und Diallag, sowie Chromit, Magnetit, Limonit, Pyrit sowie ?Talk, keinen Olivin; die Gesteinsdichte wird mit 2.60 bis 2.69 g/ccm angegeben. Von (MARGRETH, A. & SCHLÜCHTER, C. 2005) werden die Serpentinminerale Chrysotil, Antigorit, Lizardit, daneben Diopsid, Spinell mit Umwandlung zu Magnetit sowie Chlorit angegeben. (GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.-U. 1995) geben für Serpentinite am Piz Nair ebenfalls Diallag an, sowie Talk, Chrysotil, Greenalit und Magnetit, ?Tremolit, was theoretisch nach (SHIVE, P.N., et al. 1988) für einen Metamorphosegrad im Grenzbereich Grünschiefer-Amphibolit-Fazies sprechen könnte. (GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.-U. 1995; MARGRETH, A. & SCHLÜCHTER, C. 2005) postulieren für die Gesteine im SW Bereich des Unterengadiner Fensters dagegen eine nur schwache, vermutlich kreidezeitliche, Metamorphose am Übergang Prehnit-Pumpellyit- zu Grünschieferfazies an. (MELCHER, F., et al. 2002) geben für penninische serpentinisierte Ultramafite mesozoischen Alters aus dem östlichen Engadiner Fenster bei Idalm bzw. Nauders ebenfalls niedriggradige Metamorphose mit $T_{\text{max}} 350 \text{ °C}$ an, und nach Vuichard 1984, zit. in (MARGRETH, A. & SCHLÜCHTER, C. 2005), wurde in den Ophiolithen die untere Grünschieferfazies erreicht.

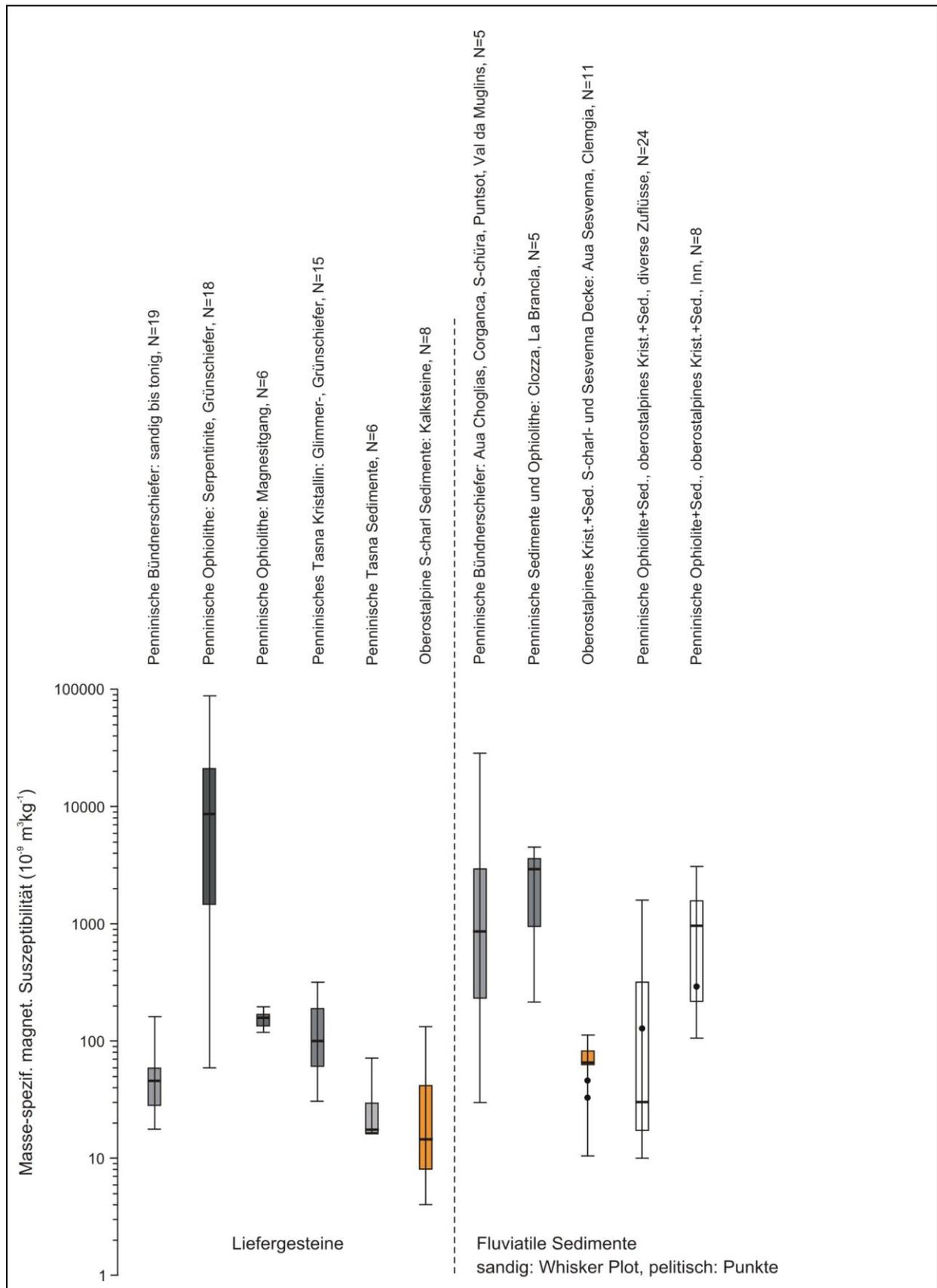


Abb. 5.1-3: Masse-spezif. magnetische Suszeptibilität von Proben der Liefergesteine und der sandigen Flusssedimente im Unterengadin.

Die geringen Werte der Frequenzabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität in Liefergesteinen {bis 5 % in penninischen Serpentiniten, sonst deutlich darunter} deuten nach (DEARING, J.A., et al. 1996) darauf hin, dass nur relativ wenige sehr feinkörnige superparamagnetische Partikel enthalten sind gegenüber dominierenden 'Stable Single Domain' und 'Multidomain' Partikeln.

[Zum Kapitelanfang](#)

5.1.4. Magnetisierbarkeit fluviatiler Sedimente der Inn-Zuflüsse um Scuol

Das Tal der Clemgia ist im Untersuchungsgebiet mit einer Länge von etwa 24.7 km und einem Einzugsgebiet von etwa 120 km² das größte Seitental und soll hier zunächst etwas detaillierter und beispielhaft für fluviatile Ablagerungen der Inn-Zuflüsse um Scuol dargestellt werden {[Abb. 5.1-4a](#)}. Penninische Bünderschiefer umfassen im Einzugsgebiet der Clemgia << 1 km², Opiolithe etwa 1 km², Sesvenna Kristallin der oberostalpinen S-charl Decke etwa 13 km², Moränen etwa 2 km², der Rest sind im wesentlichen triassische karbonatische Sedimente der S-charl Decke {geschätzt nach (ANONYMUS 2005a)}. Eine detaillierte Beschreibung des Clemgia Profils findet sich bei (TARNUZZER, C. & GRUBENMANN, U. 1909), geologische Profile zeigen u.a. (SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. 1914).



Der fehlende Bewuchs zeigt den Bereich des öfter Hochwasser führenden Gerinnes an. Im Hintergrund sind aktive Gerölllavinenbahnen auf ausgedehnten Schuttfächern am fehlenden Busch- und Baumbestand zu erkennen. Mittellauf der Clemgia, unmittelbar vor dem Beginn der Schlucht im Unterlauf, die beim E-Werk endet; 10.07.2011.



Von einem früheren Hochwasser abgelagerte gut gerundete Blöcke aus Gneisen liegen neben kaum gerundeten Karbonatklasten oberostalpiner Decken aus nahegelegenen Schuttfächern. Dazwischen liegt karbonatreicher {nur schwach magnetisierbarer} Sand, der beim letzten Hochwasser im Strömungsschatten abgelagert worden ist. Gneise stammen entweder aus der oberostalpinen Silvretta Decke stromauf der Clemgia-Schlucht bzw. S' Scharl, oder sie sind erratisch. Mittellauf der Clemgia, gleiche Lokation wie zuvor, Maßstab: 1 SFR; 10.07.2011.

	<p>Im Bereich stark deformierter Karbonate des Grenzbereichs der mittelpenninischen Tasna- und der oberostalpinen S-charl-Decke wurden bei einem früheren Hochwasser Fichtenstämme abgelagert, die einen kleinen organischen Anteil zu den Flussablagerungen beitragen. Bei Hochwasser zwischen den Stämmen herabgesetzte Strömungsgeschwindigkeit führte zur Ablagerung einer Sandbank. Das Wasser ist an diesem Tag kaum getrübt. Schlucht des Unterlaufs der Clemgia; 10.07.2011.</p>
	<p>In einem Zwickel am Prallhang zwischen dunkelgrauen Serpentinitten der penninischen Ophiolith-Decke liegt eine kies-führende Sandbank, die bei einem mindestens 2 m höheren Wasserstand abgelagert worden ist und vor allem aus wenig gerundeten karbonatischen Gesteinen der oberostalpinen Decken besteht. Eckiger Hangschutt aus Serpentinitten überlagert diese Sande und zeigt aktive Schuttbewegung. Unterlauf der Clemgia, ca. hundert Meter stromab der letzten Lokation; 10.07.2011.</p>

Abb. 5.1-4a: Clemgia Tal südlich Scuol.

In [Abb. 5.1-4b](#) ist zu erkennen, dass über Sedimenten und Kristallin der oberostalpinen S-charl Decke die Werte der magnetischen Suszeptibilität $< 150 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ betragen, während nach dem Durchfließen der penninischen Ophiolithe, vor allem Serpentinite mit einem Malachit-führenden Magnesit-Gang (CADISCH, J., et al. 1968; SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. 1914), in der Clemgia Schlucht der letzte Probenpunkt einen Wert von etwa $900 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ aufweist. Da zwei Proben unmittelbar stromab der Liegendgrenze der Ophiolithe noch keine Erhöhung anzeigen, ist offenbar erst etwa 1 km stromab der Liegendgrenze ausreichend Material aus den Ophiolithen zu Sandkorngröße zerkleinert worden, um sich bei der Magnetisierung bemerkbar zu machen. In wieweit sich das Kristallin der penninischen Tasna-Decke in den Clemgia Sedimenten auf die Magnetisierung auswirkt, lässt sich aufgrund zu weniger Proben und schlechter Zugänglichkeit nicht aussagen.

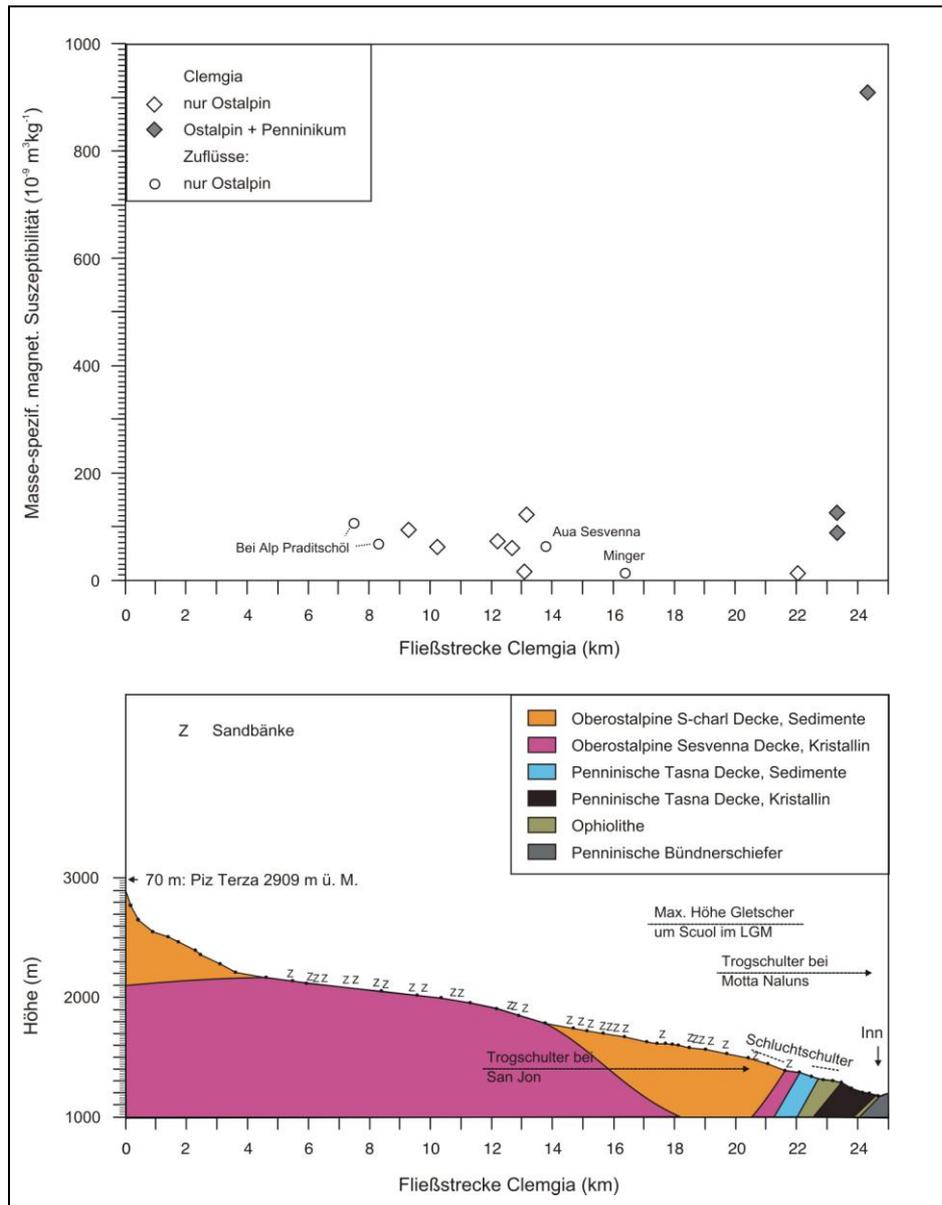


Abb. 5.1-4b: Masse-spezif. magnet. Suszeptibilität S' und N' S-charl, an sandigen Proben aus Sedimenten der Clemgia und ihrer Zuflüsse gemessen. Für die Projektion von Proben aus Zuflüssen wurde in x-Richtung die Position der Zuflussmündung entlang der Fließstrecke der Clemgia und in y-Richtung die Höhe der tiefsten Probenlokation verwendet. Geologisches Profil konstruiert auf der Grundlage der Karte von (ANONYMUS 2005a) und Karte und Profilen von (CADISCH, J., et al. 1968).

Im Tal der Plavna SSW' Tarasp {Abb. 5.1-4c} ist die masse-spezif. magnetische Suszeptibilität sandiger Proben im Bereich von triassischen Dolomiten der oberostalpinen S-charl Decke mit Werten von 9 bis $18 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ sehr niedrig, allerdings weist die Probe eines kleinen Zuflusses im Bereich der Moränen des Inntals und über anstehenden penninischen Ophiolithen mit $1500 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ hohe Werte auf.



Großflächiges Fehlen der Vegetation auf einem Alluvialfächer zeigt gelegentliche Schichtfluten nach Murenabgängen im oberhalb liegenden Seitental an. Plavna Tal zwischen Alp Laisch und Chant da Serras mit Fächer des Piz Plavna Dadora, im Vordergrund Mäander der Plavna mit kiesigen Ablagerungen aus im Wesentlichen karbonatischen Liefergesteinen; 11.07.2011.

Abb. 5.1-4c: Plavna Tal.

Im Tal der Uina S' Sur En ist der Anstieg der magnetischen Suszeptibilität von $35-40 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ im Bereich von Gneisen, Glimmerschiefern, permischer Sedimente und triassischer Karbonate der oberostalpinen S-charl Decke zu $192 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ in der untersten Probe auf Metagranitoiden der oberostalpinen Sesvenna Decke unter spät- bis postglazialen Schottern deutlich geringer.

Im Bereich des Unterengadiner Fensters treten auf penninischen Bündnerschiefern NE' Scuol im unteren Clozza Tal {[Abb. 5.1-4d](#)} und W' und SW' Sent hohe Werte der magnetischen Suszeptibilität von 806 bis $3679 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ auf. Ursache dafür sind vermutlich die am Oberlauf der Clozza verbreiteten penninische Ophiolithe.



Rückschreitende Erosion am Mittellauf der Clozza in penninischen Bündnerschiefern, unterhalb des Piz Soer. Blick vom Weg von Jonvrai nach Motta Naluns zur Via Engadina; 4.09.2012.

Abb. 5.1-4d: Clozza Mittellauf.

Der höchste Wert der Magnetisierbarkeit fluviatiler Sedimente liegt mit $28450 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ im Oberlauf der Corganca {[Abb. 5.1-4e](#)} NNE' Ftan in Moränen des Inntalgletschers auf Bündnerschiefern, nur kleinräumig sind hier nach (CADISCH, J., et al. 1968) penninische Ophiolithe kartiert worden. Bei (TARNUZZER, C. & GRUBENMANN, U. 1909) ist die Verbreitung der Ophiolithe bei Schlivera etwas größer, allerdings sind die quartären Ablagerungen hier weniger berücksichtigt worden. (MARGRETH, A. & SCHLÜCHTER, C. 2005) beobachteten ähnliche Serpentin-dominierte Lockergesteine wie in [Abb. 5.1-4e](#) unmittelbar N' am Südhang des Piz Champatsch und deuteten sie entweder als Moränenablagerung oder als tektonische Melange an der Grenze Bündnerschiefer zu Tasna Decke.

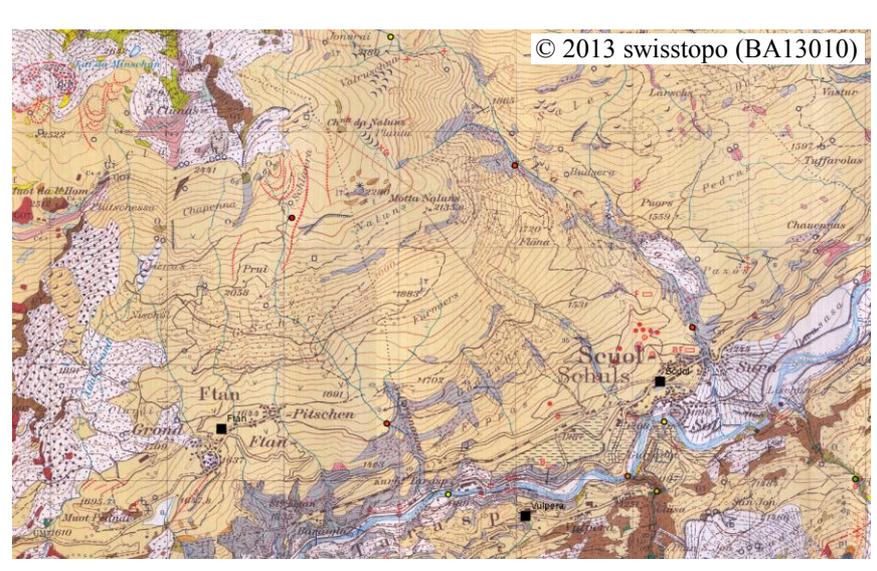
	<p>Oliv: penninische Ophiolithe, dunkelbraun: penninisches Tasna Kristallin, grau penninische Bündnerschiefer, beige: eiszeitliche Moränenablagerungen, weiß: Quartäre Sedimente, i.w. Hangschutt und Alluvial. Ausschnitt der geologischen Karte Blatt Scuol (CADISCH, J., et al. 1968).</p>
	<p>Im Einzugsgebiet der Corganca weisen im Hangschutt eckige Blöcke aus Serpentin auf im Untergrund anstehende Ophiolithe hin, daneben treten auch Blöcke aus Bündnerschiefern und Erratika auf, was auf Moränenmaterial hinweist. Weg von Motta Naluns nach Prui; 4.09.2012.</p>

Abb. 5.1-4e: Zwischen Ftan und Scuol treten die höchsten Werte der magnet. Suszept. im Tal der Corganca auf, oberflächlich ist hier quartäres Lockergestein weit verbreitet.

Die Frequenzabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität beträgt für 12 Proben fluviatiler Sedimente im Untersuchungsgebiet 0 bis 0.3 %, d.h. es sind keine superparamagnetischen Partikel $\{<0.3 \mu\text{m}, (\text{DEARING, J.A., et al. 1996})\}$ nachweisbar.

[Zum Kapitelanfang](#)

5.1.5. Magnetisierbarkeit fluviatiler Sedimente des Inns bei Scuol

Der schweizerische Anteil des oberirdischen Inn-Einzugsgebietes beträgt 2960 km² {berechnet aus dem layer PY_Einzugsgebiet von swisstopo, Maßstab 1 : 500 000}. Da sich der Inn bei Scuol etwa 21 km SW' der Grenze zu Österreich befindet, gibt dies zumindest die Größenordnung des vom Inn bei Scuol entwässerten Gebietes wider. Die Ablagerungen des heutigen Inns bei Scuol {Abb. 5.1-5a} stammen aus einem Liefergebiet mit einer großen Gesteinsvielfalt. Unterostalpine, oberostalpine, unter-, mittelpenninische Decken: Gneise und Glimmerschiefer, Ophiolithe, Granite, Granodiorite, Diorite, Gabbros, Metagranitoide, Amphibolite, Phyllite, Perm der Servino-Verrucano-Serien, Trias-Kreide Karbonate, Jura-Kreide Bündnerschiefer; Quartär: Hangschutt, Moräne Inntalglatscher, Auesedimente des Inns und der Zuflüsse (ANONYMUS 2005a). Aufgrund des Sankt Moritz Sees, den der Inn durchströmt, kann im Gegensatz zur Feinfraktion die Sandfraktion des Inns bei Scuol nur aus den Seitentälern stromab von Sankt Moritz stammen.

	<p>Der Inn führt durch die Regenfälle der vergangenen Nacht Hochwasser, die erhöhte Suspensionsfracht färbt das Wasser hellbräunlich. Die Absätze dieses Hochwassers waren karbonatreich {rel. geringe magnetische Suszept.}. Die Kiesbank auf der Gleithangseite rechts zeigt Absätze bei einem früheren wesentlich stärkeren Hochwasser an. Blick von der eisernen, 1905 eröffneten, Gurlainabrücke {für Fußgänger} über den Inn in Scuol; 14.07.2011.</p>
	<p>Das vorherige Hochwasser, siehe letztes Bild, lässt sich kaum noch erahnen, es hat sich eine hellbraune Sandlage hinter einer Kiesbank auf der Gleithangseite abgesetzt. Die türkisfarbene Trübung rührt von der „Gletschermilch“, toniger Suspension aus dem Gesteinszerreiben der Gletscher im Einzugsgebiet des Flusses, her. Inn zwischen Scuol und Pradella; 16.07.2011.</p>

Abb. 5.1-5a: Inntal bei Scuol.

Die Magnetisierung rezenter sandiger Sedimente des Inns {Abb. 5.1-5b} liegt bei 114 {Grobsand W' Kurhaus Tarasp} bis $3116 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ {Feinsand zwischen Pradella und Sur En}. Interessant ist, dass vier Fein- bis Mittelsand Proben, die im Jahr 2012 genommen wurden, Werte $>1200 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ aufweisen gegenüber Werten $<500 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ von vier Proben aus 2003, 2005 und 2011. Vermutlich gibt es episodische Unterschiede in der Konzentration fluviatil transportierter magnetischer Partikel durch Starkregen in Teileinzugsgebieten des Inns mit unterschiedlich magnetisierbaren Liefergesteinen.

Vernachlässigt man den Einfluß von erratischem Material aus den Moränen des Inntalglitchers, so liegen im untersuchten Gebiet die Werte der masse-spezif. magnet. Suszeptibilität für Proben, die ausschließlich in Liefergebieten ostalpiner Decken liegen, unter $500 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, dagegen betragen die Werte für Proben, die nur Material aus penninischen Decken enthalten, bis auf eine niedrige Probe der Puntsot bei Tschlin {möglicherweise durch Material aus Moränen beeinflusst}, zwischen 800 und $3600 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$.

Die Frequenzabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität beträgt für 7 Proben fluviatiler Ablagerungen um 0 %, d.h. es sind keine superparamagnetischen Partikel nachweisbar.

Die Magnetisierung von Proben aus dem Inn liegt unterhalb derjenigen von Proben aus Zuflüssen mit ausschließlichem Material aus penninischen Decken und höher als in Proben aus Zuflüssen mit Liefergesteinen ausschließlich Ostalpiner Decken.

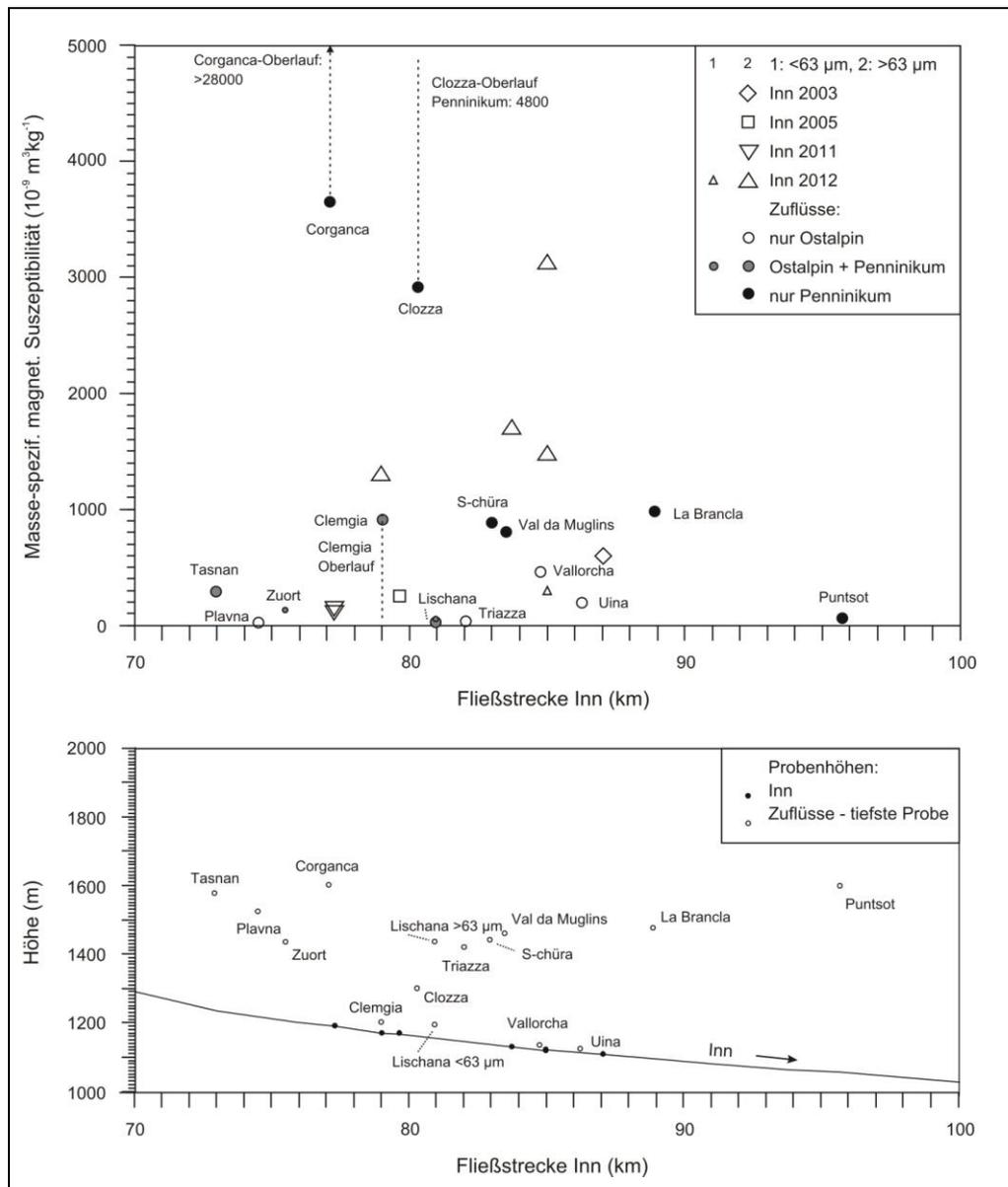


Abb. 5.1-5b: Masse-spezif. magnet. Suszeptibilität im Bereich um Scuol, an sandigen Proben aus Sedimenten des Inns und seiner Zuflüsse gemessen. Für die Projektion von Proben aus Zuflüssen wurde in x-Richtung die Position der Zuflussmündung entlang der Fließstrecke des Inns und in y-Richtung die Höhe der tiefsten Probenlokation verwendet.

[Zum Kapitelanfang](#)

5.1.6. Zusammenfassung Unterengadin

Generell sind die Werte von Liefergesteinen und Flusssedimenten im Unterengadin sehr variabel {[Abb. 5.1-3](#)}. Die hohen Magnetisierbarkeiten ophiolithischer Gesteine führen in Flusssedimenten mit ausschließlich penninischen Liefergesteinen zu relativ hohen Werten der magnetischen Suszeptibilität. Die Serpentinisierung mit Oxidation der Fe-haltigen Minerale Olivin und Spinell in ursprünglich peridotitischen Gesteinen stellt offenbar die wichtigste Quelle für Magnetominerale wie Magnetit oder Pyrrhotit (SHIVE, P.N., et al. 1988) im Untersuchungsgebiet dar. Die sehr hohen Werte in Sedimenten der Corganca westlich Scuol {[Abb. 5.1-4e](#)} zeigen, dass hier Ophiolithe in größerem Umfang im Einzugsgebiet vorhanden sein müssen, jedenfalls deutlich stärker, als dies die geologische Karte zeigt (CADISCH, J., et al. 1968).

Flusssedimente, die ausschließlich oberostalpine kristalline und sedimentäre Gesteine entwässern, haben niedrige Werte der magnet. Suszeptibilität, da bei den Liefergesteinen neben den Karbonaten mit sehr niedrigen Magnetisierungen vermutlich auch die kristallinen Gesteine relativ geringe magnet. Suszeptibilitäten aufweisen.

Die niedrigeren Werte der Frequenzabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität für Flussablagerungen {max. 0.3 %} liegen noch niedriger als die der Ausgangsgesteine {max. 4.9 %}. Dies zeigt, dass feinkörnige superparamagnetische Partikel im Untersuchungsgebiet keinen nennenswerten Anteil in den fluviatilen Sedimenten bilden, weder im Inn noch in den Zuflüssen, sodass feinkörnige Partikel offenbar kaum zur Ablagerung kommen.

Die magnetische Suszeptibilität könnte als ergänzende Methode bei der geologischen Kartierung eingesetzt werden, um z.B. das Vorkommen ophiolithischer Gesteine genauer zu erfassen bzw. auch um Feldmessungen der magnetischen Totalintensität besser interpretieren zu können. Weitere Probennahmen fluviatiler Sedimente und ihrer Liefergesteine im Unterengadin sind geplant.

[Zum Kapitelanfang](#)

5.1.7. Literatur

- AHL, A., BIEBER, G., HEIDOVITSCH, M., MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P. & WINKLER, E. (2007a): Aerogeophysik an der Geologischen Bundesanstalt - Ein Anwendungsbeispiel der Aeromagnetik in Kärnten. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 147: 255-261.
- AHL, A., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., PIBER, A., SEIBERL, W., ZECHNER, M. & MAURITSCH, H.J. (2007b): Regional distribution of magnetic susceptibilities and 3D modelling of aeromagnetic anomalies in the central Eastern Alps (Western Tauern Window), Austria. Mitteilungen der Österreichischen geologischen Gesellschaft, 100: 138-151.
- ANONYMUS (2005a): Geologische Karte der Schweiz 1 : 500 000. 1. ed.; swisstopo,
- ANONYMUS (2005b): Tektonische Karte der Schweiz 1 : 500 000. 1. ed.; swisstopo,
- BINI, A., BUONCRISTIANI, J.-F., COUTERRAND, S., ELLWANGER, D., FELBER, M., FLORINETH, D., GRAF, H.R., KELLER, O., KELLY, M., SCHLÜCHTER, C. & SCHOENEICH, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1 : 500 000. 1. ed.;
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F. (1941): Blatt 420 Ardez (Atlasblatt Nr. 14). 1. ed.; Bern.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, W. (1968): Blatt Scuol-Schuls-Tarasp. 1. ed.; Schweizerische geologische Kommission, Bern.

