



**ISPRA**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

## **ERLÄUTERUNGEN**

**zur**

## **GEOLOGISCHEN KARTE VON ITALIEN**

**Im Maßstab 1:50.000**

Blatt 016

## **TOBLACH**

*Erstellt von:*

**P. Gianolla<sup>(1)</sup>, C. Morelli<sup>(2)</sup>, M. Cucato<sup>(2)</sup>, C. Siorpaes<sup>(2)</sup>**

*Mit Beiträgen von:*

**C. Carraro<sup>(3)</sup>, L. Keim<sup>(3)</sup>, P. Macconi<sup>(5)</sup>, V. Mair<sup>(3)</sup>, C. Mazzoli<sup>(7)</sup>,  
S. Meli<sup>(8)</sup>, U. Obojes<sup>(3)</sup>, L. Peruzzo<sup>(9)</sup>, G. Piccin<sup>(2)</sup>, A. Sappelza<sup>(4)</sup>,  
R. Sassi<sup>(7)</sup>, R. Spiess<sup>(7)</sup>, C. Strada<sup>(3)</sup>, A. Viganò<sup>(6)</sup>**

(1) Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara

(2) Freiberufler, freier Mitarbeiter der Autonomen Provinz Bozen

(3) Amt für Geologie & Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen - Südtirol

(4) Abteilung 30 - Wasserschutzbauten (Bozen), Autonome Provinz Bozen - Südtirol

(5) Ressort Landwirtschaft, Forstwirtschaft, Zivilschutz und Gemeinden, Autonome Provinz Bozen - Südtirol

(6) Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento

(7) Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova

(8) Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale, Università di Parma

(9) Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Padova

Ausführende Körperschaft:



**Autonome Provinz Bozen - Südtirol**  
Amt für Geologie und Baustoffprüfung

**Direktor des Geologischen Dienstes von Italien – ISPRA: C Campobasso.**

**Verantwortlicher des Projekts CARG des Geologischen Dienstes von Italien: F. Galluzzo**

**Verantwortlicher des Projekts CARG der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol: V. Mair**

*Operative Leitung des Projekts CARG des Geologischen Dienstes von Italien-ISPRA:*  
**M.T. Lettieri**

*Operative Leitung des Projekts CARG der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol:* **V. Mair**

FÜR DEN GEOLOGISCHEN DIENST VON ITALIEN – ISPRA:

*Wissenschaftliche Revision:*

**M. Pantaloni, D. Berti, R. Graciotti, C. Muraro e M.L. Pampaloni**

*Kartografische Leitung:*

**D. Tacchia** (coord.), **S. Falcetti**

*Überprüfung der Informatisierung der geologischen Daten:*

**L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino** (ASC)

*Leitung der Herausgabe:*

**D. Tacchia, S. Falcetti**

FÜR DIE AUTONOME PROVINZ BOZEN - SÜDTIROL - AMT FÜR GEOLOGIE UND BAUSTOFFPRÜFUNG:

*Kartografische Leitung:*

**C. Morelli**

*Informatisierung der geologischen Daten:*

**C. Morelli, S. Tagnin, L. Keim, S. Furlanis, G. Piccin**

*Technische Verwaltung und Administration:*

**L. Keim, C. Morelli**

*Kartographische Ausarbeitung zum Druck aus der Datenbank:*

**SYSTEMCART - ROMA**

*Übersetzung aus dem Italienischen:* **L. Montresor, A. Stofner**

*Dank an die Mitarbeiter der Nationalen Geologischen Komitees für ihren wissenschaftlichen Beitrag.*

Druck:

## INDICE

<b>I</b>	- <b>EINLEITUNG</b> .....	pag. 9
<b>II</b>	- <b>GEOMORPHOLOGIE</b> .....	» 15
<b>III</b>	- <b>GEOLOGISCHER ÜBERBLICK</b> .....	» 23
<b>IV</b>	- <b>FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN</b> .....	» 27
<b>V</b>	- <b>STRATIGRAPHIE</b> .....	» 35
1.	- <b>OSTALPIN</b> .....	» 35
1.1.	- <b>ANTHOLZ-EINHEIT</b> .....	» 36
1.1.1.	- <i>Granitische Orthogneise (Antholzer Orthogneis Auct.) (SDT)</i> .	» 37
1.1.2.	- <i>Tonalitische Orthogneise (Gsieser Orthogneis Auct.) (SDC)</i> ....	» 37
1.1.3.	- <i>Augengneise (SDG)</i> .....	» 38
1.1.4.	- <i>Feinkörnige Orthogneise (SDK)</i> .....	» 38
1.1.5.	- <i>Gebänderte Paragneise (DPS)</i> .....	» 38
1.1.6.	- <i>Biotit-Glimmerschiefer (DSM)</i> .....	» 39
1.1.7.	- <i>Quarzite (SDQ)</i> .....	» 40
1.1.8.	- <i>Marmore (SDR)</i> .....	» 40
1.2.	- <b>THURNTALER EINHEIT</b> .....	» 41
1.2.1.	- <i>Phyllite (THF)</i> .....	» 41
1.2.2.	- <i>Grünschiefer (THC)</i> .....	» 42
1.2.3.	- <i>Quarzite (THQ)</i> .....	» 42
1.3.	- <b>MESOZOISCHE BEDECKUNG DES DRAUZUGES</b> .....	» 42
1.3.1.	- <i>Werfener Schichten (WFH)</i> .....	» 42
1.3.2.	- <i>Virgloria-Formation (VRG)</i> .....	» 42
1.3.3.	- <i>Arlberg-Formation (ABF)</i> .....	» 43
1.3.4.	- <i>Wettersteindolomit (WET)</i> .....	» 43
1.3.5.	- <i>Raibler Schichten (RBS)</i> .....	» 43
1.3.6.	- <i>Hauptdolomit (HDP)</i> .....	» 43
2.	- <b>SÜDALPIN</b> .....	» 44
2.1.	- <b>METAMORPHES GRUNDGEBIERGE: BRIXEN-EINHEIT</b> .....	» 44
2.1.1.	- <i>Quarzphyllit (BSS)</i> .....	» 44
2.1.2.	- <i>Quarzite (BSQ)</i> .....	» 46
2.1.3.	- <i>Metasiltite und Metapelite (BSW)</i> .....	» 46
2.1.4.	- <i>Chloritschiefer (BSH)</i> .....	» 47
2.1.5.	- <i>Saure Metavulkanite (Porphyroide Auct.) (BSI)</i> .....	» 47
2.1.5.1.	- <i>Metagranitoide (BSI<sub>b</sub>)</i> .....	» 48
2.1.6.	- <i>Kalkmylonite (BSK)</i> .....	» 49

2.2.	- STRATIGRAPHIE DER PERMO-KÄNOZOISCHEN SEDIMENTABFOLGE..	» 50
2.2.1.	- <i>Sextener Konglomerat (CGS)</i> .....	» 52
2.2.2.	- <i>Gröden-Formation (GAR)</i> .....	» 54
2.2.3.	- <i>Bellerophon-Formation (BEL)</i> .....	» 54
2.2.4.	- <i>Werfen-Formation (WER)</i> .....	» 56
2.2.4.1.	- <i>Mazzin- und Seis-Member (WER<sub>2,4</sub>)</i> .....	» 57
2.2.4.2.	- <i>Gastropodenoolith und Campill-Member (WER<sub>5-6</sub>)</i> .....	» 58
2.2.4.3.	- <i>Val Badia-, Cencenighe- und San Lucano-Member (WER<sub>7,9</sub>)</i> .....	» 59
2.2.5.	- <i>Unterer Sarldolomit (SLI)</i> .....	» 60
2.2.5.1.	- <i>Lusnizza-Member (SLI<sub>1</sub>)</i> .....	» 61
2.2.6.	- <i>Piz da Peres-Konglomerat (PPS)</i> .....	» 65
2.2.7.	- <i>Gracilis-Formation (GLS)</i> .....	» 66
2.2.7.1.	- <i>Mergel, mergelige Dolomite und Zellendolomite (GLS<sub>a</sub>)</i> .....	» 68
2.2.8.	- <i>Dunkle Kalke von Coll'Alto (FCL)</i> .....	» 68
2.2.9.	- <i>Monte Rite-Formation (NTR)</i> .....	» 69
2.2.10.	- <i>Formazione di Dont (DON)</i> .....	» 70
2.2.11.	- <i>Oberer Sarldolomit (SLS)</i> .....	» 72
2.2.12.	- <i>Richthofen-Konglomerat (RIC)</i> .....	» 73
2.2.13.	- <i>Contrin-Formation (CTR)</i> .....	» 74
2.2.14.	- <i>Ambata-Formation (MBT)</i> .....	» 75
2.2.15.	- <i>Buchenstein-Formation (BHL) (Livinallongo-Formation Auct.)</i> .....	» 78
2.2.16.	- <i>Schlern-Formation (SCI)</i> .....	» 79
2.2.16.1.	- <i>Riffhangfazies (SCI<sub>a</sub>)</i> .....	» 82
2.2.17.	- <i>Zoppè-Sandstein (ADZ)</i> .....	» 82
2.2.18.	- <i>Fernazza-Formation (IMF)</i> .....	» 83
2.2.19.	- <i>Wengen-Formation (WEN)</i> .....	» 85
2.2.20.	- <i>St. Kassian-Formation (SCS)</i> .....	» 86
2.2.20.1.	- <i>Kalk Olistolithen (SCS<sub>a</sub>)</i> .....	» 89
2.2.21.	- <i>Kassianer Dolomit (DCS)</i> .....	» 89
2.2.21.1.	- <i>Interne Lagunenfazies (DCS<sub>a</sub>)</i> .....	» 91
2.2.22.	- <i>Heiligkreuz-Formation (HKS)</i> .....	» 92
2.2.22.1.	- <i>Seelandalpe-Member (HKS<sub>4</sub>)</i> .....	» 93
2.2.22.2.	- <i>Dürrenstein-Member (HKS<sub>5</sub>)</i> .....	» 94
2.2.23.	- <i>Travenanzes-Formation (TVZ)</i> .....	» 95
2.2.24.	- <i>Hauptdolomit (DPR)</i> .....	» 96
2.2.25.	- <i>Graukalk-Gruppe (CG)</i> .....	» 100
2.2.26.	- <i>Encrinit der Kleinen Fanes (FAS)</i> .....	» 103

2.2.27.	- <i>Rosso Ammonitico Veronese (AVR)</i> .....	» 104
2.2.28.	- <i>Maiolica (MAI)</i> .....	» 107
2.2.29.	- <i>Puezmergel (PUE)</i> .....	» 108
2.2.30.	- <i>Scaglia Variegata Alpina (VAA)</i> .....	» 109
2.2.31.	- <i>Scaglia Rossa (SAA)</i> .....	» 111
2.2.32.	- <i>Parei-Konglomerat (CMP)</i> .....	» 113
2.2.32.1.-	Brekzien und Megabrekzien ( <b>CMP<sub>a</sub></b> ).....	» 115
3.	- SPÄTALPINER MAGMATISMUS .....	» 116
3.1.	- ALLGEMEINE BETRACHTUNGEN .....	» 116
3.1.1.	- <i>Tonalit (TLG)</i> .....	» 116
4.	- STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN. »	117
4.1.	- KRITERIEN ZUR STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN »	117
4.2.	- STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZIA- LEN HOCHSTAND - MONTE SPINALE-SUPERSYNTHEM ( <b>MS</b> )... »	118
4.2.1.	- <i>Welsberg-Synthem (SMW)</i> .....	» 122
4.2.2.	- <i>Percha-Synthem (PRH)</i> .....	» 128
4.3.	- EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES ( <i>LAST GLACIAL MAXIMUM</i> ).....	» 130
4.3.1.	- <i>Garda-Synthem (SGD)</i> .....	» 134
4.3.1.1.	- <i>Nasen-Subsynthem (SGD<sub>20</sub>)</i> .....	» 138
4.3.1.2.	- <i>Hochalpen-Subsynthem (SGD<sub>22</sub>)</i> .....	» 145
4.3.1.3.	- <i>Prags-Subsynthem (SGD<sub>23</sub>)</i> .....	» 146
4.3.1.4.	- <i>Höhlenstein-Subsynthem (SGD<sub>24</sub>)</i> .....	» 149
4.3.1.5.	- <i>Fischleintal-Subsynthem (SGD<sub>25</sub>)</i> .....	» 151
4.3.1.6.	- <i>Val Padeon-Subsynthem (SGD<sub>10</sub>)</i> .....	» 151
4.3.2.	- <i>Piave-Synthem (PVI)</i> .....	» 157
4.4.	- ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM ( <b>PTG</b> ).....	» 157
4.4.1.	- <i>Allgemeiner Überblick</i> .....	» 157
4.4.2.	- <i>Alpines Postglaziales Synthem (PTG): undifferenzierte Ablagerungen</i> .....	» 158
4.4.2.1.	- <i>Alluviale Ablagerungen und Wildbachablagerungen, Schwemmkegel</i> .....	» 158
4.4.2.2.	- <i>Daten aus dem Untergrund des Pustertals</i> .....	» 160
4.4.2.3.	- <i>Moorablagerungen und Seeablagerungen, rezente Moore und Torfe</i> .....	» 165
4.4.2.4.	- <i>Gemischte Ablagerungen (Wildbäche und/oder Murschuttströme und/oder Lawinen)</i> .....	» 167
4.4.2.5.	- <i>Hangschuttablagerungen und Schutthalden, lokal Blockschutt</i> .....	» 171
4.4.2.6.	- <i>Massenbewegungen</i> .....	» 172
4.4.2.7.	- <i>Kolluvium</i> .....	» 178

4.4.2.8.	- Künstliche Aufschüttungen .....	» 179
4.4.3.	- <i>Olang-Subsynthem (PTG<sub>4</sub>)</i> .....	» 179
4.4.4.	- <i>Amola-Subsynthem (PTG<sub>1</sub>)</i> .....	» 182

## **VI - STRUKTURELLER BAU UND METAMORPHOSE..... » 185**

1.	- METAMORPHE ENTWICKLUNG DES OSTALPINEN GRUNDGEBIRGE .....	» 185
1.1.	- EVOLUZIONE METAMORFICA DEL BASAMENTO AUSTRALPINO .....	» 185
1.1.1.	- <i>Prä-variszische Metamorphose</i> .....	» 185
1.1.2.	- <i>Variszische Metamorphose</i> .....	» 186
1.1.3.	- <i>Alpidische Metamorphose</i> .....	» 188
1.2.	- METAMORPHE ENTWICKLUNG DES SÜDALPINEN GRUNDGEBIRGES .....	» 188
1.2.2.	- <i>Variszische Metamorphose</i> .....	» 188
2.	- STRUKTURELLER AUFBAU .....	» 190
2.1.	- DIE PUSTERTAL-LINIE (INSUBRISCHES ODER PERIADRIATISCHES LINEAMENT) .....	» 191
2.2.	- STRUKTURELLER BAU DES OSTALPINEN GRUNDGEBIRGES .....	» 192
2.3.	- STRUKTURELLER BAU DES SÜDALPINEN GRUNDGEBIRGES .....	» 194
2.4.	- STRUKTURELLER BAU DER PERMO-MESOZOISCHEN SEDIMENTABFOLGE .....	» 197
2.4.1.	- <i>Prä-alpidische tektonische Entwicklung</i> .....	» 198
2.4.1.1.	- Permische Tektonik .....	» 198
2.4.1.2.	- Mitteltriassische Tektonik .....	» 199
2.4.1.3.	- Obertriassische Tektonik .....	» 200
2.4.1.4.	- Jurassische Riftphase .....	» 200
2.4.2.	- <i>Alpidische Orogenese</i> .....	» 201
2.4.2.1.	- Kretazische Inversion .....	» 201
2.4.2.2.	- Paläogene Kompressionstektonik .....	» 202
2.4.2.3.	- Neogene Kompression .....	» 204
2.4.3.	- <i>Tektonische Hauptstrukturen</i> .....	» 206
2.4.3.1.	- Plätzwiesen-Linie .....	» 206
2.4.3.2.	- Sarlkofel-Linie .....	» 209
2.4.3.3.	- Grünwaldtal-Linie .....	» 210
2.4.3.4.	- Val Salata-Linie .....	» 211
2.4.3.5.	- St. Antonius Joch-Linie .....	» 215
2.4.4.	- <i>Untergeordnete tektonische Strukturen</i> .....	» 217
2.4.4.1.	- Die Klippe der Roten Wand und Kleinen Gaisl. .....	» 217
2.4.4.2.	- Die liegende Falte des Col Bechei .....	» 220
2.4.4.3.	- Die Scherzone zwischen Neunerkofel-Linie und Val Marzon-Linie .....	» 222
2.4.4.4.	- Herrstein-Störungssystem .....	» 224
3.	- ÜBERBLICK ZUR NEOTEKTONIK .....	» 225

<b>VII</b>	<b>- TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE.....</b>	<b>» 229</b>
1.	- SISMIZITÄT UND ERDBEBENGEFÄHRDUNG .....	» 229
2.	- HANGSTABILITÄT UND MASSENBEWEGUNGEN .....	» 234
3.	- ÜBERSCHWEMMUNGSEREIGNISSE .....	» 237
4.	- HYDROGEOLOGIE .....	» 241
5.	- GRUBEN UND BERGBAU.....	» 245
<b>ABSTRACT .....</b>		<b>» 247</b>
<b>LEGEND OF GEOLOGICAL MAP .....</b>		<b>» 251</b>
<b>LITERATURVERZEICHNIS.....</b>		<b>» 269</b>

PROGETTO  
CARG

PROGETTO

CARG



## I - EINLEITUNG

Das Gebiet des Blattes 016 „Toblach“ der Geologischen Karte Italiens im Maßstab 1:50.000 liegt zum Großteil in der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol, zwei Abschnitte im Süden und Südosten liegen in der Provinz Belluno (Region Venetien), während die nordöstliche Blattecke von österreichischem Staatsgebiet eingenommen wird. Verwaltungsmäßig fallen die Belluneser Abschnitte in die Gemeindegebiete von *Auronzo di Cadore* und *Cortina d'Ampezzo*, während sich der Südtiroler Blattbereich auf folgende Gemeinden aufteilt: Prags/*Braies*, Toblach/*Dobbiaco*, Wengen/*La Valle*, Enneberg/*Marebbe*, Welsberg-Taisten/*Monguelfo-Tesido*, Percha/*Perca*, Rasen-Antholz/*Rasun-Anterselva*, Innichen/*San Candido*, Sexten/*Sesto*, Olang/*Valdaora*, Gsies/*Valle di Casies*, Niederdorf/*Villabassa*.

Hydrographisch gesehen lässt sich der Blattbereich drei wichtigen, überregionalen Einzugsgebieten zuweisen (Abb. 1). Der Hauptteil fällt in das Einzugsgebiet der Rienz/*F. Rienza* bzw. in weiterer Folge in jenes der Etsch/*F. Adige*. Die Rienz entspringt am Fuße der Drei Zinnen/*Tre Cime di Lavaredo* und fließt zunächst in Richtung Westen bis zum Dürrensee/*Lago di Landro*. Hier schwenkt sie in Richtung Norden um und folgt dem Höhlensteintal/*Val di Landro* bis nach Toblach/*Dobbiaco*, ab wo sie dem Pustertal/*Val Pusteria* in Richtung Westen folgt, um schließlich bei Brixen/*Bressanone* in den Eisack/*F. Isarco* zu münden. Der Toblacher Sattel bildet den niedrigsten Punkt der Wasserscheide zum Einzugsgebiet der Drau/*Drava* (1210 m), einem wichtigen Nebenfluss der Donau/*Danubio*. Die Drau entspringt am Fuße des Neunerkofels/*Cima Nove* bei Toblach und erfährt den ersten bedeutenden Wassereintrag durch den Sextner Bach/*Rio di Sesto* bei Innichen. Im Talschluss des Höhlensteintals bzw. im Bereich von *Cimabanche* („Im Gemärk“ 1530 m) verläuft die Wasserscheide zum Einzugsgebiet

des *T. Boite*, einem wichtigen rechten Nebenfluss des Piave/*F. Piave*. Aus dem südöstlichen Blattbereich erfährt der Boite den Zufluss des *T. Marzon*.

Geologisch gesehen treten im Blatt „Toblach“ ostalpine und südalpine Gesteinseinheiten auf.

In geographischer Hinsicht wird das Kartenblatt durch das Pustertal, genauer gesagt das Hochpustertal/*Pusteria Superiore* (von Percha/*Perca* bis zur Staatsgrenze) in zwei Bereiche unterteilt. Im Norden liegt der südliche Teil der Pustertaler Alpen. Im Blattbereich sind die zwei Berggruppen, die durch das Antholzertal/*Valle di Anterselva* getrennt werden: die Rieserfernergruppe/*Gruppo delle Vedrette di Ries* und die Gsieser Berge/*Monti di Casies*<sup>1</sup>. Die Gsieser Berge umfassen den Bergkamm Pürglers Lenke/*Coste di Vallesella* - Geishörndl/*Cornetto di Fana* (2615 m) - Toblacher Pfannhorn/*Corno di Fana* (2663 m) - Marchkinkele/*Cornetto di Confine* (2545 m). Entlang dieses Bergkamms liegen einige der höchsten Gipfel im Blattbereich. Die Kette bildet sowohl die Staatsgrenze zu Österreich, als auch die Wasserscheide zwischen Etsch und Donau (Abb. 1). Haupttäler sind das Gsieser Tal/*Val di Casies* und das Silvestertal/*Valle di San Silvestro*.

Südlich der Pusterer Talachse liegen die Sextner Dolomiten/*Dolomiti di Sesto*, die Pragser Dolomiten/*Dolomiti di Braies* und die Ampezzaner Dolomiten/*Dolomiti d'Ampezzo* mit verschiedenen Bergmassiven und zahlreichen Gipfeln von über 2400 m Höhe. Die Pragser Dolomiten kennzeichnen den westlichen Blattabschnitt bis zum Höhlensteintal und reichen im Süden bis zu den Taleinschnitten von Felizental/*Val di Felizon* - Fanestal/*Val di Fanes* - Rautal/*Valle di Rudo*. Die Pragser Dolomiten umfassen die Bergmassive von Dürrenstein/*Gruppo del Picco di Vallandro*, Hochalmgruppe-Kronplatz/*Gruppo Colli Alti-Plan de Coronas* sowie Hohe Gaisl/*Gruppo della Croda Rossa d'Ampezzo*, wo mit der gleichnamigen Hohen Gaisl/*Croda Rossa* (3146 m) der höchste Punkt im Blattbereich erreicht wird. Die Sextner Dolomiten liegen im Osten des Höhlensteintals und umfassen die Bergmassive Haunoldgruppe/*Gruppo Rondoì-Baranci*, Dreischustergruppe/*Gruppo dei Tre Scarperi*, Monte Piana/*Gruppo del Monte Piana*, die Drei Zinnen/*Gruppo delle Tre Cime di Lavaredo* sowie Paternkofel-Einserkofel/*Gruppo Paterno-Cima Uno*. Im südlichen Blattabschnitt finden wir einige der bekanntesten Berggruppen der Ampezzaner Dolomiten, wie die Cristallogruppe/*Gruppo del Cristallo* und die Cadinigruppe/*Cadini di Misurina*. Im Südwesten reicht zudem noch die Conturines-Gruppe/*Gruppo delle Conturines* (östliche Gadertaler Dolomiten/*Dolomiti Orientali di Badia*) in den Blattbereich, während im Osten der westliche Ausläufer des Karnischen Hauptkamms/*Catena Carnica occidentale* zwischen Pustertal und Sextner Tal/*Val di Sesto* in den Blattbereich vordringt. In der Berggruppe der Hohen Gaisl liegen die Hochflächen von Sennes und Fosses/

<sup>1</sup> Die Bezeichnung der Berge und Berggruppen erfolgte vorwiegend auf Basis der von S. MARAZZI (2005) vorgeschlagenen Unterteilung „Suddivisione orografica internazionale unificata del Sistema Alpino“ (SOIUSA).

*Altopiani di Sennes e Fosses*, die zusammen mit der *Fanes/Altopiano di Fanes* (Cunturines-Gruppe) die Ampezzaner Hochflächen/*Altopiani Ampezzani* bilden.

Diese Hochflächen bilden zusammen mit einem Großteil der Prager Dolomiten und den östlichen Gadertaler Dolomiten den Naturpark Fanes-Sennes-Prags. Der Naturpark grenzt im Osten an den Naturpark Sextner Dolomiten, der im Jahr 1981 gegründet und am 25. Februar 2010 in Naturpark Drei Zinnen umbenannt wurde. Im Süden grenzt der Naturpark Fanes-Sennes-Prags zudem an den Naturpark der Ampezzaner Dolomiten der Region Venetien. Der südlichste Zipfel des Naturparks Rieserferner-Ahrn im Westen des Antholzertals reicht gerade noch in die nordwestliche Blattecke.

Alle drei Dolomiten-Naturparke sind Teil des seriellen Guts der Dolomiten UNESCO - System 5 „Nördliche Dolomiten“ - und wurden im Jahr 2009 als Weltnaturerbe anerkannt.

Aufgrund der strategischen Position im Pustertal an der Abzweigung zur historischen Straße *Alemagna*, umrahmt von den herrlichen Dolomiten und dank des angenehm frischen Sommerklimas, entwickelte sich Toblach zum Hauptort des Hochpustertals. Toblach war bereits ab der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts und bis zum Ersten Weltkrieg ein beliebtes Urlaubsziel, nicht zuletzt durch die 1871 eröffnete Südbahnlinie Wien-Pustertal. Der touristische Wiederaufschwung setzte erst nach Ende des Zweiten Weltkriegs wieder ein und war zunehmend vom Wintersport geprägt. Weitere wichtige Ortschaften im Blattbereich sind Olang, Welsberg, Niederdorf und Innichen.

Das geologische Kartenblatt wurde im Rahmen des Projekts CARG (Gesetz Nr. 305/89) erstellt: Verantwortlicher des Projekts VOLKMAR MAIR (LUDWIG NÖSSING bis 2011). Die wissenschaftliche Koordination erfolgte durch ALFONSO BSELLINI. Die Kartierungsleitung oblag dabei je nach Fachgebiet PIERO GIANOLLA (CLAUDIO NERI bis 2007) für die Sedimentabfolgen, FRANCESCO PAOLO SASSI für das metamorphe Grundgebirge sowie FRANCO MANTOVANI für die quartären Bedeckungen; MAURIZIO CUCATO übernahm die Überprüfung der quartären Bedeckungen in der Schlussbearbeitung des Kartenblattes und den vorliegenden Erläuterungen.

Die geologische Kartierung wurde im Zeitraum 1999-2002 von folgenden Kartierern durchgeführt: R. CAPUTO, C. DE SIENA, M. DEMOZZI, P. GIANOLLA, C. MAZZOLI, S. MELI, C. MORELLI, L. PERUZZO, R. SASSI, C. SORPAES und R. SPIESS. Nachprüfungen und ergänzende Aufnahmen erfolgten im Zeitraum 2009-2012 im Gebiet nördlich des Pustertals durch V. MAIR, L. KEIM und C. MORELLI. Spezifische Fachbeiträge stammen von S. FURLANIS (Quartär und Sedimentabfolgen) und G. PICCIN (Quartär und südalpines Grundgebirge). In den Jahren 2015 und 2016 wurden die quartären Bedeckungen von C. MORELLI und M. CUCATO überarbeitet und mit den Quartäreinheiten der bestehenden CARG-Blätter vereinheitlicht.

Als topographische Kartierungsgrundlage wurde die Karte des IGM 1:25.000 herangezogen und auf den Maßstab 1:10.000 vergrößert. Zusätzlich zur Geländekartierung erfolgte eine Auswertung von Luftbildern sowie der digitalen Orthofoto und des Digitalen Geländemodells (DTM) aus LIDAR-Daten der Autonomen Provinz Bozen (seit 2007 verfügbar).

Die Informatisierung erfolgte durch L. KEIM, C. MORELLI und S. TAGNIN mit Beiträgen von S. FURLANIS und G. PICCIN. Die Vereinfachung im Maßstab 1:50.000 und die kartographische Ausarbeitung zum Druck (Legende, Profilschnitte, und Übersichtsgrafiken) wurde von C. MORELLI mit Beiträgen von C. SIORPAES durchgeführt und von P. GIANOLLA überprüft.

Als Grundlage für die neue geologische Kartierung dienten die geologischen Blätter Nr. 4b „Dobbiaco (Monguelfo)“ aus dem Jahr 1930 und Nr. 12 „Pieve di Cadore“ aus dem Jahr 1940 im Maßstab 1:100.000, die beide unter der Leitung von Prof. G. DAL PIAZ erstellt wurden. Daneben wurde auf Kartierungen der Universität Innsbruck zurückgegriffen, die im Zeitraum 1992–2007 im Auftrag der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol im Rahmen der Projekte Basiskarte, „Geologische Karte der Westlichen Dolomiten“ (BRANDNER *et alii*, 2007) sowie „Geologische Wanderkarte Naturpark Sextner Dolomiten“ im Maßstab 1:25.000 (BRANDNER *et alii*, 2004) durchgeführt wurden.

Die Kartierungskriterien folgten dabei den Richtlinien des Geologischen Dienstes von Italien (ISPRA), die in den sogenannten *Quaderni*, III Serie erläutert sind. Die durchgeführten geologischen Untersuchungen lieferten neue Erkenntnisse und Details zum regionalen tektonischen Bau sowie zur Stratigraphie der permo-triassischen Abfolge und den quartären Ablagerungen.

Die Gliederung des metamorphen Grundgebirges erfolgte anhand tektono-metamorpher Einheiten, die voneinander durch deutliche Scherzonen getrennt sind. Für jede Einheit wurden die jeweiligen Gesteinstypen, die Deformationsphasen und die entsprechenden Mineralparagenesen bestimmt. Jede Einheit stellt somit einen Gebirgsabschnitt mit einheitlicher Metamorphose- und Deformationsgeschichte dar.

Die Kartierung der südalpiner Sedimentabfolge erlaubte eine genauere Unterteilung in Member und Formationen der im Kartengebiet vormals kartierten Einheiten und ermöglichte eine kritische Begutachtung der stratigraphischen Unterteilungen verschiedenster Autoren aus den letzten Jahrzehnten; für einige lithostratigraphische Einheiten konnten neue Konzeptmodelle vorgelegt werden. Bei der permo-mesozoischen Abfolge wurden möglichst die Bezeichnungen aus den Gebieten der Westlichen Dolomiten und der Venetischen Voralpen (*Prealpi Venete*) übernommen, die in den bereits veröffentlichten geologischen Blättern der zentralen und östlichen Südalpen verwendet wurden.

Die quartären Ablagerungen wurden nach den UBSU-Kriterien (*Unconformity-bounded stratigraphic units*) unterschieden, wobei zum Teil auf die im angren-

zenden geologischen Blatt 029 “Cortina d’Ampezzo” (NERI *et alii*, 2007) verwendeten Einheiten zurückgegriffen wurde und zum Teil neue Einheiten definiert wurden. Insbesondere wurden einige spätglaziale Einheiten des angrenzenden Blattes neu interpretiert und ausgelegt. Der Aufbau der Legende stimmt grundsätzlich mit jener der bestehenden geologischen Kartenblätter der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol überein.

Die vorliegenden Erläuterungen zur geologischen Karte sind der Erinnerung an Lorenz Keim, Claudio Neri und Francesco Paolo Sassi gewidmet, die im Laufe dieses Projekts von uns gegangen sind. Sie leben in unseren Herzen weiter und sind in den Gedanken aller, die mit ihnen zusammenarbeiten und die Leidenschaft zur Geologie und zu diesem Gebiet teilen durften.

PROGETTO  
CARG

PROGETTO

CARG

## II - GEOMORPHOLOGIE

(M. Cucato)

Das Gebiet des Blattes „Toblach“ kann in folgende orographische Einheiten gegliedert werden: a) das Pustertal; b) die Gsieser Berge mit dem Gsieser Tal; c) das Antholzertal mit der Rieserfernergruppe; d) die Sextner Dolomiten, die Prags-er Dolomiten und die Ampezzaner Dolomiten (Abb. 1).

Das Pustertal bzw. das Hochpustertal/*Pusteria Superiore* ist ein breites und wichtiges Haupttal, das sich in West-Ost Richtung erstreckt, parallel zu den geologischen Hauptstrukturen, allen voran die Pustertal-Linie, welche wenige Kilometer im Nordosten der Talachse verläuft. Die Entwicklung des Pustertals und der Talverlauf sind zweifelsohne strukturell vorgegeben, wenn auch die Wechselwirkung mit den Erosionsprozessen und die Ausbildung des Gerinnenetzes im Nachhinein nicht eindeutig rekonstruiert werden können. Das Pustertal beherbergt mit Rienz/*Rienza* und Drau/*Drava* zwei wichtige Flüsse mit entgegengesetzter Abflussrichtung. Heute liegt die Wasserscheide im Bereich des Toblacher Sattels im Ausläuferbereich des Kegels des Silvester Bachs/*Rio di S. Silvestro*. Es ist jedoch anzunehmen, dass dies nicht immer der Fall war. Bereits KLEBELSBERG (1956) vermutete, dass die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Donau/*Danubio* und jenem der Etsch/*F. Adige* vormals weiter östlich, im Bereich von Obervierschach/*Versciaco di Sopra* lag, wo der Felsuntergrund in der Talsohle aufgeschlossen ist. Entsprechend floss der Sextnerbach/*Rio di Sesto* in Richtung Westen ab und stellte einen Seitenbach der Rienz dar. Ein Beweis dafür findet sich in den Kalkgeröllen mit Fusulinen<sup>2</sup> in den Schottern der Rienz bei

<sup>2</sup> Diese Gerölle können nur aus dem Sextner Konglomerat stammen, das im Sextnertal/Val di Sesto aufgeschlossen ist.

Brixen/*Bressanone* (KLEBELSBERG, 1935), die auf jeden Fall vor der letzten großen Vergletscherung abgelagert wurden. Wahrscheinlich erfolgte die Verschiebung der Wasserscheide im Spätglazial, als durch die Aufschüttung des Kegels durch den Silvester Bach das Tal versperrt und im Osten von Toblach geflutet wurde. Der Sextner Bach wurde dadurch umgelenkt und zu einem rechten Zubringer der Drau (siehe auch Kap. V.5.4.2.1. und V.5.4.2.2.).

Im Querschnitt zeigt das Pustertal vorwiegend ein muldenförmiges Profil, zum Teil erheblich ausgerundet (siehe z.B. Profilschnitt D-D' im Kartenblatt) und mit abgerundeten Talflanken, insbesondere auf der nördlichen Talseite, wo die Wasserscheide zu den angrenzenden Tälern (Silvester Tal, Gsieser Tal) bereits in geringen Höhen angetroffen wird. Die ausgeprägte Geländeformung und Abflachung ist zum einen auf die relativ leicht erodierbaren Gesteinsformationen (Quarzphyllit, Grödner Sandstein), zum anderen auf die ausgeprägte Gletschertätigkeit zurückzuführen. Während des letzten glazialen Hochstandes war das Pustertal bis auf eine Höhe von über 2300 m von Gletschern bedeckt, sodass nur die höchsten Gipfel aus den Eismassen herausragten (siehe Kap. V.5.3. und Abb. 46).

Der Pusterer Talboden kann auf morphologischer Basis in folgende drei Hauptabschnitte gegliedert werden:

a) Das Pustertal im Bereich des Einzugsgebietes der Drau, östlich von Toblach (Abb. 2), zeigt einen gering geneigten (im Mittel ca. 8,4‰) Talboden und wird durch die Seitenkegel beeinflusst. Es gibt keine Anzeichen von Terrassen, einzig am Kegelrand stromabwärts von Innichen/*San Candido* ist eine leichte Erosion durch die Drau erkennbar. Die Drau wurde Ende der 70er Jahre des vorigen Jahrhunderts reguliert und besitzt ein künstlich begradigtes Flussbett.

b) Das Pustertal im Abschnitt zwischen Toblach und Welsberg/*Monguelfo* zeigt eine deutliche fluviatile Prägung und weist Terrassen an beiden Talflanken auf. Die ältesten davon sind als Kame-Terrassen der ersten spätglazialen Phasen zu interpretieren. Zusätzlich kann man örtlich noch mindestens drei alluviale Terrassenstufen erkennen. In diesem Talabschnitt beträgt die durchschnittliche Längsneigung 13,1‰.

c) Stromabwärts bzw. westlich von Welsberg ist das Pustertal durch das verbreitete Ausbeißern des Felsuntergrundes (Quarzphyllit) im Talgrund und im Hangfußbereich gekennzeichnet. Außerdem kann man mindestens drei epigene-tische Taleinschnitte der Rienz ausmachen (s. Kap. V.5.4.2.2.). Zahlreiche Flussbiegungen wurden mittlerweile begradigt, zudem ist das Flussverlauf durch den Olinger Stausee auf einer Länge von ca. 1,5 km unterbrochen. Der Talboden ist hier relativ schmal ausgebildet und weist eine vergleichbare Längsneigung zum vorherigen Abschnitt auf (14,1‰ zwischen Welsberg und der Einmündung des Nasenbaches/*Rio di Nessano*). Am Talrand sind vorwiegend Kame-Terrassen ausgebildet, nur im Bereich der Einsenkung bei Olang/*Valdaora* sind Terrassierungen und Einschnitte an den ausgedehnten, zusammengewachsenen Schwemm-



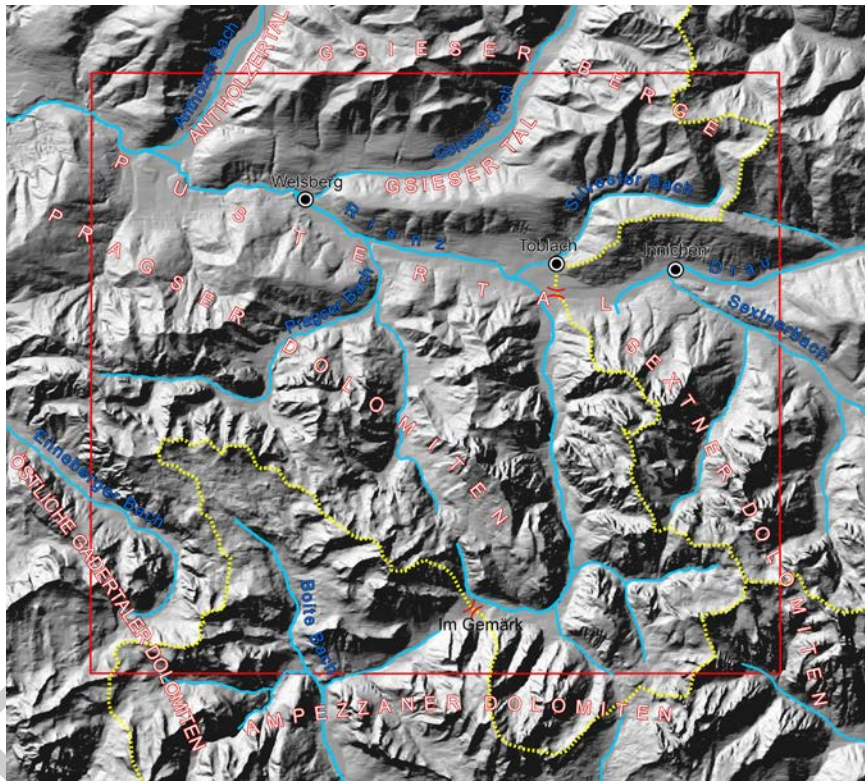


Abb. 1 - Digitales Geländemodell mit den orographischen Haupteinheiten des Kartenblattes „Toblach“; in hellblau sind die wichtigsten Fließgewässer dargestellt, in Gelb die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten von Rienz, Drau und Piave.

kegeln auf der Südseite vorhanden.

Im Gebiet der Gsieser Berge ist das Gewässernetz stark tektonisch vorgegeben, wie bereits DAL PIAZ (1930) treffend beobachtete. Am deutlichsten ist der strukturelle Einfluss am Verlauf des Silvester Baches zu erkennen, der zwischen den Ortschaften St. Silvester und Kandellen/*Bivio Cattedra* einer Störung folgt. In diesem Gebiet verlaufen zwei WNW-ESE gerichtete, regional bedeutende Störungen, die Drautal-Linie und die Pustertal-Linie (siehe Kap. VI.2.1). Dieser Abschnitt des Silvestertals ist Teil eines größeren Einschnitts entlang der großen Störungslinien, der vom Gsieser Tal bis nach Winnebach/*Prato alla Drava* reicht. Es handelt sich hierbei um eine morphologische Taleintiefung mit gleichbleibender Ausrichtung, die allerdings vier unterschiedliche Fließgewässer mit teils entgegengesetzter Abflussrichtung beherbergt. Im zentralen Abschnitt fließen die Wässer jeweils in Richtung Kandellen, in den Außenbereichen hingegen jeweils

in entgegengesetzter Richtung: Im Westen fließt der Finsterbach/*Rio Fosco* in Richtung Westen bzw. Gsieser Tal und im Osten verläuft der Silvesterbach/*Rio del Monte della Chiesa* ostwärts bis nach Winnebach. Das Gsieser Tal folgt im Abschnitt Unterplanken/*Planca di Sotto* bis Taisten/*Tesido* ebenfalls der Pustertal-Linie. Daneben fällt auf, dass die unteren Talabschnitte von Silvestertal und Gsieser Tal senkrecht zur tektonischen Hauptstruktur verlaufen, ebenso wie die Taleinschnitte im Norden der Pustertal-Drau-Linie.

Beide Täler können so interpretiert werden, dass sie ausgehend vom Unterlauf durch rückschreitende Erosion die Fließgewässer in der oben beschriebenen Längstalfurche anzapften und umlenkten. Der Gsieser Bach hat anschließend sein neues Tal weiter eingetieft und verbreitert, während der Silvester Bach mit deutlich kleinerem Einzugsgebiet einen beschränkten Einfluss auf die weitere Entwicklung des lokalen Gewässernetzes ausübte. Daneben gilt es jedoch auch, die Auswirkungen der jüngeren tektonischen Bewegungen auf das Gewässernetz zu begreifen. Der Versatz zwischen den Talausgängen von Gsieser Tal und Silvester Tal und den Talabschnitten im Norden der Pustertal-Linie würde mit der dextralen Seitenbewegung entlang dieser Linie zusammenpassen.

Das Gsieser Tal weist eine komplexe Entstehungsgeschichte auf, mit sowohl fluviatilen, als auch tektonischen Einflüssen und nicht zuletzt einer glazialen Überprägung. Die Wirkung der Gletscher wird im gesamten Bereich der Gsieser Berge deutlich, mitunter gesteuert durch strukturelle und lithologische Faktoren sowie begleitet von örtlichen Murgängen und Massenbewegungen, vor allem im Verbreitungsgebiet der phyllitischen Gesteine.

Der unterste Abschnitt des Antholzer Tals entspricht einem breiten Quertal, dessen Talboden von mehreren mächtigen und miteinander verbundenen Murschuttfächern gekennzeichnet ist. Im Bereich von Oberrasen/*Rasun di Sopra* versperren diese beinahe das Tal. Weiter talauswärts weist die Talsohle eine sehr geringe Neigung (im Mittel 2,7%) auf. In der Vergangenheit befand sich hier ein weitläufiges Sumpfgebiet („Todmöser“ und „Äußere Möser“), das heute nahezu vollständig trockengelegt ist. Der Talausgang ist durch einen Kame-Terrasse (siehe Kap. V.5.3.1.1.) versperrt, wodurch sich der Antholzer Bach/*Rio di Anterselva* am rechten Talrand ein neues Bachbett gegraben hat.

Westlich des Antholzertals dringen die Ausläufer der Riesenferner-Gruppe/*Vedrette di Ries* nach Süden vor und zeigen hier glazial abgerundete Formen. Als Kontrast dazu sind der Nasenbach und der Litschbach/*Rio Licio* steil und tief eingeschnitten. Auch die rechte Seite des Antholzertals besitzt steile Hänge aufgrund einer ausgeprägten Erosion und Massenbewegungen. Der Sattel von Redensberg/*Monte Piovo* im Norden des Rauterkopfs/*Monte Novale* folgt erneut der Pustertal-Linie, ebenso wie die anschließende Taleinbuchtung im Wurzelbereich des Pfaffinger Kegels im NW von Niederrasen/*Rasun di Sotto*.

Die Sextner Dolomiten, Pragser Dolomiten und Ampezzaner Dolomiten sind



Abb. 2 - Übersichtsfoto auf das Hochpustertal von Osten aus aufgenommen. Im Vordergrund erkennt man Innichen, dahinter in der Bildmitte den Toblacher Sattel (Toblacher Feld), bzw. die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten von Rienz und Drau. Links im Bild thronen die Ausläufer der Haunoldgruppe (Sextner Dolomiten) über Innichen, gefolgt vom Einschnitt des unteren Höhlensteintals bei Toblach, mit dem Sarlkofel dahinter und den Pragser Dolomiten im Hintergrund (Foto: Tappeiner/Athesia).

durch das typische und markante Landschaftsbild der berühmten Dolomiten gekennzeichnet, insbesondere im nördlichen Abschnitt, wo die Kalke und Dolomite der ladinischen Karbonatplattformen (Kassianer Dolomit) auftreten. Charakteristisch für diesen Bereich sind sehr steile Hänge und imposante Bergmassive mit teils über 1000 m hohen Felswänden. Ein Netzwerk aus Bächen und Tälern, aus Kesseln und Hängetrogen gliedert dieses Gebiet in zahlreiche große und kleine Berggruppen. Daraus ergibt sich ein zerfurchtes und abwechslungsreiches Reliefbild, das gerade dadurch den ausgeprägten Charakter der einzigartigen Dolomitenlandschaft widerspiegelt. Die geomorphologische Besonderheit der Dolomiten bzw. deren Formenvielfalt (PANIZZA, 2009) geht zu einem Großteil auf die geologischen Eigenschaften der vorkommenden Gesteine zurück, auf deren Verteilung und strukturellen Bau. Die Dolomiten sind Zeugen einer einzigartigen Entwicklungsgeschichte dieses Gebiets in der Trias und im Jura, wobei trotz der anschließenden tektonischen Beanspruchung die ursprünglichen geometrischen Verhältnisse der unterschiedlichen Sedimentkörper vielfach erhalten geblieben sind (GIANOLLA *et alii*, 2009). Die Landschaftsformen spiegeln zudem die Kli-

maveränderungen bis ins Tertiär zurück wider, wenn auch die Hauptprägung mit dem letzten glazialen Hochstand und insbesondere im Postglazial erfolgte.

In den Dolomiten sind strukturell bedingte Formen klar erkennbar, zum einen durch selektive Erosion, zum anderen aufgrund der Auswirkungen der tektonischen Beanspruchung. Das Auftreten von Gesteinen mit unterschiedlichen felsmechanischen Eigenschaften und entsprechend variabler Erosionsbeständigkeit spielen zusammen mit dem Auftreten verschiedener Störungen und Brüche eine grundsätzliche Rolle in Bezug auf das heutige Erscheinungsbild<sup>3</sup>. Insbesondere die unterschiedliche Erosionsbeständigkeit der Gesteine führt zu einer großen Formenvielfalt und es wechseln Flachbereiche und Senken mit Steilwänden und Felstürmen. Die Auswirkung der Tektonik erkennt man besonders deutlich am Verlauf von einigen Taleinschnitten entlang von Störungen oder sind zumindest von solchen beeinflusst (z.B. das Grünwaldtal/*Val Foresta*, das *Valon de Colfiedo*, das *Val Popena Bassa*, das Stolla Tal/*Val di Stolla*, usw., siehe auch Abb. 86). Eine weitere Folge der Tektonik ist die unterschiedliche Lagerung der Gesteinschichten, die örtlich durch ausgeprägte Verfaltungen und Verschiebungen gekennzeichnet sind. So kann man plateauartige Tafelberge (z.B. Ebenkofel/*Cima Piatta* im Birkenofelmassiv/*Nodo della Croda dei Baranci*) ebenso wie Schichtkammprofile mit Abhängen entlang der Stirnseite und einer Rückseite entlang der Schichtoberflächen (z.B. der Hang oberhalb der Seekofelhütte/*Rifugio Biella, Col Bechei, M. Sella di Sennes, Rote Wand/Remeda Rossa*, etc., siehe auch Abb. 91) erkennen. Es treten auch Schichtrippen vom Typ *Hogback* (z.B. Seekofel/*Croda del Becco*) sowie durch Brachysinklinalen gekennzeichnete Einmuldungen auf (z.B. die Vertiefung der Fosses Seen/*Laghi di Fosses*). Eine besondere Eigenheit der Ampezzaner Hochflächen ist das Vorhandensein von Flachbereichen bzw. ebenen Geländeabschnitten, die über mehr oder weniger geneigte Schichtabfolgen hinwegschneiden. Diese wurden auf unterschiedliche Weise interpretiert (BINI *et alii*, 1995): a) als Ausdruck von längst vergangenen (Neogen?) Erosionszyklen unter stark abweichenden morphoklimatischen Bedingungen gegenüber heute; b) als besondere tektonische Strukturen (z.B. Flachbahn von Überschiebungen), die von der Erosion erst freigelegt wurden.

In den Dolomiten sind die erhaltenen Gletscherspuren zum Großteil der letzten Vergletscherung zuzuordnen. Es finden sich vor allem Seiten- und Stirrmoränen der letzten Gletscherrückzugsphasen (s. Kap. V.5.3.). Die Schurfwirkung der Gletscher äußert sich durch zahlreiche Gletscherkare (z.B. *Vallon Grande* und *Vallon Piccolo* in der Lavinores-Gruppe), Hängetäler (z.B. Seelandtal/*Valle di Specie*, Kohlalpital im SE des Birkenschartlturns/*Torre dei Baranci*), Trogtäler mit typisch U-förmigem Querschnitt (z.B. Höhlensteintal/*Val di Landro*,

---

<sup>3</sup> Eine Behandlung der im Dolomitengebiet vorkommenden Felsformationen in Abhängigkeit von Gesteinsfestigkeit und strukturgeologischen Faktoren findet sich in LEONARDI (1967), Kap. 34, während in BINI *et alii* (1995, S. 42-45) auch die entsprechende „Formenart“ beschrieben ist.

Rautal-Tamerstal, usw.), Trogschultern sowie Talstufen. Ebenso weit verbreitet sind subglaziale Geländeformen wie Rundhöcker und glaziale Übertiefungsmulden. Aufgrund der Höhenlage der Dolomitengipfel sind Frost-Tau-Wechsel besonders stark ausgeprägt und bewirken ausgedehnte Hangschuttfelder und Schuttfächer am Fuß der Dolomitenwände. Aufgrund der geringen Ausdehnung wurden Blockschuttwülste (*protalus rampart*) nicht auf der Karte eingezeichnet. Hingegen kann anhand der zahlreich auftretenden Blockgletscher (*rockglaciers*) die untere Grenze des diskontinuierlichen Permafrosts gezogen werden. Im Bereich der Dolomiten konnten im Kartenblatt etwa 20 Blockgletscher kartiert werden, von denen sich ca. drei Viertel auf glazialen Ablagerungen entwickeln. Die meisten Blockgletscher treten auf der Hochebene *nördlich der Drei Zinnen* auf. Der Großteil entspricht jedoch relikten Formen. Aktive Blockgletscher finden sich z.B. in der Berggruppe der Hohen Gaisl (Prager Dolomiten); diese stellen die Weiterentwicklung von Moränenapparaten der sogenannten Kleinen Eiszeit (siehe Kap 5.4.4.) dar, die bis vor einigen Jahrzehnten in diesem Gebiet noch vorhanden waren. Jüngere Untersuchungen bestätigten die Aktivität dieser Formen und bestimmten auch deren Bewegungsrate (KRAINER & LANG, 2007; KRAINER *et alii*, 2010).

Im Kartenblatt treten vier größere Seen auf. Zwei davon liegen im Höhlensteintal, der Dürrensee/*Lago di Landro* und der Toblacher See/*Lago di Dobbiaco*. Beide entstanden durch die Versperrung des Höhlensteintals durch Seitenkegel. Der Prager Wildsee/*Lago di Braies* geht hingegen auf eine Versperrung durch Bergsturzmassen und Seitenkegel (siehe Kap. 5.4.2.6.) zurück. Der vierte große See ist der Olinger Stausee/*Lago di Valdaora*, aufgrund der Nähe zu Welsberg auch oft Welsberger See/*Lago di Monguelfo* genannt. Es handelt sich um eine künstliche Staustufe an der Rienz mit einer 35 m hohen Staumauer. Der Staudamm wurde 1960 durch die *Società Edison S.p.A.* errichtet und versorgt das Wasserkraftwerk von Bruneck.

### *Karst*

Karsterscheinungen prägen insbesondere das Landschaftsbild in den kalkig-dolomitischen Bergmassiven der Ampezzaner Hochflächen. In diesem Gebiet sind kaum Oberflächengewässer vorhanden, mit Ausnahme von kleinen Bachläufen, die von Quellen oder Seen gespeist werden und zumeist nach kurzer Strecke wieder im Untergrund verschwinden (MIETTO & SAURO, 2000; BINI *et alii*, 1995). Vielfach kann man an der Gesteinsoberfläche größere und kleinere Lösungserscheinungen (Karren) erkennen. Daneben treten Schlucklöcher und Dolinen sowie Karstrichter von unterschiedlicher Form und Größe auf. Im oberen Abschnitt der Hochflächen kann man je nach Entstehung der Denudationsflächen und morphostrukturellem Bau unterschiedliche Karstlandschaften erkennen. Jede Landschaft weist eine besondere Entwicklung und Typus der auftretenden Rillen-

karren aus. Eine Besonderheit des Oberflächenkarst in den Ampezzaner Hochflächen ist das Auftreten von weiten Glaziokarst-Karen. Es handelt sich um unregelmäßig ausgebildete, geschlossene Senken, deren Entstehung auf verschiedene Prozesse, aber insbesondere auf Karstphänomene und glaziale Erosion zurückzuführen ist. Der Großteil dieser Karstformen überprägt vorherige Gletscherkare sowie Plateaus, die besonders intensiv vom Gletscher abgeschliffen wurden. Laut BINI *et alii*, 1995 sind diese Formen wahrscheinlich einem früheren, heute nicht mehr vorkommenden morpho-klimatischen Kontext zuzuordnen. Der unterirdische Karst wird in den Dolomiten erst seit wenigen Jahrzehnten untersucht. (siehe z.B. BOIFAVA *et alii*, 2009). Im Bereich der Ampezzaner Hochflächen wurden fast 250 Karsterscheinungen erkundet und untersucht, von denen 172 im Veneto und 73 in Südtirol registriert sind (MIETTO, schriftliche Mitteilung). Die größte Vertiefung ist der „Meandro F2 Alpe di Fosses“ (2823 V VI), mit seinen 152 Metern Tiefe. Das Längste System mit einer Ausdehnung von 989 m ist hingegen das „Sistema dei Meandri F10-F11 Alpe di Fosses“ (3163 V BL). Hinsichtlich seiner Dimensionen ist auch der „Abisso 110“ (8000 V BL), zu Füßen der Roten Wand/*Remeda Rossa*, mit einer Ausdehnung von 700 m zu erwähnen. In den Höhlen treten kaum Speläotheme und Tropfsteinformen auf, recht häufig trifft man auf Mondmilch. Einige Höhlen wurden mindestens einmal gefüllt und erneut entleert. Viele bekannte und erkundete Höhlen sind Reste eines ausgedehnten und verzweigten Karstsystems, das sich einst unter Wasser bildete und später durch tektonische Prozesse zerlegt und zergliedert und zum Teil durch Erosion zerstört wurde. Es ist anzunehmen, dass im Dolomitengebiet einst morphologische und klimatische Bedingungen herrschten, die stark von den heutigen und ebenso von jenen vor Einsatz der pleistozänen Vergletscherungen abweichen. In früheren Zeiten zeigten die Dolomiten ein komplett anderes Landschaftsbild und lagen deutlich tiefer als heute. Das Alter der Höhlen kann anhand von Höhlensinter abgeschätzt werden, einige Höhlen besitzen Karbonatkonkretionen, die mit der U-Th-Methode auf ein Alter von über 350.000 Jahren datiert wurden. Weitere Hinweise in Zusammenhang mit neotektonischen Verschiebungen erlauben es, die Karstbildung ins Pliozän oder noch früher zu stellen. Auf den Ampezzaner Hochflächen gibt es nach CROS (1978) Hinweise auf mehrere Karstphasen, die im Jura beginnen und im späten Oligozän sowie im Miozän neuerliche Schübe erfahren. Die letzte Paläokarstphase geht mit der Ablagerung des Parei-Konglomerates einher (CROS, 1978).

### III - GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

*(P. Gianolla, C. Morelli & C. Siorpaes)*

Das Blatt „Toblach“ im Maßstab 1:50.000 umfasst einen Abschnitt der Ostalpen zu beiden Seiten der Periadriatischen Linie, einem bedeutenden, überregionalen Lineament. Diese Struktur wird auch als Pustertal-Linie bezeichnet und entspricht einer vorwiegend dextralen, WNW-ESE gerichteten Seitenverschiebung. Im Süden dieses Lineaments treten die südalpiner Einheiten mit den berühmten Dolomiten auf. Es handelt sich dabei um einen Bereich ohne alpidische Metamorphose, wodurch die lithostratigraphische Vielfalt, vertikal ebenso wie in den seitlichen Kontakten erhalten geblieben ist. Die auftretenden Strukturen sind auf eine Überlappung der alpidischen und dinarischen Deformationsphasen zurückzuführen und zeigen eine überwiegende Transportrichtung nach Süden bzw. eine Vergenz in Richtung Afrikanischer Platte.

Nördlich der Pustertaler Line finden sich ostalpine, zumeist polymetamorphe Einheiten mit einer deutlichen alpidischen sowie einer vorherigen variszischen metamorphen Überprägung. Im Einflussbereich der Pustertal-Linie bzw. weiter nördlich kann man die ebenfalls WNW-ESE gerichtete Drautal-Linie erkennen, die von einer transpressiven Bewegung gekennzeichnet ist. Zwischen den zwei großen Störungen treten Reste des ostalpinen Mesozoikums in Form von tektonischen Schollen auf (mesozoische Kalkdecken des Drauzugs). Entlang der Puster-

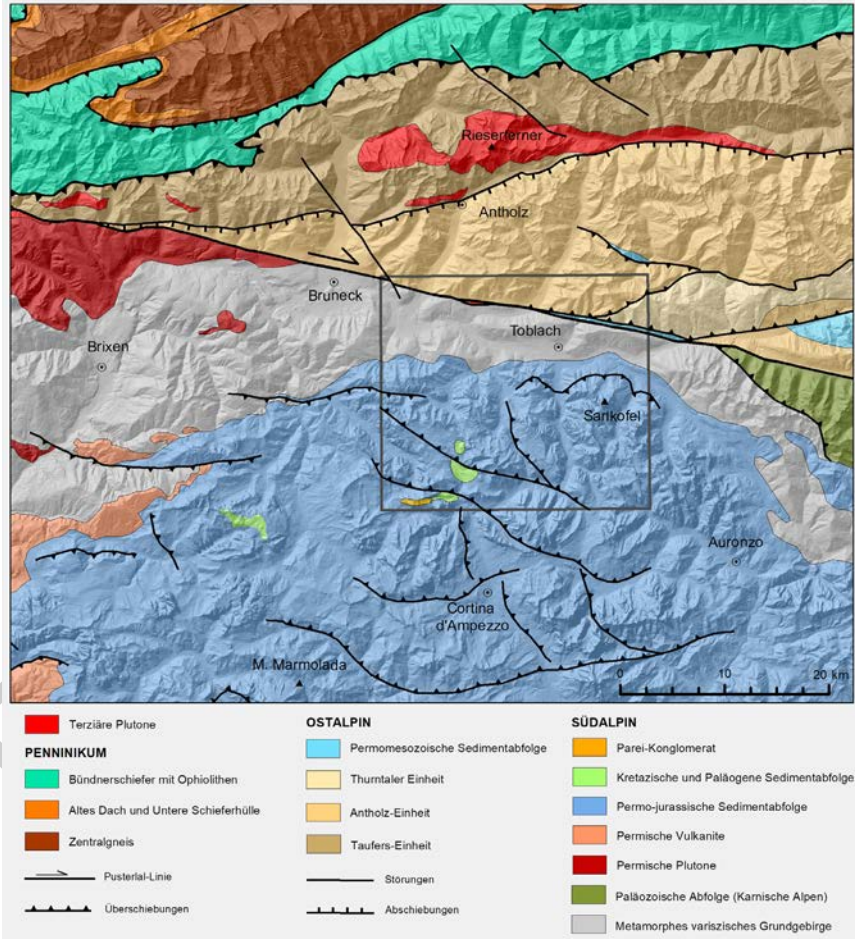


Abb. 3 - Geologische Übersichtskarte des Blattes Toblach.

tal-Linie sind auch kleinere tonalitische Intrusivkörper vorhanden, die dem spätalpinen Magmatismus zuzuordnen sind.

Der Abschnitt südlich der Pusterlal-Linie wird zu den Südalpen gezählt. Im Nahbereich der Linie ist das südalpine Grundgebirge aufgeschlossen, das hier vor allem aus Phylliten und Quarzphylliten der Brixen-Einheit aufgebaut wird, untergeordnet kommen noch Porphyroide, Metapelite, Chloritschiefer und Kalkmylonite vor. Die gesamte Einheit ist durch eine variszische Metamorphose gekennzeichnet, wohingegen die alpidische Orogenese keine weitere metamorphe Überprägung oder Schieferung bewirkte. Die alpidische Tektonik im weiteren



Sinn äußert sich durch Spröd- und Duktilstrukturen.

Der Übergang vom metamorphen südalpinen Grundgebirge zur überlagernden permo-mesozoischen Sedimentabfolge ist erosiv und diskordant. Wie bereits von PIA (1937) bemerkt, ist diese Sedimentabfolge eine der lückenlosesten im südalpinen Raum. Ihre Mächtigkeit erreicht zwischen 3000 und 3500 m.

Die ältesten Sedimentgesteine werden von mächtigen Abfolgen aus kontinentalen Konglomeraten und Sandsteinen dargestellt. Darüber folgen zusehends randmarine Fazies und gemischt bzw. wechselnd terrigen und karbonatisch dominierte Rampenfazies der permo-skythischen Abfolge (Bellerophon-Formation und Werfen-Formation).

Die nachfolgenden marinen Abfolgen des Anis zeigen eine erhebliche vertikale und horizontale Heterogenität, wie es typisch für einen Kontinentalhang ist. Dadurch sind die Einheiten mitunter sehr dünnmächtig ausgebildet und können im Maßstab 1:50.000 kaum dargestellt werden. Die Einheiten der Karbonatplattformen im Zeitraum Oberanis-Unterkarn bilden hingegen mächtige Abfolgen im gesamten Kartenblatt Toblach.

Die paläogeographische Komplexität, die vom Anis über das Ladin bis ins Karn *p.p.* vorherrscht, wird mit der Schließung der Becken zwischen den Plattformen und der Angleichung des Reliefs durch die Verfüllung mit den gemischt terrigen-karbonatischen Sedimenten der Heiligkreuz-Formation beendet. Damit werden die Voraussetzungen für die Sedimentation der Travenanzes-Formation und die tidalen Ablagerungszyklen des Hauptdolomits geschaffen.

Die post-triassischen Abfolgen sind erneut Karbonatplattformen zuzuordnen und ähneln im Entwicklungsverlauf und den erreichten Mächtigkeiten jenen der Trento-Plattform. Dasselbe gilt für die nachfolgenden Einheiten (Oberjura bis Oberkreide), die ein Versinken der Plattformen und schließlich ein pelagisches Ablagerungsmilieu belegen. Die kretazischen Abfolgen liegen stark zergliedert und tektonisiert vor, dennoch kann eine beträchtliche Mächtigkeit abgeleitet werden. In der Oberkreide zeigen sich vermehrt terrigene Einträge, die in Alter und Art der Ablagerung mit dem „Insubrischen Flysch“ vergleichbar sind. Diese Einheiten sind nur in der südwestlichen Blattecke aufgeschlossen, ebenso wie die einzige känozoische Einheit der Dolomiten, das Parei-Konglomerat (Oligozän-Miozän). Diese Formation ist von grundlegender Bedeutung, da sie die SW-vergenten dinarischen Überschiebungen versiegelt, jedoch in die N-S gerichtete Kompression der „Valsugana-Phase“ verwickelt war. Entsprechend dient sie der zeitlichen Zuordnung dieser zwei wichtigen, alpidischen Deformationsphasen.

Der tektonische Bau der Dolomiten ist durch ein dichtes und verzweigtes Netz an subvertikalen, meist NW-SE und SW-NE gerichteten Störungen gekennzeichnet. Diese Störungen zeigen vorwiegend eine Seitenverschiebungskomponente und versetzen die Überschiebungen, die im Zuge der vorher genannten Deforma-

tionsphasen jeweils mit Westvergenz, Südvergenz und Nordvergenz das strukturelle Bild prägten.

Die ostalpinen Einheiten im Norden der Pustertal-Linie können zwei tektono-metamorphen Einheiten (Antholz-Einheit und Thurntaler Einheit) und einer mesozoischen Bedeckungseinheit (Drauzug) zugeordnet werden. Die drei Einheiten sind entlang von unterschiedlich breiten Streifen aufgeschlossen und stellen verschiedene tektonische Schollen dar, die durch SW-vergente alpidische Überschiebungen voneinander getrennt sind. Die Antholz-Einheit liegt dabei im Hangenden, der Drauzug stellt den tiefsten Bereich dar.

Das Quartär besteht aus kontinentalen Ablagerungen vom mittleren Pleistozän bis ins Holozän. Die neue Kartierung erlaubte es, Bildungen auszuscheiden, die vor dem letzten glazialen Hochstand abgelagert wurden. Sie wurden stratigraphischen Einheiten verschiedener Hierarchiestufen zugeordnet (Percha-Synthem, Welsberg-Synthem sowie Monte Spinale-Supersynthem). Die meisten Ablagerungen gehen jedoch auf die letzte große Vereisung zurück, die im Letzten Glazialen Hochstand (*Last Glacial Maximum* - LGM) ihren Höhepunkt erreichte. Dazu gehören auch die Ablagerungen während der spätglazialen Rückzugsstadien. Die Ablagerungen fallen zum Großteil in das große Gletschereinzugsgebiet von Etsch und Drau, ein kleiner Teil ist dem Piave-Gletscher zuzuordnen. Örtlich finden sich im Blattbereich Spuren der Kleinen Eiszeit. Stark verbreitet sind die postglazialen Ablagerungen. Diese gehen auf verschiedene hangdynamische Prozesse, Mur- und Lawinentätigkeit sowie auf Flüsse und Wildbäche zurück. Mächtige fluviatile Ablagerungen mit verschiedenen Terrassenstufen entlang des Pustertals geben Zeugnis einer vergangenen Ablagerungsdynamik, die heute so nicht mehr vorkommt. Daneben gibt es aber auch Bildungen, deren Ablagerungsprozesse seit dem Postglazial unverändert geblieben sind.

#### IV - FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN

(P. Gianolla & C. Morelli)

Das Gebiet des Blattes Toblach wurde ab der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts geologisch untersucht. So findet sich dieser Bereich der Alpen bereits in der ersten geologischen Karte Tirols von DE GIBERNAT (1808), weiters in der „Charte von Tirol und Vorarlberg“ von KEFERSTEINS (1821), in der „Geognostischen Karte Tirols“ erstellt vom Geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg im Jahr 1849 (Blatt VII), in der wunderbaren „Generalkarte des Lombardisch-Venetianischen Königreiches“ (1838) von Hauer e Fötterle sowie in jüngeren regionalen Karten (siehe BLAAS, 1902; HOFMANN & CERNAJSEK, 1993; BAUMGARTEN, 2007; PANTALONI & CONSOLE, 2015).

Detailliertere geologische Aufnahmen des westlichen Blattabschnittes (westlich des Prager Wildsees/*Lago di Braies*) sind in der beigegefügt Karte zur Monographie durch VON RICHTHOFEN (1860) dargestellt. In den Arbeiten von LORETZ (1873a, b; 1874) finden sich eine geologische Karte sowie die ersten geologischen Profilschnitte mit einer guten Darstellung der stratigraphisch-strukturellen Eigenschaften und Besonderheiten dieses Gebietes. Vertiefende stratigraphische und paläontologische Untersuchungen durch KLIPSTEIN (1876) und vor allem die Werke von HÖRNES (1875a, b, c, 1876) und STACHE (1874, 1877, 1878) über die Fossilien und die permischen Gesteine trugen zu einem andauernden wissen-

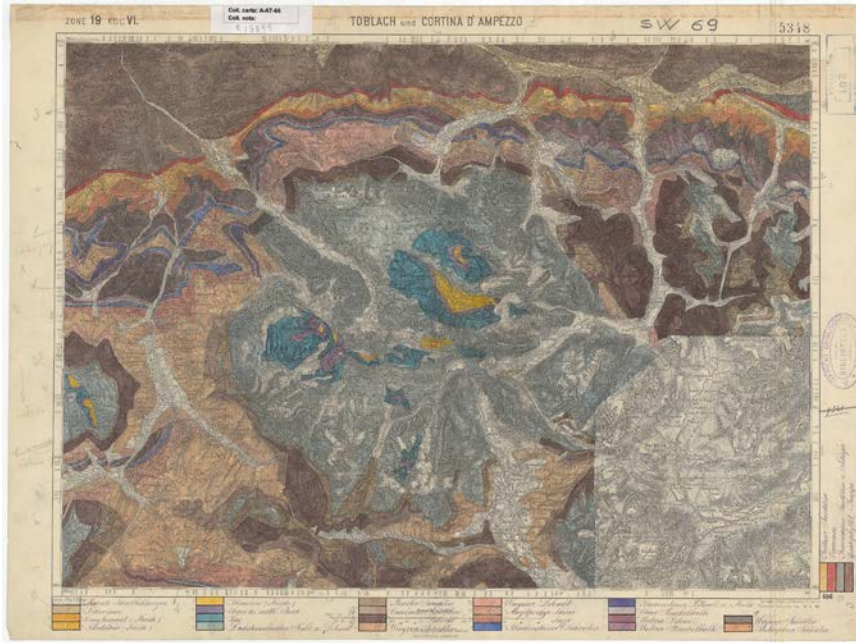


Abb. 4 - Handgezeichnete, unveröffentlichte geologische Karte des Blattes „Toblach und Cortina d'Ampezzo“ der „Geologischen Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie“ im Maßstab 1:75.000 (mit Genehmigung der Bibliothek von ISPRA). Die mit Aquarellfarben ausgemalte Karte wurde in den 20er Jahren auf Veranlassung von Prof. Giorgio Dal Piaz dem „Regio Ufficio Geologico“ ausgehändigt (CONSOLE et alii, 2016), wird allerdings bei den späteren geologischen Aufnahmen für die Blätter „Monguelfo“ (4B) und „Pieve di Cadore“ (F. 12) der „Carta geologica delle Tre Venezie“ im Maßstab 1:100.000 aus den Jahren 1930 und 1940 scheinbar nicht berücksichtigt.

schaftlichen Interesse für das Dolomitengebiet bei. Viele Arbeiten flossen dabei in die geologischen Aufnahmen zum Projekt „Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie“ im Maßstab 1:75.000 ein (in CONSOLE et alii, 2016), jedoch sollten die Kartenblätter „Bruneck“ (von F. Teller, 1882) sowie „Toblach und Cortina d'Ampezzo“ (von E. Jahn, 1876) nie von der „Kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt“ veröffentlicht werden. Es existieren nur wenige handgezeichnete Kopien, die bei den geologischen Diensten von Österreich und Italien aufbewahrt werden (Abb. 4).

Die Abhandlung von MOJSISOVICS (1879) über „Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien“ stellt eine der wichtigsten Arbeiten über die Geologie der Dolomiten dar und beschreibt im Detail die Abfolgen der Prager Dolomiten, der Sextner Dolomiten und der Ampezzaner Hochflächen (Abb. 5). Die Geologie des Gebietes wurde mit hoher Genauigkeit in den 5 Blättern der geologischen Karte

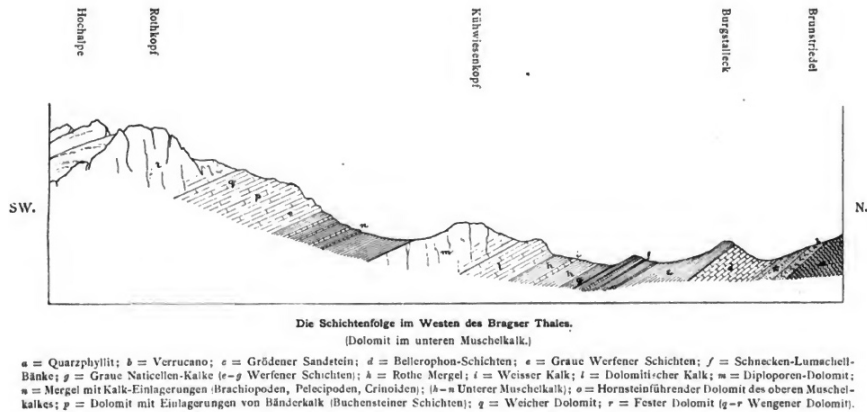


Abb. 5 - Profilschnitt zwischen Hochalpe und Bruntriedel, wo die mächtige permo-triassische Abfolge der Prager Dolomiten zwischen dem südalpinen Grundgebirge (Quarzphyllit) und der ladinischen Karbonatplattform der Schlern-Formation (Wengener Dolomit) dargestellt ist. Aus MOJISOVICS (1879)

von Mojsisovics im Maßstab 1:75.000 „Geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes zwischen Etsch und Piave“ dargestellt, welche von der „Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften“ im Jahr 1878, also ein Jahr vor der Publikation der Monographie veröffentlicht wurde.

Das Grundgebirge und die metamorphen Gesteine sowie deren geometrische Beziehungen wurden erstmals in den Arbeiten von STACHE (1872), LÖWL (1881) und TELLER (1882) behandelt. Insbesondere wurde von LÖWL ein geologisches Profil zwischen dem Pustertal und dem Zilletral in Nordtirol erstellt.

Gegen Ende des 19. Jahrhunderts und bis zum Ausbruch des Ersten Weltkriegs folgen kartographische und graphische Beiträge (geologische Karten im Maßstab 1:500.000 mit Profilschnitten und zahlreichen Schichtprofilen) von BLAAS (1902, 1907), worin der Kenntnisstand in diesem Bereich der Ostalpen dargelegt wird. Daneben widmen sich immer mehr Beiträge einzelnen Besonderheiten dieses geologisch sehr interessanten Gebietes, so zum Beispiel der permischen Fauna (DIENER, 1897) oder der liassischen Fauna (BÖSE & SCHLOSSER, 1900), der Stratigraphie und dem tektonischen Aufbau der rhätisch-liassischen Einheiten (KOBEL, 1908) samt detaillierter geologischer Karte der Hochflächen von Fanes, Senes und Fosses, oder der Stratigraphie der ostalpinen Sedimente (Drauzug) im Hochpustertal (FURLANI, 1912).

Während des Ersten Weltkriegs waren weite Bereiche des Dolomitengebietes unmittelbar vom Kriegsgeschehen betroffen (über einen großen Teil des Kartenblattes verlief die frühe Gebirgsfront, an der sich für rund drei Jahren die feind-

lichen Armeen im Hochgebirge gegenüber standen). Verständlicherweise wurden in diesen wirren Kriegsjahren keine geologischen Untersuchungen oder Arbeiten durchgeführt. Die ersten darauffolgenden Veröffentlichungen behandeln die strukturelle und petrographische Analyse des Grundgebirges (FURLANI, 1919, CORNELIUS FURLANI, 1924) oder betreffen nur marginal das Blatt Toblach (AMPERER, 1928). Nach Kriegsende und nachdem Südtirol an das Königreich Italien fiel, begannen italienische Geologen mit Untersuchungen in diesem Gebiet und in den 30er Jahren wurden die geologischen Blätter 4B „*Monguelfo*“ (DAL PIAZ *et alii*, 1930) und F.12 *Pieve di Cadore* (CASTIGLIONI *et alii*, 1940) der „*Carta Geologica delle Tre Venezie*“ im Maßstab 1:100.000 veröffentlicht. Die Arbeitsgruppe unter der Leitung von Gb. Dal Piaz zählte auch G. Merla, B. Castiglioni, P. Leonardi, S. Zenari und A. Bianchi zu ihren Mitgliedern.

In den 30er Jahren folgten zahlreiche geologische Abhandlungen und Arbeiten zu diesem Gebiet. So veröffentlichte OGILVIE GORDON (1927, 1934) eine Reihe von wegweisenden Untersuchungen zur Stratigraphie und Tektonik zwischen *Cortina d'Ampezzo* und *St. Vigil/San Vigilio*. MERLA (1930a, b, 1931) publizierte eine Arbeit über die permischen Fossilien und die Geologie der Dolomiten und Ampezzaner Hochflächen, während MUTSCHLECHNER (1932) eine herausragende Arbeit über die Geologie und die Geomorphologie des Gebietes zwischen *St. Vigil* und *Fanes* verfasste. Wichtige Beiträge zum ostalpinen und südalpinen Grundgebirge im Pustertal finden sich in den Arbeiten von BIANCHI & DAL PIAZ (1929; 1930) und vor allem in der geologisch-petrographischen Abhandlung zum östlichen Südtirol von BIANCHI & DAL PIAZ (1934). Neben verschiedenen untersuchten Aspekten sticht hierbei die korrekte zeitliche Zuordnung ins Tertiär der Tonalitlamellen längs der Pustertal-Linie hervor. Ende der 30er Jahre veröffentlichte PIA (1937) eine Monographie zur Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten. Diese für die damalige Zeit überaus moderne Arbeit ist ein Meilenstein für das Verständnis der Stratigraphie und Tektonik der Dolomiten, die triassische Schichtabfolge wird geordnet und eine Reihe von lithostratigraphischen Einheiten werden eingeführt, die aus dem heutigen Sprachgebrauch der südalpinen Geologie nicht mehr wegzudenken sind (Abb. 6).

Der Zweite Weltkrieg bewirkte erneut einen Stillstand der Untersuchungen und wissenschaftlichen Werke. Die ersten Arbeiten nach Kriegsende befassen sich mit den kretazischen Abfolgen von *Fanes* und *Senes* (CITA & PASQUARÈ, 1959; CITA & ROSSI, 1959) und dem variszischen Grundgebirge des Hochpustertals (AGTERBERG, 1961). Zu dieser Zeit erfolgte auch die Zuordnung zum Tertiär des *Parei-Konglomerates* (CITA & PASQUARÈ, 1959; CROS, 1966). Auch die französische Schule - allen voran Pierre Cros - befasste sich nun mit den Dolomiten und untersuchte die mesozoischen Abfolgen, zuerst die jurassisch-kretazischen, in der Folge die triassischen Serien (CROS 1962; 1965; 1967; 1972; 1974; 1979; 1980; CROS & DUPEUPLE, 1967; CROS & LAGNY, 1969, 1972). In den 60er Jahren



unter den Forschern und das fruchtbringende Konkurrenzdenken führten zu einer tiefgreifenden Überarbeitung der triassischen Stratigraphie und zu einer Vereinheitlichung der Nomenklatur. Die Auswirkungen dieser kritischen Überarbeitung beeinflussten auch die Stratigraphie in den Pragser Dolomiten und den Sextner Dolomiten. In der Arbeit von CASATI *et alii* (1982) mit beigefügter geologischer Karte in Maßstab 1:25.000 wird das gesamte Gebiet zwischen Sexten/*Sesto* und *Valle dell'Ansiei* abgedeckt. Neben den stratigraphischen Aspekten wird auch der tektonische Bau neu bewertet, eine Arbeitsgruppe um CASTELLARIN (1981) veröffentlichte eine tektonische Karte der Südalpen (inklusive Blattbereich Toblach) im Maßstab 1:200.000, wo der strukturelle Bau aktualisiert wurde.

In den 70er und 80er Jahren veröffentlichte die Universität Padua zahlreiche Arbeiten zum metamorphen Grundgebirge des Gebietes, sowohl zum südalpinen Grundgebirge (ZIRPOLI, 1969; SASSI & ZIRPOLI 1968; 1979; 1989a; SASSI, 1972; SASSI *et alii* 1974a; 1978; SASSI & SPIESS, 1993), als auch zum ostalpinen Grundgebirge (SASSI & ZANFERRARI 1972; SASSI *et alii* 1974b; c; 1987; BORSI *et alii* 1973; PURTSCHELLER & SASSI 1975; SASSI & SCHMIDT 1982; SASSI & ZIRPOLI 1989b). Dabei erkannten SASSI & ZIRPOLI (1989a) im südalpinen Grundgebirge eine prämetamorphe Abfolge aus einem unteren, pelitischen Komplex, einem mittleren, vulkanisch-sedimentären Komplex und einem oberen, pelitischen Komplex. Detaillierte strukturgeologische und petrographische Studien wurden auf dem Pusterer Phyllitkomplex von HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT (1987) durchgeführt, während RING & RICHTER (1994a; b) das gesamte östliche südalpine Grundgebirge untersuchten, um die variszische Deformation rekonstruieren zu können. Unter den Arbeiten zum ostalpinen Grundgebirge seien ebenfalls jene von HEINISCH & SCHMIDT (1984) und SCHULZ (1988, 1889; 1990; 1991) erwähnt. Weitere Überarbeitungen und Untersuchungen am ostalpinen und südalpinen Grundgebirge im Blattbereich erfolgten in den letzten Jahren durch MAZZOLI *et alii*, 2000; SASSI *et alii*, 2004; SCHUSTER *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; SCHULZ *et alii*, 2008; SPIESS *et alii*, 2010.

Im Bereich der Dolomiten folgten in der jüngeren Vergangenheit eine Revision der anisichen Stratigraphie durch DE ZANCHE *et alii* (1992) sowie zahlreiche Arbeiten der Universität Heidelberg (SENOBARY DARYAN *et alii*, 1993; RÜFFER & ZÜHLKE 1995; ZÜHLKE, 2000) zu Stratigraphie, Faziesanalyse und Biostratigraphie. In den 90er Jahren wurde mit Bezug auf die mächtigen triassischen Abfolgen der Pragser Dolomiten und Sextner Dolomiten die sequenzstratigraphische Methode eingeführt (DE ZANCHE *et alii*, 1993; SENOBARY DARYAN 1993; RÜFFER & ZÜHLKE, 1995; GIANOLLA *et alii*, 1998). Etwa gleichzeitig begannen Ansätze zur Modellierung von Plattformen und Becken, wodurch etwa der Dürrenstein/*Picco di Vallandro*, der aufgrund der wunderbar erhaltenen geometrischen Verhältnisse bereits mehrmals beschrieben wurde (PIA, 1937 CROS, 1972; SCHLAGER & NICORA, 1979; SCHLAGER *et alii*, 1991), zum Diskussionsthema verschiedener Denk-





Abb. 7 - Eine *Lycopodium dezanchei* aus der Fossil-Lagerstätte beim Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca (Dont-Formation, Pelsonium, Mitteltrias). Der Name ist den zwei großen Geologen Julius Pia und Vittorio De Zanche gewidmet, die im Gebiet der Prager Dolomiten tätig waren (KUSTATSCHER *et alii* 2010b).

schulen erhoben wurde (RUDOLPH *et alii*, 1989; BIDDLE *et alii*, 1992; REJMER, 1998). Die Entdeckung der „Fossil-Lagerstätte“ beim Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca führte schlagartig zu internationaler Aufmerksamkeit dieser Örtlichkeit in den Prager Dolomiten. Es findet sich eine der weltweit artenreichsten Pflanzengemeinschaft des Anis (Abb. 7) ebenso wie Fisch- und Reptilienskelette (BROGLIO LORIGA *et alii*, 2002; RENESTO & POSENATO, 2003; KUSTATSCHER 2004; KUSTATSCHER *et alii* 2006; 2007; 2009; 2010a,b; 2013; VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT *et alii*, 2006; RENESTO & BERNARDI, 2013; TINTORI *et alii*, 2016).

Die ersten wichtigen Untersuchungen zu den quartären Ablagerungen im Hochpustertal Ende des 19. Jahrhunderts und zu Beginn des 20. Jahrhunderts gehen auf BLAAS (1892) und PENCK & BRUCKNER (1909) zurück. Insbesondere die Arbeit von Penck und Bruckner stellt eine wichtige Grundlage über die Gletschergeschichte in den Alpen dar. In einigen Abschnitten werden die ältesten Ablagerungen des Blattes Toblach beschrieben, etwa jene bei Welsberg, an anderer

Stelle sind die terrassierten Schotter und Sande an den Talflanken des Pustertals zwischen Welsberg und Bruneck behandelt. Diese Ablagerungen wurden von den Autoren als spätglazial interpretiert, in Zusammenhang mit einer Abschmelzphase im Hochpustertal bei gleichzeitiger Talversperrung bei Bruneck durch den Gletscher aus dem Tauferer Tals/*Val di Tures*. Dieser Interpretation widerspricht KLEBELSBERG (1926, 1928 und 1956), der die verbreitet vorkommenden Terrassen als interglazial einstuft, da sie bis auf wenige Lücken von glazialen Bildungen überlagert sind. Insbesondere in den Studien von 1956 erwähnt der Autor eine Reihe von detaillierten und sehr genauen Hinweisen über einzelne Aufschlüsse und liefert ein ausgezeichnetes Bild der morphologischen Entwicklung der Täler im Einzugsgebiet der Rienz. Des Weiteren beschreibt KLEBELSBERG (1927 und 1929) die wichtigsten Rückzugs- und Vorstoßphasen der lokalen Gletscher im Spätglazial in den Nord-Süd gerichteten Dolomitentälern. Die Ansichten von Klebelsberg über die stratigraphische Eingliederung der Schotterablagerungen im Pustertal wurden von DAL PIAZ (1935) übernommen und bestätigt und auf der „Carta Geologica delle Tre Venezie“ im Maßstab 1:100.000 *Monguelfo* (4B) dargestellt.

Vertiefende Untersuchungen folgen durch LUCERNA (1937), wobei der Autor anhand von Resten einer Stirnmoräne eine Gletscherzunge im Antholzer Tal/*Valle di Anterselva* rekonstruierte, die im Gschnitz-Stadium bis nach Olang/*Valdaora* reichte. In der Folge liefert HANNSS (1967) eine detaillierte Beschreibung der quartären Formen und Ablagerungen des Ahrntals/*Valle Aurina* und widmet einige Absätze dem Brunecker Talkessel samt einer geomorphologischen Karte, die bis an den Westrand des Kartenblattes Toblach reicht. Der Autor erkennt eine komplexe Sedimentationsabfolge der Flussterrassen zwischen Percha/*Perca* und Bruneck, die in einem Eisrandmilieu im Zuge des letzten großen Gletscherrückzuges stattgefunden hat.

In den 60er Jahren stehen die Untersuchungen von CASTIGLIONI (1964, 1967) über die stadialen Moränenablagerungen in den Dolomiten hervor, mit beigelegten schematischen Karten zu den wichtigsten Moränenapparaten. Jüngere Untersuchungen zu den quartären Ablagerungen der Region sind Mangelware. FISCHER (1989, 2006) behandelt das Gsieser Tal/*Val di Casies* und den Brunecker Talkessel, wo er die Annahmen von Hannß über die Entstehung der Flussterrassen östlich von Bruneck vertieft und bestätigt. Die Monographie von BINI *et alii* (1995) über die Ampezzaner Hochflächen samt beigefügter geomorphologischer Karte im Maßstab 1:25.000 liefert eine detaillierte Beschreibung der glazialen Morphologie, der Hangformen und der Karsterscheinungen in diesem Gebiet. Hervorzuheben sind die Beschreibungen der unter- und oberirdischen Karstformen sowie ein Inventar der zahlreichen Höhlen in dieser Gebirgsregion.

## V - STRATIGRAPHIE

### 1. - OSTALPIN

(*L. Keim, V. Mair, C. Mazzoli, S. Meli, C. Morelli, R. Sassi, R. Spiess*)

Die ostalpinen Einheiten treten im nördlichen Blattbereich entlang eines Ost-West gerichteten, breiten Streifens nördlich des Pustertals/*Val Pusteria* auf. Das ostalpine Grundgebirge besteht aus Paragneisen, Glimmerschiefern und granitischen Orthogneisen mit untergeordneten Quarziten, Amphiboliten und Marmoren. Es finden sich Spuren der kaledonischen, der variszischen und der alpidischen Orogenesen. In einem schmalen Band zwischen der Pustertal-Linie und der Drautal-Linie sind einige tektonische Schollen der permo-mesozoischen Bedeckungseinheiten eingeschuppt.

Das ostalpine metamorphe Grundgebirge im Blatt Toblach gehört zum sogenannten „Meran-Mauls-Antholz Komplex“ (DAL PIAZ, 1934) bzw. im deutschen Sprachraum zum „ostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters“. Wie bereits erwähnt, wird es durch die Defereggan-Antholz-Vals-Linie (DAV), die im angrenzenden Blatt Antholz aufgeschlossen ist, in zwei Untereinheiten geteilt, der Taufers-Einheit im Norden und der Antholz-Einheit im Süden. Die DAV stellt eine Scherzone mit variabler Mächtigkeit und sinistralen Schersinn dar und wird von niedriggradigen Myloniten (~350-400°C, mittlere-untere Grünschieferfazi-

es) begleitet. Geländedaten und Rb-Sr Datierungen an synkinematischen Hellglimmern bestätigen ein alpidisches Alter des tektonischen Kontakts zwischen den beiden Einheiten. Daneben konnte festgestellt werden, dass der anfänglich sinistrale Schersinn der DAV vor rund 30 Ma plötzlich in eine dextrale Transpression überging (MÜLLER *et alii*, 2000; MANCKTELOW *et alii*, 2001). Die Unterschiede der beiden Grundgebirgseinheiten sind nicht nur in der Zusammensetzung zu erkennen, sondern betreffen auch den Metamorphosegrad.

Lithologisch gesehen besteht die Antholz-Einheit aus einer monotonen Abfolge von Paragneisen und Granat-Staurolith  $\pm$  Kyanit- und Sillimanit-führenden Glimmerschiefern sowie aus großen Körpern von granitischen, Muskovit-führenden Orthogneisen (Antholzer Orthogneis *Auct.*) und tonalitischen Orthogneisen (Gsieser Orthogneis *Auct.*). Seltener finden sich Einschaltungen von Marmoren, Quarziten und Amphiboliten. Im SE überschiebt diese Grundgebirgseinheit tektonisch die Thurntaler Einheit.

#### 1.1. - ANTHOLZ-EINHEIT

Die Antholz-Einheit besteht aus zwei, jeweils Ost-West verlaufenden Abschnitten mit unterschiedlichen Eigenschaften. Im Norden tritt nahezu überall eine monotone Abfolge von gebänderten Paragneisen auf, die im Aufschluss-Maßstab aus folgenden Gesteinen zusammengesetzt sind: Staurolith, Granat  $\pm$  Kyanit und Sillimanit-führende Glimmerschiefer und Paragneise; Quarzite; untergeordnet Kalksilikat-führende Gneise. Dazwischen finden sich örtliche Lagen von Marmoren und seltener Amphiboliten. Im südlichen Abschnitt der Antholz-Einheit (Blattbereich Toblach) treten neben den gebänderten Paragneisen in weiten Teilen noch der granitische Antholzer Orthogneis sowie der tonalitische Gsieser Orthogneis auf. Die granitischen Orthogneise dominieren den südwestlichen, die tonalitischen Orthogneise den südöstlichen Bereich der Antholz-Einheit. Die Grenze zwischen den beiden Orthogneis-Typen verläuft im Bereich von Rudlhorn/ *Roda di Scandole* in Form eines NE-SW verlaufenden Bandes aus Staurolith-Granat-führenden ( $\pm$  Kyanit und Sillimanit) Biotit-Glimmerschiefern. Daneben treten auch Staurolith-Granat-führende Muskovit-Glimmerschiefer und seltene Lagen von Quarziten und feinkörnigen Biotitgneisen auf.

Die Gesteine der Antholz-Einheit zeigen keine tiefgreifenden Spuren der alpidischen Metamorphose, wie sie nördlich der DAV zu beobachten sind. Hingegen sind die Auswirkungen der variszischen, amphibolitfaziellen Metamorphose mit einer typischen Mineralparagenese aus Staurolith, Granat  $\pm$  Kyanit und Sillimanit nahezu durchwegs vorhanden. Die magmatischen Protolithe der Antholzer und Gsieser Orthogneise belegen ein magmatisches Ereignis und vermutlich auch ein metamorphes Ereignis im Ordovizium (unteres Paläozoikum im weitesten Sin-

ne). Nachfolgend werden die wichtigsten Gesteinseinheiten der Antholz-Einheit beschrieben, die am nördlichen Rand des Kartenblattes Toblach auftreten.

#### 1.1.1. - *Granitische Orthogneise (Antholzer Orthogneis Auct.) (SDT)*

Diese Gesteine bilden einen ausgedehnten Körper, der vom Antholzertal in Richtung Ost ausdünt. Es wird angenommen, dass diese Gneise durch Regionalmetamorphose aus einem ursprünglich ordovizischen Granitpluton stammen. Die untergeordneten Einschaltungen von aplitischen und pegmatitischen Gneisen dürften denselben Ursprung haben.

Der Antholzer Gneis ist ein helles, massiges, grob- bis mittelkörniges Gestein mit granitischem Gefüge. Die Schieferung ist teils kaum ersichtlich (Metagranit), teils deutlich ausgebildet bis örtlich mylonitisch.

Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat in großen, idiomorphen Kristallen sowie Muskovit. Biotit tritt selten und in kleinen Lamellen auf, die mitunter bereichsweise chloritisiert vorliegen. Der Plagioklas wird stets durch feinste Serizitaggregate ersetzt.

Die granitischen Orthogneise treten in der nordwestlichen Blattecke im äußeren Antholzertal auf.

#### 1.1.2. - *Tonalitische Orthogneise (Gsieser Orthogneis Auct.) (SDC)*

Es handelt sich um mittelkörnige Gesteine, mit gneisgischem, welligem, deutlich geschiefertem Gefüge, charakterisiert durch dünne, diskontinuierliche Lagen aus Biotit, welche längliche, linsenförmige Anteile aus Quarz und Feldspat umgeben. Die Schieferung wird durch die Einregelung von Amphibol unterstrichen. Die Farbe reicht von grau bis grau-weißlich, häufig dunkelgrün gesprenkelt (Amphibol). Lokal treten diskordant zur Schieferung verlaufende, kleine weiße Adern auf, die vorwiegend aus Prehnit bestehen.

Die Hauptbestandteile sind Plagioklas, Quarz, Amphibol, Chlorit, Biotit und Kalifeldspat. Als Nebengemengteile finden sich Titanit, Zirkon, Apatit und Kohlesubstanz. Als Kluftminerale finden sich der bereits genannte Prehnit sowie mitunter auch Laumontit.

In den tonalitischen Orthogneisen kommen immer wieder Konzentrationen von rundlichen, feinkörnigen Einschlüssen vor, die reich an mafischen Anteilen sind und aufgrund der dunkleren Farbe und der scharfen Konturen leicht auszumachen sind. Die Korngröße dieser Einschlüsse ist stets feiner als jene des umgebenden Gesteins.

Als Protolith der tonalitischen Orthogneise kommt ein tonalitisch-granodio-

ritischer Pluton in Frage. Durchgeführte Datierungen (Rb-Sr Isochronmethode am Gesamtgestein) von  $434 \pm 4$  Ma (BORSI *et alii*, 1973) deuten auf eine Platznahme des Plutons im Ordovizium hin.

Die tonalitischen Orthogneise treten verbreitet am nördlichen Blattrand bzw. im äußeren Gsieser Tal auf.

### 1.1.3. - *Augengneise (SDG)*

Sie bilden eine längliche, NE-SW gerichtete, konkordante Einschaltung innerhalb der gebänderten Paragneise und treten in der nordöstlichen Blattecke am Südhang des Toblacher Pfannhorns/*Corno di Fana* auf.

Charakteristisch sind die Feldspat-Augen, die sich aus der biotitreichen Matrix hervorheben. Zusammensetzung und Gefügeeigenschaften sind sehr variabel, insbesondere das Vorkommen und die Größe der Feldspat-Augen schwanken stark auf engem Raum, ebenso wie die Einregelung dieser Klaster, welche mehr oder weniger parallel zur Schieferungsfläche sein kann. Es treten Fazies mit reichlich idiomorphen Porphyroblasten auf, wodurch ein ähnliches Erscheinungsbild wie beim Antholzer Granitgneis entsteht. Die mineralogischen Hauptkomponenten sind Quarz, Mikroklin, Albit, Biotit und Muskovit. Der Kalifeldspat wird mitunter teilweise oder komplett durch schachbrettartigen Albit ersetzt.

### 1.1.4. - *Feinkörnige Orthogneise (SDK)*

Es handelt sich um meist feinkörnige Gesteine, mit planarer Schieferung, welche durch dünne, diskontinuierliche Lagen aus Biotit entsteht. Die Schieferung wird durch die Einregelung der Feldspat- und Quarzkristalle unterstrichen. Die Farbe reicht von grau bis grau-bräunlich.

Die Hauptminerale sind Feldspat, Quarz, Biotit, Muskovit. Als Nebengemengteile treten Zirkon und Apatit auf.

Diese Gesteine treten in Form von Einschaltungen innerhalb der gebänderten Paragneise auf und finden sich in der nordöstlichen Blattecke in einem Streifen zwischen Marchkinkele/*Cornetto di Confine* und Hochhorn/*Corno Alto*.

### 1.1.5. - *Gebänderte Paragneise (DPS)*

Es handelt sich um eine Wechselfolge aus Zentimeter bis Meter (selten mehrere Meter) mächtigen Lagen und Bändern aus den folgenden unterschiedlichen Lithologien: a) graue bis braune Paragneise, meist feinkörnig, zusammengesetzt

aus Biotit, Muskovit, Quarz und Plagioklas; b) silbrige bis braune Glimmerschiefer mit ein oder zwei Glimmerarten, Quarz und Plagioklas; c) helle, plattige Quarzite, häufig mit Muskovit  $\pm$  Feldspat; d) feinkörnige, helle, Quarz- und Feldspat-führende muskovitische Paragneise. Die Paragneise und Glimmerschiefer treten am häufigsten auf. Die Quarzite wurden auf der geologischen Karte separat ausgehalten, sobald sie eine Mächtigkeit von mindestens 3-4 Metern erreichen.

In den pelitischen Partien finden sich meist Granat und gelegentlich Staurolith. Als Nebengengenteile treten Turmalin, Apatit, Zirkon, Ilmenit, Rutil und Epidot auf.

Sie weisen eine plattige, gut entwickelte Schieferung auf, die in den pelitischen Fazies stärker ausgeprägt ist. Außerdem kann man in den glimmerreichen Partien eine Krenulation durch zwei überlagerte Schieferungsgenerationen erkennen. Bei Vorhandensein von Zentimeter bis Dezimeter dicken Quarz- bzw. Quarz-Feldspat-Lagen innerhalb der pelitischen Bereiche, ergeben sich Interferenzstrukturen Typ 2 (nach RAMASAY 1967) in Form von abgescherten und verfalteten Isoklinalfalten, in denen eine Schieferung  $S_1$  und eine Schieferung  $S_2$  auszumachen sind.

Diese Wechselfolge aus verschiedenen Gesteinen kann in ihrer Gesamtheit und mit der gegebenen Vorsicht als eine mächtige, terrigene Flysch-Abfolge (Kambrium-Ordovizium?) interpretiert werden, die variszisch metamorphosiert wurde. Trotz der tektonischen Deformation und einer ausgeprägten Rekrystallisation, können die ursprünglichen, durch die Korngröße gesteuerten Ablagerungssequenzen rekonstruiert werden.

Diese Gesteine sind im Osten des Gsieser Tals aufgeschlossen, wo sie in tektonischem Kontakt mit den tonalitischen Orthogneisen (SDC) stehen, sowie im Westen des Antholzertals, dort in Kontakt mit den granitischen Orthogneisen (SDT).

#### 1.1.6. - *Biotit-Glimmerschiefer (DSM)*

Mittel- bis feinkörnige Glimmerschiefer, die durch eine planare bis wellige Schieferung gekennzeichnet sind. Die Farbe reicht von grau-silbrig bis hin zu braun. Die Hauptschieferung ist krenuliert und dadurch entstehen auf den Schieferungsflächen Krenulationslineare.

Charakteristisch für diese Gesteine ist der stets hohe Anteil an Muskovit. Häufig kommen Porphyroblasten aus Staurolith, Granat und bisweilen auch Kyanit (auch cm-groß) vor. Die Porphyroblasten sind oftmals reich an Inklusionen, wodurch sie eine poikilitische Struktur erhalten. Unter den Hauptmineralien dominieren Quarz, Biotit und mitunter Sillimanit, welcher an den Rändern der Biotitlamellen anwächst. Kyanit zeigt gelegentlich Kinkbänder und wird durch Serizit

ersetzt. Staurolith wird mitunter pseudomorph durch Serizit  $\pm$  Chlorit ersetzt, Granat und Biotit werden örtlich durch Chlorit ersetzt. Als Nebengemengteile treten Turmalin, Apatit, Zirkon, Ilmenit und Rutil auf.

Der hohe Anteil an Muskovit und dessen beträchtliche Korngröße verleihen dem Gestein oftmals ein typisch silbergraues Aussehen.

Die Biotit-Glimmerschiefer kommen im Wechsel mit den gebänderten Paragneisen (DPS) vor und treten im Westen des Antholzertals und in zwei sub-parallel NE-SW verlaufenden, einige Hundertmeter mächtigen Bändern im Bereich von Brunner Wiese/*Prati alla Fontana* und nördlich des Salzla/*Monte di Tesido* auf, wo sie den Übergang von den granitischen Orthogneisen im Westen zu den tonalitischen Orthogneisen im Osten markieren.

#### 1.1.7. - *Quarzite* (SDQ)

Die Quarzite treten in Meter bis wenige Zehnermeter mächtigen Lagen und Bändern innerhalb der gebänderten Paragneise und konkordant zur Schieferung der Nebengesteine auf. Bisweilen erkennt man graue Zonierungen und Lagen mit einer Zusammensetzung aus Quarz, Feldspat und Glimmer. Am Kontakt zu den Paragneisen werden die Quarzite nicht selten glimmerreich, mit deutlich ausgeprägter Schieferung, und gehen in Quarzitschiefer über.

Das Gefüge kann von ungeschiefert bis deutlich geschiefert schwanken, die Farbe reicht von weiß bis hellgrau. Bisweilen haben sie dunklere, graue Bänder, in denen sich neben Quarz auch Plagioklas, Muskovit und selten Granat vorfinden.

#### 1.1.8. - *Marmore* (SDR)

Es handelt sich um zumeist graue Marmorlagen innerhalb der gebänderten Paragneise. Die Marmore bestehen aus kalkigen Partien mit eingebetteten phyllitischen Lagen. Diese Zwischenlagen sind stark deformiert und verfaultet und können echte Phyllitbänder bilden. Die kalkigen Partien bestehen aus unreinem Marmor von hellgrauer Farbe, das Gefüge kann ungeschiefert bis schwach geschiefert sein. Die maximale Mächtigkeit erreicht zwei bis drei Meter. Der Mineralbestand umfasst Kalzit und untergeordnete Quarz, Plagioklas, Aktinolith, Epidot, Titanit.

Im Blattbereich tritt nur ein größeres, mit Quarziten vergesellschaftetes Marmorband im Gebiet der Silvesteralm/*Alpe di S. Silvestro* auf.



## 1.2. - THURNTALER EINHEIT

Es handelt sich um einen phyllitischen Komplex, gekennzeichnet durch variszische Metamorphose einer paläozoischen, vorwiegend silurischen Abfolge. Diese Einheit ist nördlich von Sexten und Innichen in einem keilförmigen Bereich zwischen den mesozoischen Bedeckungen des Drauzuges im Süden und der Antholz-Einheit im Norden aufgeschlossen. Richtung Süden wird die Thurntaler Einheit durch die E-W gerichtete Drautal-Linie begrenzt, im Norden durch die NE-SW verlaufende Marchkinkelle-Linie. Die Thurntaler Einheit weist eine variszische, grünschieferfazielle Niederdruck-Metamorphose der Chloritzone auf (SASSI & SPIESS, 1992).

### 1.2.1. - *Phyllite* (THF)

Phyllite und Phyllonite stellen den Großteil der Lithologien der Thurntaler Einheit im Kartenblatt Toblach dar, während Grünschiefer und Quarzite nur in Form von seltenen Einschaltungen auftreten.

Die feinkörnigen Phyllite besitzen eine ebene bis wellige Schieferung und sind leicht spaltbar, oft gebändert mit massigen Lagen bestehend aus quarzreichen Linsen und Partien und phyllosilikatreichen Bändern. Die Farbe ist variabel von dunkel- bis hellgrau, in Abhängigkeit von den enthaltenden Mineralien. Auf den Schieferungsflächen können rostbraune Verwitterungsbeläge aus Eisenoxiden und Eisenhydroxiden vorkommen. Der granoblastische Anteil aus Quarz und geringen Mengen von Albit überwiegt gegenüber dem lepidoblastischen Anteil. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Albit, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat. Als Nebengemengteile treten Ilmenit, Hämatit, Zirkon, Apatit, Turmalin und opake Mineralien auf.

Im Gebiet des Marchkinkelle zeigt das Gestein in einigen Bereichen mandelförmig gelängte bis subsphärische, bis zu 3-4 cm große Quarzkörner, die gehäuft in Bändern und Lagen vorkommen. Sie bestehen durchwegs aus milchweißem Quarz. Gesteinsfragmente wurden hingegen keine festgestellt. Die Phyllite sind in der Regel von zahlreichen Scherflächen durchsetzt und zeigen in karbonatreichen Partien auf den exponierten Oberflächen eine ausgeprägte Durchlöcherung, die mit einer Bildung von dünnen rötlichen Krusten einhergeht. Diese Bänder wurden von SASSI & ZANFERRARI (1972) als Metakonglomerate interpretiert bzw. als Ausdruck einer paläozoischen Diskordanz (nach der kaledonischen Orogenese) zwischen der Thurntaler Abfolge und dem Antholzer Grundgebirge. Die Verfasser der gegenständlichen Erläuterungen interpretieren diese Bänder hingegen als alpine Scherzonen. Die Scherwirkung verursachte demnach die oben genannten Strukturen, wie schon von HEINISCH & SCHMIDT (1976) beschrieben.

### 1.2.2. - *Grünschiefer (THC)*

Sie bilden Einschaltungen innerhalb der Phyllite THF und treten nur im Gebiet des Marchkinkele auf. Es handelt sich um Chlorit-Amphibol-Epidot-Schiefer, meist karbonatreich, generell feinkörnig, welche durch eine lagige Verteilung der mineralogischen Hauptkomponenten charakterisiert sind.

### 1.2.3. - *Quarzite (THQ)*

Sie treten häufig innerhalb der Phyllite in Form von kompakten, grauen Einschaltungen auf. Sie bilden Meter mächtige Lagen, zumeist ohne markante Schieferung. Sie erreichen nur selten ein kartierbares Ausmaß.

## 1.3. - MESOZOISCHE BEDECKUNG DES DRAUZUGES

Es handelt sich um Relikte von triassischen Sedimenten des Oberostalpins, die ohne Kontinuität und stark zergliedert in einem schmalen Band entlang der Periadriatischen Linie auftreten. Die fragmentierte Abfolge deckt den Abschnitt von den Werfener Schichten bis zum Hauptdolomit ab und kann mit dem Drauzug gleichgestellt werden, welcher weiter östlich verbreitet aufgeschlossen ist.

### 1.3.1. - *Werfener Schichten (WFH)*

Als Werfener Schichten werden marine Küstensedimente der unteren Trias bezeichnet, welche innerhalb der Austroalpinen Einheiten abgelagert wurden und aktuell in den Nördlichen Kalkalpen und den Lienzer Dolomiten aufgeschlossen sind. Diese Schichten entsprechen nur teilweise die Werfen-Formation der Dolomiten. Bei der Lithofazies handelt es sich um orangefarbene Rauwacken, laminierte Dolomite und quarz- und silt-reiche Sandsteine. Sie sind nur im Einschnitt des Finnerbaches/*Rio Fosco* (Gsieser Tal/*Val di Casies*), am Kontakt zur Pustertal-Linie aufgeschlossen, wo sie durch starke Deformation mit Bildung von Kakiriten gekennzeichnet sind. Mächtigkeit im Aufschluss: wenige Meter.

Untertrias

### 1.3.2. - *Virgloria-Formation (VRG)*

Es handelt sich um mikritische, beigefarbene Kalke in Zentimeter bis Dezi-

meter dicken Schichten, nicht fossilführend, mit typischer Bioturbationsstruktur („*Vermiculeur* Kalke“). Mächtigkeit: einige Meter im einzigen Aufschluss am Nasterbach/*Rio di Nosta* bei Kandellen/*Candella*.

Anisium

### 1.3.3. - *Arlberg-Formation* (ABF)

Dunkle, geschichtete Dolomikrite in Dezimeter bis mehrere Dezimeter dicken Bänken, nicht fossilführend, aufgeschlossen beim Finsterbach (Gsieser Tal) und beim Nasenbach/*Rio di Nessano*. Unter- und Obergrenze: tektonisch abgeschert und/oder nicht aufgeschlossen. Mächtigkeit im Aufschluss bis zu 20 m.

?Ladinium - ?Karnium

### 1.3.4. - *Wettersteindolomit* (WET)

Dunkle, leicht bituminöse Dolomite, sowie helle Dolomite, gut geschichtet mit Loferiten und Stromatolithen, aufgeschlossen in der Talsohle des Silvesterals/*Valle S. Silvestro*, knapp östlich von Schönegger/*Costabella*. Im Dünnschliff sind vereinzelte, idiomorphe Quarzkristalle zu erkennen. Es treten lokale, ca. 60 Zentimeter mächtige Einschaltungen von schwarzen Mergeln auf. Unter- und Obergrenze sind nicht aufgeschlossen. Mächtigkeit im Aufschluss nahezu 100 m.

?Oberanisium - ? Unterkarnium

### 1.3.5. - *Raibler Schichten* (RBS)

Ein einziger Aufschluss bei der Silvesterkapelle bestehend aus Rauhwacken und dunklen, sandig alterierten Brekzien. Unter- und Obergrenze sind nicht aufgeschlossen. Mächtigkeit im Aufschluss nur wenige Meter.

Karnium

### 1.3.6. - *Hauptdolomit* (HDP)

Der Hauptdolomit ist der am besten aufgeschlossene Lithotyp der mesozoischen Abfolge.

Es handelt sich um dunkle Dolomitbänke, leicht bituminös, mit einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern bis fast einem Meter, lokal mit Stromatolithen. Im oberen Abschnitt treten Einschaltungen von dünnen, bituminösen Lamini-

ten und Brekzien („Seefeld-Member“, nicht kartierbar) auf. Der Hauptdolomit ist durch starke kataklastische Deformation mit kalzitgefüllten Klüften gekennzeichnet. Die Untergrenze mit den Raibler Schichten ist nicht aufgeschlossen. Die Obergrenze fehlt durch den tektonischen Kontakt zu den Paragneisen der Antholz-Einheit bzw. zu den Phylliten der Thurntaler Einheit. Mächtigkeit im Aufschluss bis zu 200 m.

Oberkarnium - Norium

## 2. - SÜDALPIN

(P. Gianolla, C. Morelli, C. Siørpaes, mit Beiträgen von C. Mazzoli, L. Peruzzo, G. Piccin und R. Sassi)

Das Südalpin umfasst ein niedermetamorphes Grundgebirge, das während der variszischen Gebirgsbildung entstanden ist, sowie eine sedimentäre Bedeckungsabfolge, die deutlich diskordant auf dem Grundgebirge aufliegt. Die Sedimentabfolge erreicht eine Gesamtmächtigkeit von über 5000 m und besteht aus Karbonaten und gemischten bis rein terrigenen Sedimenten, die ab dem Perm und bis ins Miozän abgelagert wurden.

### 2.1. - METAMORPHES GRUNDGEBIRGE: BRIXEN-EINHEIT

Das südalpine metamorphe Grundgebirge tritt großflächig im mittleren nördlichen Abschnitt des Kartenblattes Toblach auf. Das Aufschlussgebiet entspricht einem rund 6 km breiten, E-W gerichteten Band, das nach Osten hin schmaler wird. Das Grundgebirge besteht aus einer einzigen, mittel- bis niedriggradig metamorphen Einheit (Grünschieferfazies bis Granat-führende Subfazies) variszischen Alters (MELI, 1994, 1998; MELI & KLÖTZLI, 2001), die als Brixen-Einheit bezeichnet wird (entspricht dem „Brixener Quarzphyllit“ *Auct.*). Im Kartenblatt Toblach fehlen die permischen Plutone und Ganggesteine, die diese Einheit weiter westlich charakterisieren. Im Bereich des Kartenblattes treten folgenden Lithologien auf: Quarzphyllit (BSS), Quarzite (BSQ), saure Metavulkanite (BSI), Metagranitoide (BSI<sub>b</sub>), Metasiltite und Metapelite (BSW) sowie seltene Einschaltungen von Metabasiten (BSH) und Kalkmyloniten (BSK).

#### 2.1.1. - *Quarzphyllit (BSS)*

Diese Einheit dominiert das südalpine metamorphe Grundgebirge im Blatt Toblach. Im Zentimeterbereich erscheint sie als eine lithologisch sehr abwechs-

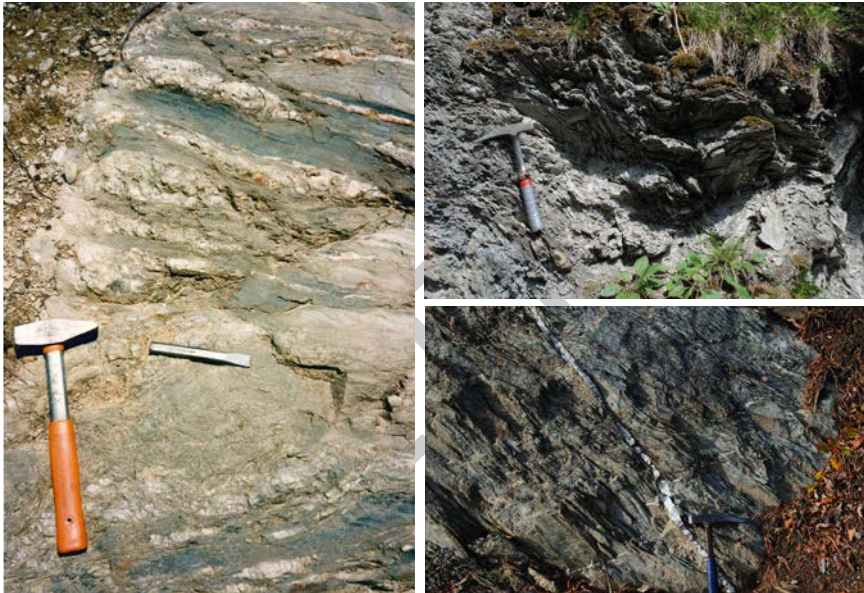


Abb. 8 - Typische Quarzphyllitaufschlüsse im Blatt Toblach mit gelegentlichen, schwarzen, Graphit-führenden Lagen; man beachte die milchigweißen Quarzniveaus, die konkordant zur Schieferung verlaufen.

lungsreiche Abfolge, während sie im größeren Maßstab ein monotones Erscheinungsbild aus überwiegendem Quarzphyllit liefert, mitunter Granat-führend, mal mit einer, mal mit zwei Glimmerarten oder öfters auch mal mit Chlorit. Die breitgefächerten lithologischen Varietäten entstammen der metamorphen Überprägung von ursprünglich sedimentären Tonsteinen und Sandsteinen in unterschiedlichen Verhältnissen, wodurch die Hauptgemengteile entsprechend stark schwanken. So finden sich Gesteine aus nahezu ausschließlich Hellglimmer ebenso wie quarzreiche Partien bis hin zu Paragneisen mit reichlich Plagioklas. Örtlich finden sich auch kalkige Abarten. Die Zusammensetzung variiert sowohl vertikal, als auch in horizontaler Richtung. Die Mächtigkeit von lithologisch homogenen Lagen und Niveaus liegt in der Regel im Millimeter- und Zentimeterbereich, selten erreicht sie einen Meter.

Der vorherrschende Lithotyp zeigt eine sehr engständige Schieferung (planar, wellig oder fein verfaltet) und eine markante Spaltbarkeit. Zumeist ist mindestens ein Linear zu erkennen. Die Farbe reicht von dunkelgrau bis hellgrau, silberfarben bis grünlich, je nach dem überwiegenden Phyllosilikat. Quarzreiche und glimmerarme Partien besitzen eine grau-weiße Farbe.

Die Gesteine zeigen in der Regel ein feinkörniges Gefüge. In den Phylliten treten zahlreiche, milchigweiße Quarzlagen und Quarzadern auf, die zumeist

konkordant zur Schieferung eingelagert sind, aber auch diskordant zur Hauptschieferung verlaufen können. Sie erreichen selten eine Mächtigkeit über einen Meter bei einer maximalen Längserstreckung von wenigen Metern (Abb. 8). Innerhalb der Phyllitabfolge und der quarzreichen Einschaltungen beobachtet man mitunter einen hohen organischen Anteil, wodurch die Gesteine in Schwarzphyllite übergehen.

Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Muskovit (und/oder Serizit), Chlorit, Albit,  $\pm$  Biotit, Ilmenit und selten Granat, Graphit und Kalzit. Als Nebengemengteile treten Turmalin, Apatit, Zirkon, Epidot und selten Titanit auf. Die Analyse unter dem Mikroskop erlaubte nur in einigen Proben die Erkennung von Einschlüssen aus opaken Mineralien innerhalb von Granat und Albit. Diese Einschlüsse markieren eine interne Schieferung  $S_1$ , planar bis schwach gewellt, die in hohem Winkel von der Hauptschieferung  $S_2$  um die Porphyroblasten herum absteht. Die Hauptschieferung zeigt mitunter eine schwache Krenulation mit der beginnenden Entwicklung einer diskontinuierlichen und schwach erkennbaren, planaren Anisotropie  $S_3$ .

Anhand des Vorkommens von Acritarchen in den Phylliten bei *Col di Foglia* in der Nähe von *Agordo* konnte das Sedimentationsalter in den Zeitraum vom Unterkambrium bis ins Untersilur (Tremadocium) eingeordnet werden (SASSI *et alii*, 1984; KALVACHEVA *et alii*, 1986). Jüngere Untersuchungen durch DIENI *et alii* (2005) haben auf Basis der Auffindung von Graptolithenresten in den Phylliten bei *Agordo* ein silurisches Alter (mittleres Llandovery) festgestellt.

### 2.1.2. - *Quarzite (BSQ)*

Es handelt sich um graue Quarzitlagen und -Bänder mit einer Mächtigkeit im Meterbereich. Es treten bisweilen graue Bänderungen auf, die auf Quarz-Feldspat-Glimmer Lagen zurückzuführen sind. Mitunter liegen diese Bänderungen in Form von verfalteten Falten vor und belegen eine ausgeprägte Deformationsgeschichte. Gebietsweise sind schwarze, kohlehaltige, leicht glimmerige Quarzlagen zu erkennen. Im Dünnschliff zeigt sich ein hoher granoblastischer Anteil, während die glimmerreichen Niveaus sehr dünn sind und weit auseinander liegen. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Muskovit (zuweilen Serizit) und Chlorit. Als Nebengemengteile finden sich Turmalin, Rutil, opake Mineralien, Apatit und Zirkon.

### 2.1.3. - *Metasiltite und Metapelite (BSW)*

Es handelt sich um grau bräunliche Metasiltite und Metapelite mit grünen und

roten Verfärbungen, teilweise auch mit Karbonatanteil. Das Gestein ist extrem feinkörnig mit variabler Korngröße (selten über 0,2 mm) und weist matte Schieferungsflächen auf. Unter dem Mikroskop sind Körner im Submillimeterbereich von Quarz und selten Feldspat, Serizit und Chlorit zu erkennen. Mitunter tritt eine Wechsellagerung von Millimeter mächtigen Lagen aus überwiegend Quarz respektive überwiegend Phyllosilikaten auf. Der Quarz tritt in Form von unregelmäßig ausgebildeten Einzelkörnern auf und zeigt eine undulöse Auslöschung. Diese Gesteine gehen graduell in den Quarzphyllit über und sind entsprechend im Gelände kaum zu unterscheiden. Sie wurden im östlichen Blattbereich entlang eines schmalen Bandes an der Periadriatischen Linie ausgehalten.

#### 2.1.4. - *Chloritschiefer (BSH)*

Es handelt sich um Metabasite (oder Metamergel?) in Grünschieferfazies, zumeist in geringmächtigen Einschaltungen und konkordant zu den Metasiltiten und Metapeliten. Das Gestein besteht aus sehr feinkörnigen, graugrünen, teils Aktinolith-führenden Chlorit-Epidot-Schiefern und Chloritschiefern. Unter dem Mikroskop erkennt man Quarz, Chlorit, Serizit, Karbonat und Epidot. Die Grünschiefer bilden eine ca. Zehnermeter mächtige, relativ weit erstreckte Einschaltung nördlich von Toblach, zwischen dem Einschnitt des Silvester Bachs und dem Finsterbach.

#### 2.1.5. - *Saure Metavulkanite (Porphyroide Auct.) (BSI)*

Diese Metamorphite bilden Mehrmeter mächtige Einschaltungen innerhalb der Quarzphyllite. Sie gehen auf vulkanische bzw. vulkanoklastische Ausgangsgesteine mit rhyolitischem bis rhyodazitischem Chemismus zurück. Die größten Vorkommen finden sich knapp nördlich von Toblach im Silvestertal, wo ein rund 60 m mächtiger Körper aus Metavulkanoklastiten mit unterschiedlicher Korngrößenverteilung aufgeschlossen ist.

Die Metavulkanite weisen ein schwach bis deutlich geschiefertes Gefüge auf. Die Schieferung ist planar und verleiht dem Gestein eine gute Spaltbarkeit mit der Ausbildung von plattigen Bruchkörpern. Das Gestein besitzt eine grau-rötliche Färbung mit hellen Augen aus Quarz oder Feldspat. Diese prä-metamorphen Kristalle sind ab einem Durchmesser von 1 mm mit freiem Auge in der feinen Grundmasse auszumachen und erreichen eine Größe von bis zu 1 cm. Zumeist liegen diese Porphyroklasten jedoch im Submillimeterbereich, wodurch im Aufschluss die Unterscheidung von den umgebenden Phylliten sehr schwer fällt.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein deutliches Augengefüge mit idiomor-

phen Kalifeldspat- und Plagioklaskristallen sowie Quarzkristallen in einer homogenen, feinen und geschieferten Matrix aus Quarz, Feldspat, Serizit/Muskovit, Biotit, Chlorit  $\pm$  Epidot und Karbonat.

Die chemische Zusammensetzung der Hauptgemengteile deutet auf einen sauren, Al-reichen Charakter der ursprünglichen Vulkanite hin. Die geochemische Verteilung der Spurenelemente lässt auf anatexische Magmen im Ursprung der Metavulkanite schließen. Der hohe Gehalt an Ba und Rb im Zusammenspiel mit einem geringen Anteil an Zr, Nb, Y, Hf, Ta und Th weisen auf eine Krustenaufschmelzung hin.

Aufgrund der Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den weiter östlich auftretenden „Porphyroiden“ des *Comelico*, die von FLAJS & SCHÖNLAUB, (1976) und SCHÖNLAUB (1979) dem Ordovizium zugeschrieben wurden und in der Folge von MELI & KLÖTZLI (2001) anhand von U-Pb-Datierungen an Zirkon auf ein Alter von 480 Ma datiert wurden, werden die Protolithe der sauren Metavulkanite ebenfalls ins Unterordovizium gestellt.

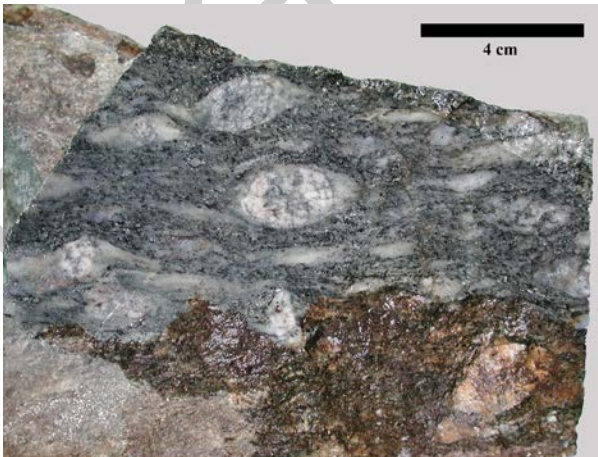


Abb. 9 - Typisches Erscheinungsbild der Metagranitoide mit großen Porphyroklasten von Kalifeldspat und Albit. Die Feldspatklasten und deren Druckschatten sind zumeist entlang der Schieferung  $S_2$  eingeregelt.

#### 2.1.5.1. - Metagranitoide (**BSI<sub>b</sub>**)

Es handelt sich um sehr feste Gesteine mit gneissischem bis porphyroklastischem Gefüge. Die Farbe ist grau mit örtlich leicht himmelblauen Nuancen. Aus dieser Grundmasse stechen auffällige, weiße oder rosarote Porphyroklasten, welche diesen Gesteinstyp prägen (Abb. 9). Die Porphyroklasten erreichen eine Größe von rund 4cm. Die Metagranitoide treten in diskontinuierlichen, Meter mächtigen Körpern im westlichen Blattbereich bei Bad Bergfall/*Bagni di Pervalle* und



am Pragser Berg/*Monte di Braies* auf.

Vergleichbare Einschaltungen innerhalb der Quarzphyllite der Brixen-Einheit sind auch weiter westlich beim Kronplatz/*Plan de Coronas* (DEL MORO *et alii*, 1984) und weiter östlich im *Val Digion* (POLI & ZANFERARI, 1994) dokumentiert.

Unter dem Mikroskop wird die Hauptschieferung durch eine Wechsellagerung von diskontinuierlichen lepidoblastischen Lagen und dickeren granoblastischen Bändern unterstrichen. Die lepidoblastischen Niveaus bestehen vorwiegend aus Muskovit, Chlorit und Biotit, während die granoblastischen Bänder in erster Linie aus Quarz und Kalifeldspat zusammengesetzt sind. Die Porphyroklasten und ihre Druckschatten sind meist parallel zum Verlauf der Schieferung  $S_2$  ausgerichtet. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Biotit, Kalifeldspat, Albit, Muskovit, Chlorit und Epidot. Als Nebengemengteile finden sich Rutil, Apatit, Titanit, Zirkon und opake Mineralien.

Die Porphyroklasten bestehen zum Großteil aus Kalifeldspat, der sowohl in Einzelkristallen, als auch in polykristallinen Aggregaten mit ursprünglicher magmatischer Textur auftritt. Seltener kommen Albit-Porphyroklasten vor. Im Dünnschliff erscheint der Biotit meist grünlich und mitunter kann man Aggregate mit magmatischem Kontaktsaum erkennen.

Die beschriebenen Eigenschaften deuten auf einen magmatischen Ursprung hin. Angesichts der petrographischen Eigenschaften und der geringen Ausdehnung dieser Gesteine, kommen als Protolith kleine Lakkolithe oder Gänge in Frage.

#### 2.1.6. - *Kalkmylonite* (BSK)

Es handelt sich um Dezimeter bis Meter mächtige Lagen, die im Millimeterbereich aus hellen und dunklen Schichtbändern bestehen. Diese Bänderung ist das Ergebnis der duktilen Deformation einer ursprünglichen sedimentären Wechsellagerung aus Kalken und Mergeln. Häufig treten isoklinale Falten mit zerscherten Faltschenkeln auf. Unter dem Mikroskop zeigen die Kalkmylonite zerbrochene Dolomit-Knollen. Diese Gesteine sind in einem diskontinuierlichen, Mehrmeter mächtigen Band entlang der Pusteral-Linie im Silvestertal und an beiden Flanken des Antholzertals auf der Höhe von Rasen aufgeschlossen. Im Süden zeigen die Kalkmylonite einen Kontakt - sofern aufgeschlossen und nicht tektonisch - mit den Metasiltiten und Metapeliten (BSW). Aufschlüsse vergleichbarer Lithologien finden sich verbreitet weiter im Osten im Blatt 195 „Sillian“ der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 (SCHÖNLAUB *et alii*, 2000), wo sie silurischen bis devonischen Kalksedimenten zugeschrieben werden (siehe auch SCHÖNLAUB & FLAJS 1993).

## 2.2. - STRATIGRAPHIE DER PERMO-KÄNOZOISCHEN SEDIMENTABFOLGE

Die ersten Sedimente dieser Abfolge entsprechen kontinentalen Ablagerungen im Perm und bestehen aus Konglomeraten und Sandsteinen (Sextener Konglomerat und Grödner Sandstein). Die marine Sedimentation beginnt zunächst in einem küstennahen Ablagerungsraum mit Lagunenmilieu und weiterhin andauernder Materialzufuhr vom Festland her. Die entsprechende Bellerophon-Formation besteht aus terrigenen oder löchrigen, mikritischen Dolomiten sowie fossilreichen, schwarzen stinkigen Kalken. Die darauf folgende, graduelle marine Transgression steht im Ursprung der untertriassischen Werfen-Formation, die durch einen Fazieswechsel von Gezeitenebene bis flachen Meeresbereich gekennzeichnet ist. Im Blattbereich fehlen die peritidalen Ablagerungen des Andraz-Members (Griesbachium). Am Top der Werfener Schichten treten die typisch flachmarinen Karbonate des Unteren Sarldolomit auf. Diese Formation zeigt laterale Fazieswechsel von Dolomiten zu siltigen und siltig-pelitischen Dolomiten bis hin zu Zellendolomiten.

Die nachfolgenden anisischen Einheiten belegen eine Vielfalt von unterschiedlichen Ablagerungsräumen, bedingt durch tektonische Prozesse mit stark schwankenden Subsidenzraten und variabler Strukturierung des Ozeanbodens. Dadurch ergeben sich gebietsweise unterschiedliche Wassertiefen, verstärkt durch die relativen Schwankungen des Meeresspiegels. Entsprechend vielgestaltig sind die lithostratigraphischen Eigenschaften der Sedimente. So finden sich mehrere Sedimentationsabfolgen von Karbonatplattformen neben Beckenformationen. Richtung Westen sind an der Basis der anisischen Abfolgen zudem kontinentale Konglomerate vorhanden.

Der anschließende anisisch-ladinische Ablagerungsraum war von Plattformen gekennzeichnet, die stark nach oben und in Richtung der umgebenden Becken wuchsen. Im Beckenbereich fand eine gemischt terrigen-karbonatische Sedimentation statt. Solche durch Organismen aufgebaute Riffe sind mit großer Mächtigkeit im ganzen Gebiet des Blattes Toblach vorhanden. Im Westen kann man die einzelnen Riffe und Plattformen gut unterscheiden, da sie durch entsprechende Beckenablagerungen getrennt sind, während sich im Osten unterschiedliche Plattformen direkt überlagern und Dolomitwände von über 1000 m Mächtigkeit aufbauen (vgl. Abb. 19).

Am Ende des Karn war der starke Reliefunterschied des Meeresbodens schließlich durch die Verfüllung der Becken und eine Absenkung des Meeresspiegels ausgeglichen und es setzte die Ablagerung von fluviatilen Sedimenten mit Bildung von Schwemmebenen sowie Lagunensedimenten ein.

Von der Obertrias bis in den unteren Jura besteht eine strukturelle Hochzone mit marinen Flachwasserablagerungen. Bedeutsame strukturelle und geodynamische Veränderungen, im Zusammenhang mit dem Zerbrecen des Urkontinents

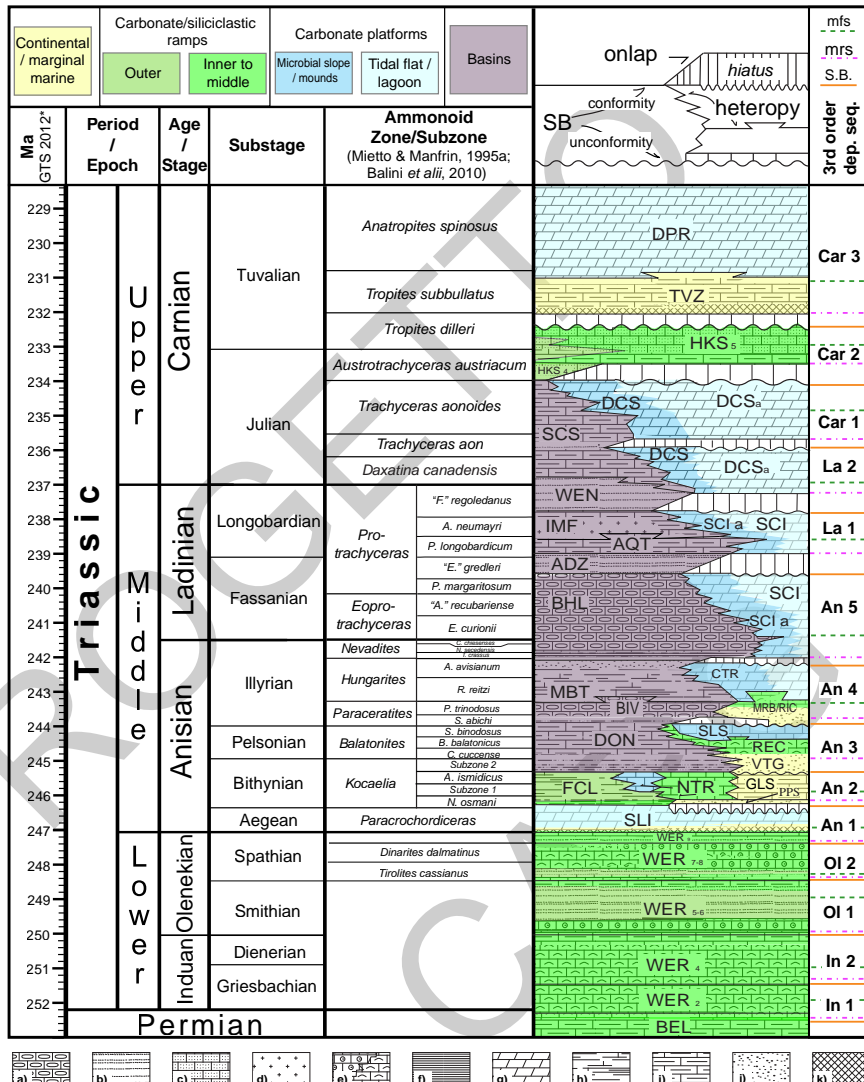


Abb. 10 - Schematische Darstellung der permo-triassischen Abfolge der Prager Dolomiten und Sexter Dolomiten; das Voltago-Konglomerat (VTG) ist im Bereich des Blattes Toblach nicht aufgeschlossen. Altersangaben nach der Global Time Scale 2012 (GRADSTEIN et alii, 2012) verändert nach KENT et alii, (2016) und WOTZLAW et alii, (2017); Abkürzungen der lithostratigraphischen Einheiten wie im Text. Hauptlithologien: a) Hornsteinkalk; b) Sandstein; c) Kalkarenit; d) Vulkanite und Vulkanoklastika; e) oolithisch-bioklastische Kalke; f) dunkle laminierte Kalke und Dolomite, Schwarzpelite; g) Dolomit; h) Mergel und Tonstein; i) Kalkmergel; j) Konglomerat; k) Evaporit.

Pangaea in diesem Zeitraum, lassen das gesamte Gebiet zunehmend im Wasser versinken bis schließlich Tiefseebedingungen erreicht werden. Die Abfolge schließt mit dem Parei-Konglomerat ab, das wichtige Hinweise über die zeitlichen Beziehungen der Verformungsphasen in Zusammenhang mit der Auffaltung der Alpenkette liefert.

Eine Übersicht zu den stratigraphischen Verhältnissen der unterschiedlichen, nachfolgend beschriebenen Einheiten ist auf der geologischen Karte dargestellt.

### 2.2.1. - Sextener Konglomerat (CGS)

Der Sextener Konglomerat ist im Talboden des Sextnertals aufgeschlossen, ausgehend von Innichen über den gesamten Südwesthang der Hochraste/*Pausa Alta* bis nach Sexten. Weiter Aufschlüsse finden sich an der Nordflanke der Bodewiese/*Pra del Piano* südlich von Toblach sowie an den Südhängen vom Golsen Berg/*Monte Colles* und Prager Berg/*Monte di Braies*. Weiter westlich sind noch einige kleinere Aufschlüsse beim Brunstriedl/*Regola Brusada* zu erwähnen.

Im Kartenblatt Toblach sind im Sextener Konglomerat sämtliche Konglomerat-Fazies zwischen dem Grundgebirge und der Gröden-Formation zusammengefasst, da es innerhalb der Abfolge nicht möglich ist, die Abschnitte vor dem permischen Vulkanismus von jenen nach dem Vulkanismus zu unterscheiden. Bei der Kartierung wurden anhand des Farbtons der Matrix bzw. des Geröllspektrums (Vulkanite und Karbonate) mehrere Varietäten unterschieden. Diese unterliegen jedoch keiner stratigraphischen Ordnung, wie etwa von DAL CIN (1963; 1972) angenommen, sondern sind von Ort zu Ort unterschiedlich verteilt.

Im Gegensatz zu früheren Autoren (VENTURINI, 2006; NERI, 2007a), wird diese Einheit nicht als basale Portion des Sedimentationszyklus der Gröden-Formation angegeben, sondern entspricht vielmehr einem lateralen Äquivalent der Etschtaler Vulkanit-Gruppe (GA), die weiter im Westen aufgeschlossen ist. Die

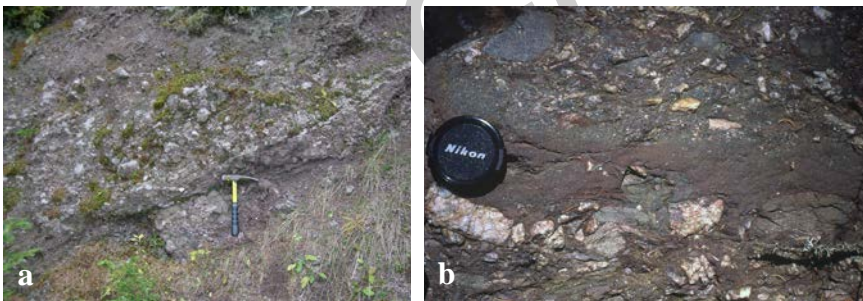


Abb. 11 - Sextener Konglomerat: a) massige, schlecht sortierte Schichtbänke (Innichen); b) Detailaufnahme mit erkennbaren Grundgebirgsgeröll in einer bunten Sandsteinmatrix.

jüngsten Kartierungsarbeiten im Rahmen des Projekts CARG (Blätter 026 Epan/Appiano, 013 Meran/Merano, 043 Mezzolombardo und 060 Trento) zeigen, dass innerhalb von GA mindestens 4 sedimentäre, klastische Einschaltungen auf unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus vorkommen, welche allein auf Basis der umgebenden vulkanischen Formationen unterschieden wurden. Das Sextener Konglomerat könnte einem oder allen diesen Einschaltungen entsprechen. Das Auftreten von eingeschalteten Vulkaniten (Ignimbrite) in den Konglomeraten weiter im Osten (Seikofel/*M. Covolo* und *Danta*) sind ein Indiz dafür.

Obwohl im Aufschlussmaßstab nicht erkennbar, ist eine Diskordanz zwischen dem Sextener Konglomerat und der Gröden-Formation aufgrund der Mächtigkeit der beiden Einheiten als wahrscheinlich zu erachten. Das Sextener Konglomerat besitzt eine maximale Mächtigkeit von ca. 400 m im Bereich von Innichen und dünnt dann kontinuierlich Richtung Westen aus, bis es im Bereich des Brunstbaches/*Rio Brusá* verschwindet. Die aufliegende Gröden-Formation hingegen zeigt eine relativ konstante Mächtigkeit von ca. 250 m (siehe stratigraphische Übersicht auf der Karte).

Das Sextener Konglomerat besteht aus roten bis grauen Konglomeraten mit Komponenten- bis Matrix-gestütztem Gefüge (Abb. 11). Die cm- bis dm-großen Klasten bestehen zum Großteil aus Metamorphiten mit überwiegend Quarzgeröllen (gerundet) und Phyllitkomponenten; untergeordnet sind Glimmerschieferkomponenten. Seltener sind Vulkanitklasten und Siliziklastika vorhanden, vereinzelt finden sich Plutonite und noch seltener sind karbonatische Klasten. Die karbonatischen Klasten sind bevorzugt im östlichen Abschnitt anzutreffen und nehmen außerhalb der Blattgrenze weiter zu, wo unter anderem auch Fusulinen aus dem Sakmarium (Anfang des Unterperms) beschrieben wurden (FLÜGEL & KRAUSS, 1986). Örtlich treten dazitisch-rhyodazitische Vulkanitklasten in Taschen und Linsen von einigen Meter Mächtigkeit auf. Die Matrix besteht aus grobkörnigem, Quarz- und Glimmer-reichem Sandstein von roter bis brauner Farbe.

Die Konglomerate sind massig und dick gebankt. An manchen Stellen ist eine Dachziegellagerung der Klasten erkennbar, welche Hinweise auf eine Paläoströmung aus Osten geben.

Die Einheit ist fossilfrei.

Die Untergrenze ist erosiv und diskordant direkt auf dem südalpinen Grundgebirge. Von Westen nach Osten zeigt die Einheit erhebliche Unterschiede in der Mächtigkeit von 0 bis 400 m.

Das Ablagerungsmilieu ist kontinental und kann fluviatilen Schotterfluren (*alluvial fan*) unter ariden Klimabedingungen zugeordnet werden. Die Evaporation spielte eine große Rolle und bewirkte, dass der Wasserlauf oftmals nicht das Meer erreichte, wodurch sich kontinentale Schwemmfächerapparate vom Typ Terminal Fan bildeten.

Unterperm *p.p.*

### 2.2.2. - Gröden-Formation (GAR)

Die Gröden-Formation tritt von Westen nach Osten am Nordhang des Lanzwiesenkopf/*Cima Prato Lungo*, Prager Berg und Golser Berg auf und erstreckt sich bis zur Bodenwiese bei der Ortschaft Rienz/*Rienza* in der Gemeinde Toblach orographisch links der Rienz. Weiter östlich ist sie diskontinuierlich von Toblach entlang der rechten Talflanke der Drau bis zum Wildbad Innichen/*Bagni di San Candido* im Sextnertal aufgeschlossen.

Die Gröden-Formation wurde von MASSARI *et alii* (1988, 1994) und MASSARI & NERI (1997a) in stratigraphischer und sedimentologischer Hinsicht beschrieben und schließlich durch NERI (2007a) für den Geologischen Dienst von Italien formalisiert. Gemäß diesen Autoren handelt es sich um kontinentale Red Bed Ablagerungen, die sich von der Lombardei bis nach Slowenien verfolgen lassen. Sie markieren den Beginn des permo-triassischen Transgressionszyklus. NERI (2007) stellt fest, dass im Osten des Etschtals - und somit auch im Bereich des Blattes Toblach - *die kontinentalen Red Beds der Gröden-Formation eng verzahnen mit der Bellerophon-Formation, die aus phosphathaltigen Evaporiten und Flachwas-serkarbonaten besteht.*

Die Gröden-Formation besteht aus roten bis rot-braunen, grob- bis feinkörnigen Sandsteinen (Feldspat-führende Litharenite und lithische Arkosen) sowie beigen bis grauen Siltsteinen. Gebietsweise können auch Mikrokonglomerate an der Schichtbasis auftreten, dagegen am Top finden sich feinkörnige Lithotypen bis hin zu Peliten, die meist rot gefärbt sind. Die Klasten bestehen vorwiegend aus metamorphem Quarz, seltener finden sich Gerölle von Phylliten und Glimmerschiefern.

Die dicken bis sehr dicken, gebankten Schichten sind massiv und amalgamiert oder zeigen eine grobe, schlecht definierte Lamination, seltener weisen sie eine Kreuzschichtung auf. Im oberen Bereich sind mitunter kalkhaltige Paläoböden zu erkennen.

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit schwankt zwischen 200 und 250 m.

Die Untergrenze ist parakondant zu CGS, bzw. im westlichen Blattbereich beim Lanzwiesenkopf diskordant direkt auf dem südalpinen Grundgebirge.

Das Ablagerungsmilieu der Gröden-Formation entspricht einer kontinentalen alluvialen Ebene, die durch verzweigte mäandrierende Kanäle und Küstenebenen gekennzeichnet war.

Oberperm *p.p.*

### 2.2.3. - Bellerophon-Formation (BEL)

ACCORDI (1956) unterteilt die Bellerophon-Formation in eine untere, evaporitische Einheit und eine obere, karbonatische Einheit, den sogenannten „Bel-

lerophonkalk“ von HÖRNES (1876) bzw. „*Calcarea a Bellerophon*“ von MERLA (1930a). Die Formation wurde in der Folge durch MASSARI *et alii*, 1994; MASSARI & NERI, 1997; NERI & POSENATO, 1999 und FARABEGOLI *et alii*, 2007 weitgehend neu bestimmt und durch NERI (2007b) formalisiert. Letzterer beschreibt in den östlichen Dolomiten drei Gesteinstypen, nämlich von unten nach oben:

- Unterschiedlich stark mergelig-siltige Dolomite in Wechsellagerung mit hellgrauen bis schwarzen Mergeln und Peliten, mit Makro- und Mikrofossilien eines eingegrenzten Ablagerungsmilieus (*Bakevellia sp.*, *Glomospira*, *Earlandia*);
- Sulfat-führende Evaporite (Gips, Anhydrit) von weißer Farbe, in Bänken von wenigen Dezimetern bis 4-5 Metern Mächtigkeit, mit paralleler Lamination im mm-cm-Bereich, die durch eine engständige Wechsellagerung von Gips-lagen und schwarzen Dolomiten und Mergeln entsteht;
- Dunkle Kalke in cm-dm-mächtigen Schichten mit welliger bis planarer Oberfläche, mitunter schwarze, mergelige Zwischenlagen. Sie bestehen vorwiegend aus bioklastischen Wackestones und Packstones, mit Lamelli-branchiaten, Ostrakoden, Kalkalgen und Foraminiferen. Örtlich finden sich dm-mächtige Niveaus aus hellen Dolomiten mit vertikalen Fossilstrukturen, die von MASSARI *et alii*, 1994 als Spuren von Wurzeln interpretiert wurden.

Die Bellerophon-Formation tritt in einem West-Ost gerichteten, durchgehenden Band im mittleren Abschnitt des Blattes Toblach auf: südlich der Lanzwiesenalm/*Malga Pratolungo*, an der Basis des Nordabhangs des Kühwiesenkopf/*Prà della Vacca*, in kleinen Aufschlüssen im Einschnitt des Riepanbaches/*Maso Burger* südlich vom Pragser Berg, an der Basis des Nellele/*Costa Nella* und südlich der Bodenwiese, im Mittelgebirge nördlich von Kalvarie/*Calvaria* und Gantraste/*Pausa Ganda*, südlich des Wildbads Innichen sowie entlang der Forststraße, die vom Sextnertal auf den Außergsell/*Monte Gasella di Fuori* hinaufführt.

Im Blattbereich Toblach bilden mikritische, fossilfreie Dolomite in cm-mächtigen, grauen und schwarzen, teils laminierten Schichten den stratigraphisch untersten Teil der Abfolge. Ihnen sind dunkle Mergel und Pelite mit seltenen, dünnen Lagen aus roten Siltsteinen eingeschaltet. Darüber folgt eine Wechsellagerung von hellgrauen, mikritischen Dolomiten und braunen, erdigen und örtlich löchrigen Dolomiten, die nach oben in dunkle Mergel und schwarze, stinkige Kalke (Wackestones) reich an Foraminiferen übergehen. Die beschriebenen Lithologien kommen typischerweise in Zehnermeter mächtigen Wechseln von jeweils festeren Bänken (schwarze Kalke und mikritische Dolomite) und weichen Niveaus (erdige Dolomite und Mergel) vor. Es fehlt die charakteristische Gips-führende, evaporitische Lithofazies, die in anderen Dolomitengebieten so prägend für diese Formation ist.

Die Schichtung ist regelmäßig ausgebildet und liegt im Bereich vom Zentimeter bis zu mehreren Dezimetern. Die Dolomite zeigen häufig eine Lamination im Millimeterbereich.

Die im Gelände kartierbare Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 150-200 m.

Die Untergrenze mit der Gröden-Formation ist selten aufgeschlossen, kann jedoch durch den deutlichen Farbwechsel von Rot zu Braun gut eingegrenzt werden. Der Übergang zwischen den Formationen ist graduell und durch eine heteropische Verzahnung gekennzeichnet. Auf wenigen Metern erfolgt der Übergang von den roten Peliten und Siltsteinen am Top der Gröden-Formation zu den grauen Peliten und schließlich grau-schwarzen, mikritischen Dolomiten der Bellerophon-Formation.

Der Fossilreichtum (vgl. LORETZ, 1874; STACHE, 1877, 1878; MERLA, 1930a; PIA, 1937; POSENATO, 1988, 1998) belegt eine Gastropoden-Makrofauna, allen voran die namensgebende Schnecke *Bellerophon*, daneben kommen Lamelli-branchiaten (*Aviculopecten*, *Towapteria*, *Permophorus*) und Cephalopoden (vorwiegend die Nautiloideen *Tirolonautilus crux*, *Metacoceras sp.*, *?Neocycloceras sp.*, *?Germanonautilus sp.*) vor. Es fehlen im Allgemeinen Ammoniten, wenn auch DIENER (1897) im Bereich der Sextner Dolomiten das Vorkommen von *Paracelites sextensis* beschreibt, ohne jedoch klare Hinweise über die Position innerhalb der Abfolge oder genaue Ortsangaben zu geben, sodass nachfolgende Untersuchungen diese Funde nicht bestätigen konnten. Am Top der Formation treten Brachiopoden (*Comelicania*) auf. Unter den Mikrofossilien finden sich Kalkalgen, Foraminiferen, Ostrakoden.

Der Ablagerungsraum der Bellerophon-Formation war gekennzeichnet durch Küstenebenen und flaches Subtidal unter semi-aridem Bedingungen. Im oberen Teil der Einheit belegen echte Kalkfazies den Übergang zu einer Meeresbucht. Subsidenzrate und mittlere Wassertiefe nehmen langsam von Westen in Richtung Osten zu.

Oberperm *p.p.* (*Changhsingium p.p.*)

#### 2.2.4. - Werfen-Formation (WER)

Die Werfen-Formation (PIA, 1937; BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; CASATI *et alii*, 1982; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; 1990; NERI & POSENATO, 1988; NERI, 2007c; NERI *et alii*, 2007; POSENATO, 2008b; HOFMANN *et alii*, 2015) tritt in einem West-Ost gerichteten, breiten Band auf und verläuft grob entlang der nördlichen Basis der Pragser und Sextner Dolomiten. Im Detail ist sie in folgenden Bereichen aufgeschlossen: am Fuß des Flatschkofel/*Col Vallaccia* nördlich des Jägerfalls/*Cascata dei Cacciatori*, im Bereich Maurerkopf/*M. Muro* - Hochalpenkopf/*Cima dei Colli Alti*, entlang des Kammes zwischen Pragser Berg und Kühwiesenkopf bis zur Burger Weggenalm/*Maso Castello*, im Talbodenbereich von Prags/*Braies* zwischen Innerprags/*Braies di Dentro* bzw. Neuprags/*Seminario* und Schmieden/*Ferrara di Braies*, im Abschnitt Nellele -



Badmeisterkofel/*Monte dei Bagni*, im Bereich Trogealm/*Malga Fontana* - Troge/*Maso Troghe*. Daneben tritt diese Formation am Nordhang des Neunerkofels/*Cima Nove* zwischen Baumgartner Kaser/*Malga Casera di Calvaria* - Gantraste - Haunoldköpfl/*Piccola Rocca dei Baranci* und auf dem Außergsell an der östlichen Grenze des Blattes Toblach auf.

Die Einheit besteht aus einer komplexen lithologischen Abfolge aus karbonatischen, terrigenen und gemischten Sedimenten.

Die Mächtigkeit erreicht insgesamt ca. 500 m.

Oberperm *p.p.* (*Changhsingium p.p.*) - Untertrias *p.p.* (*Olenekium p.p.*)

Im Gebiet des Kartenblattes Toblach wurde die Werfen-Formation in 7 Member unterteilt. In der Blattdarstellung im Maßstab 1:50.000 werden hingegen drei informelle Einheiten dargestellt. Im Vergleich zu den im westlichen Dolomitengebieten auftretenden, klassischen Abfolgen mit insgesamt 10 Membern (NERI, 2007c) sind folgende bedeutende Unterschiede anzumerken:

- Es fehlt das Tesero-Member, bzw. das oolithische Niveau mit variabler Mächtigkeit von einigen Metern bis Zehnermetern, welches im Dolomitenraum den Übergang aus der unterlagernden Bellerophon-Formation darstellt. Nur selten kann man einige dm-mächtige oolithische Lagen erkennen, die nicht ausreichen, um dieses Niveau zu bestimmen.
- Es fehlt das Andraz-Member, wodurch die Member Mazzin und Seis direkt übereinander liegen und aufgrund der Ähnlichkeiten in Lithologie und Faziesausbildung nur sehr schwer auseinander zu halten sind.

#### 2.2.4.1. - Mazzin- und Seis-Member (WER<sub>2,4</sub>)

Diese Sequenz ist im gesamten Aufschlussbereich an der Basis der Prager und der Sextner Dolomiten vorhanden. Man erkennt sie durch das Vorkommen von grauen bis dunkelgrauen, bioklastischen Kalken (Wackestones) und Kalkareniten (Grainstones) mit Ostrakoden und Lamellibranchiaten in cm- bis dm-dicken, regelmäßigen Schichten. Diese Schichten können nach oben Einschaltungen von stark bioturbaten, grauen siltigen Kalken (Mazzin-Member, WER<sub>2</sub>) aufweisen. An der Basis treten örtlich und selten oolithische Kalkarenite in dm-mächtigen Lagen auf.

Im oberen Bereich (Seis-Member, WER<sub>4</sub>) kommen Wechsellagerungen aus grau-beigen, mikritischen und auch mergeligen Kalken (Mudstone-Wackestone) und grauen bis rötlichen Mergeln vor. Örtlich gehen diese in oolithisch-bioklastische, rötliche Kalkarenitlagen mit Megagastropoden über. Nach oben folgen rote und graue Sandsteine in amalgamierten Schichten mit Bioturbation (*burrows*) vom Typ *Diplocraterion*.

Die Untergrenze mit der Bellerophon-Formation ist scharf und wird durch das Auftreten von den ersten, dünnen Kalkarenitlagen definiert, welche die Mikrite ersetzen. Mit der Lupe gut erkennbar fehlt nun die üppige Fauna an Makroforaminiferen. Am Übergang wechselt die Gesteinsfarbe von schwarz zu grau. Außerdem fehlt beim Zerbrechen nunmehr der typisch stinkige Geruch der unterlagernden Bellerophon-Formation. Im Gelände und auf den ersten Blick ist die Unterscheidung zwischen den untersten Schichten der Werfen-Formation und den schwarzen Kalken der Bellerophon-Formation allerdings nicht immer leicht.

Das Fehlen des dolomitisch-evaporitischen Andraz-Members und das Fehlen eines eindeutigen lithologischen Wechsels zwischen Mazzin-Member und Seis-Member ermöglicht keine klare Abgrenzung.

An Fossilien findet man Ostrakoden und Lamellibranchiaten, darunter *Lingula* und *Claraia wangi-griesbachi* im unteren Teil, *Claraia clarai* im mittleren Abschnitt und *Claraia aurita* im oberen Teil.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch Schelf und Meeresboden, der durch den „normalen“ Wellengang (*fair-weather wave base*) nicht mehr beeinflusst wurde, jedoch bei Sturmereignissen mehrfach umgelagert wurde. Nach oben geht der Ablagerungsraum in eine inter-supratidale Ebene über.

#### 2.2.4.2. - Gastropodenoolith und Campill-Member (WER<sub>5-6</sub>)

Diese zwei Member sind entlang des gesamten Nordhanges der Pragser und Sextner Dolomiten aufgeschlossen.

Es handelt sich um graue, mergelige Kalke in Mehrzentimeter bis Mehrdezimeter dicken, laminierten Schichten, die mit den typischen, roten Kalkarenitlagen (Packstone - Grainstone) mit Oolithen und Mikrogastropoden (*Gastropodenoolith* AUCT., LEPSIUS, 1876; WITTEMBERG, 1908) wechsellagern. Die Kalkarenite treten mit sehr geringer Mächtigkeit (im dm-Bereich) auf (Abb. 12a). Nach oben kann man graue, sandige Kalke und laminierte, kalkzementierte Sandsteine beobachten. Nahezu durchgehend finden sich 10 bis 50 cm mächtige Lagen des sogenannten „Koken'schen Konglomerates“, einer Brekzie aus cm-großen Klastern in einer Matrix aus teils bioklastischen Kalkareniten. Die Klaster zeigen häufig eine Dachziegellagerung und bestehen fast ausschließlich aus ockergelben bis rötlich-braunen, mergeligen Kalken. Die obenbeschriebene Abfolge wird dem Gastropodenoolith (WER<sub>5</sub>) zugeschrieben und beinhaltet somit auch das Konglomerat von Koken, welches im Kartenblatt Asiago dem Dach des darunterliegenden Seis Member zugeordnet wird.

Nach oben folgen Glimmer-reiche Sandsteine und Siltite von rot-brauner Farbe, in Dezimeter bis Meter dicken Bänken mit paralleler Lamination bzw. mit Kreuzschichtung. Sie wechseln mit roten, siltigen Mergeln mit seltenen Einschäl-

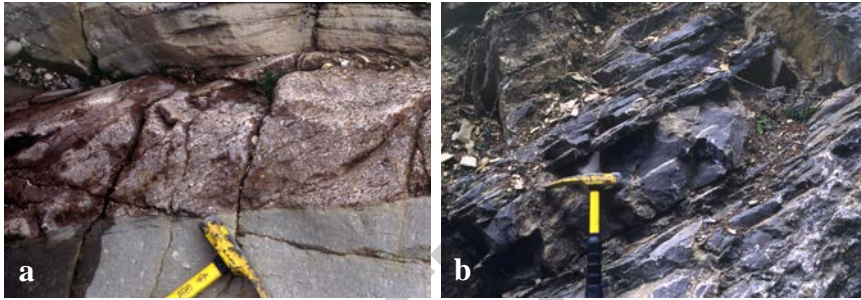


Abb. 12 - Werfen-Formation: a) rote, oolithische Kalkarenite im Wechsel mit mergeligen Kalcken an der Basis des *Gastropodenooliths*; b) grau-bläuliche, mikritische Kalcke des Val Badia-Member.

tungen von grauen, gradierten und laminierten, bioklastischen Kalkareniten. Diese Sequenz kann dem Campill-Member (WER<sub>6</sub>) zugeordnet werden.

Sofern aufgeschlossen, ist die Untergrenze zu WER<sub>4</sub> scharf und durch das Auftreten von subtidalen Fazies mit bioklastischen Kalkareniten (*shoreface*) über den inter- bis supratidalen, roten Peliten gekennzeichnet. Im Gegensatz zu den klassischen Aufschlussgebieten in den zentralen und westlichen Dolomiten, bildet der *Gastropodenoolith* im Blattbereich Toblach nicht die typisch hervorsteckenden Wandprofile.

Es kommen wenige und schlecht erhaltene Fossilien vor, darunter *Eumorphotis hinnitidea* und am Top *Costatoria subrotunda*.

Der Ablagerungsraum entspricht einer marinen Plattformrampe oberhalb der Wellenbasis mit möglicher anschließender, subaerischer Freilegung.

#### 2.2.4.3. - Val Badia-, Cencenighe- und San Lucano-Member (WER<sub>7,9</sub>)

Diese Member bilden eine rund hundert Meter hohe Felswand (Val Badia- und Cencenighe-Member) über der leichter erodierbaren, terrigenen Fazies des unterlagernden Campill-Members. Darüber folgt eine unterschiedlich ausgedehnte Verebnung im Bereich des San Lucano-Member. Die bedeutendsten Aufschlüsse dieser Einheit treten östlich des Kühwiesenkopfs, bei der Burger Weggenalm, im Bacheinschnitt nördlich von Bad Altrags/*Bagni di Braies Vecchia*, und im Einschnitt nördlich des Suiskopfs/*M. Sues* auf. Im östlichen Sektor finden sich diese Member gut aufgeschlossen am Nordhang des Neunerkofels, bei Gantraste und im Bacheinschnitt bei der Steinalpe/*Alpe del Sasso* (Innerfeldtal/*Valle di Campo di Dentro*).

Es handelt sich um graue, laminierte, bioklastische Kalkarenite, grau-bläuliche mikritische Kalcke, graue bis beigefarbene mergelige Kalcke sowie beigefar-

bene und rote laminierte, siltige Mergel. An der Basis ist die Schichtung deutlich ausgebildet, aber aufgrund der kompakten, wandbildenden (Abb. 12b), überwiegend kalkigen Lithologien (WER<sub>7</sub>) im Gelände nicht leicht auszumachen. Im oberen Bereich finden sich Mergel und Siltite sowie untergeordnete Sandsteine mit eingeschalteten Mikriten, laminierte Kalklutite und Lagen von stark laminierten Kalkareniten, die nach oben zunehmend bioturbat gestört sind (Spuren von Sedimentfressern). Es fehlen die ansonsten charakteristischen Ooidbarren-Fazies des Cencenighe-Members (WER<sub>6</sub>). Die Schichten sind Dezimeter bis Meter dick und werden durch die unterschiedliche Erosionsbeständigkeit von terrigenen und kalkigen Lagen hervorgehoben. In den östlicheren Bereichen des Blattes Toblach sind am Top des Cencenighe-Members rote Sandsteine eingeschaltet, die den Übergang zu den nachfolgenden Sedimenten des San Lucano-Members einleiten. Dieses ist durch weinrote und örtlich grüne Siltite und Pelite mit seltenen, cm-mächtigen Einschaltungen von gelblichen, löchrigen Dolomiten und feinkörnigen Sandsteinen in dm-mächtigen Lagen gekennzeichnet. An den gut exponierten und erreichbaren Aufschlussprofilen wurden im oberen Teil auch rötliche Siltite mit deutlichen Trockenrissen (*mud cracks*) beobachtet. Die dünnen Schichten zeigen an der Oberseite Wellenrippeln.

Als häufigste Fossilien finden sich *Dinarites*, *Tirolites cassianus*, *Neoschizodus* sp., *Eumorphotis* sp., *Turbo*, *Natiria costata*, *Costatoria costata* und *Turbo rectecostatus*.

Die Untergrenze mit WER<sub>5-6</sub> ist scharf und durch das Auftreten von ersten Kalkbänken sowie einen Farbwechsel von Rot nach Graubeige gekennzeichnet. Innerhalb von WER<sub>7-9</sub> sind die Übergänge meist graduell, es wurden keine abrupten lithologischen Wechsel festgestellt, wie sie z.B. aus anderen Gebieten bekannt sind.

Die Sedimentation erfolgte über der Wellenbasis im Bereich einer äußeren bis inneren Plattform bis hin zu Bereichen mit subaerischer Exposition.

### 2.2.5. - Unterer Sarldolomit (SLI)

Es handelt sich um eine kalkig-dolomitische Einheit, die erstmals in den Pragser Dolomiten von PIA (1937) beschrieben und als „Unterer Sarldolomit“ bezeichnet wurde. Die Bezeichnung von Pia wurde über die Jahre beibehalten, wenn auch die Einheit durch verschiedene Autoren (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; CASATI *et alii*, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000; VENTURINI *et alii*, 2006; NERI *et alii*, 2007) überarbeitet worden ist. Diese Einheit steht für einen gleichförmigen paläogeographischen Raum im Südalpin und kommt im gesamten Dolomitengebiet vor. Außerdem

wird sie mit der *Carniola di Bovegno* weiter im Westen und der Lusnizza-Formation (bzw. Lusnizza-Member) weiter im Osten gleichgesetzt. Der Untere Sarldolomit entspricht erstmals dem Aufbau von Karbonatplattformen nach der gemischt terrigen-karbonatischen Sedimentation der Werfen-Formation (GIANOLLA *et alii*, 1998; STEFANI *et alii*, 2010).

Der Untere Sarldolomit tritt von Westen nach Osten an der nördlichen Basis von Flatschkofel, Maurerkopf und Hochalpenkopf auf, weiters wenig nördlich des Kühwiesenkopfs, bei Innerprags (Burger Weggenalm), am Nordhang des Aschtspitz/*M. Riva*, im Bereich zwischen Neuprags und Bad Altprags, an der Nordflanke des Suiskopfs, im Bacheinschnitt bei der Trogealm, auf beiden Talseiten über dem Toblacher See/*Lago di Dobbiaco*, etwas unterhalb von Kalvarie, bei Gantraste und Haunoldköpfl/*Piccola Rocca dei Baranci* und am Außergsell.

Die klassische Dolomitfazies besteht aus weißlichen oder hellgrauen, aphanitischen Dolomikriten, mitunter Dolomiten mit Fenestergefügen und stromatolithischer Lamination, Dolomitlagen mit vorwiegend Onkoiden und Peloiden. Daneben kommen mm-dicke, grünliche und rötliche Pelitlagen vor, welche die Dolomitschichten unterstreichen. Die Schichtung ist regelmäßig und liegt meist im Dezimeterbereich, mitunter treten Meter mächtige, amalgamierte Schichtbänke auf. Auf den Schichtflächen finden sich häufig Stylolithen. Die beschriebenen Lithologien treten in peritidalen Zyklen vom Typ *shallowing-upward* auf. Es überwiegen subtidale bis peritidale Fazies, seltener kommen supratidale Fazies vor.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 70 m.

Die Untergrenze mit dem Lusnizza-Member ist scharf und parakonkordant.

Der Fossilgehalt ist gering. An Fossilien findet man *Natiria costata*, *Bakevelia costata*, Foraminiferen der Gattungen *Glomospirella* und *Meandrospira* (*M. gigantea*, *M. dinarica*) und Algen.

Der Ablagerungsraum war geprägt von einer karbonatischen Gezeitebene mit mäßiger Energie und einer geringen Differenzierung des Milieus (FARABEGLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000).

Oberes Olenekium - Unteranisium

#### 2.2.5.1. - Lusnizza-Member (SLI<sub>1</sub>)

Das Lusnizza-Member stellt den unteren Abschnitt der Formation dar und besteht aus einer karbonatischen Abfolge aus siltigen Dolomiten und Zellendolomiten. Richtung Osten nimmt die Mächtigkeit und Ausdehnung dieser Abfolge zu, sowohl im Blatt Toblach, als auch generell in den Südalpen (ASSERETO *et alii*, 1968; PISA, 1974; CASATI *et alii*, 1982; VENTURINI *et alii*, 2006), wo sie komplett die klassische peritidale Dolomitfazies des Unteren Sarldolomits verdrängt. Im

Blatt Toblach kann das Lusnizza-Member trotz schlechter Aufschlussverhältnisse recht kontinuierlich von Westen nach Osten verfolgt werden. Die größte Mächtigkeit wird im Osten des Höhlensteintals/*Valle di Landro*, von der Basis des Neuerkofels bis zum Außergsell erreicht.

Es handelt sich vorwiegend um grau-grünliche bis gelbliche, siltige Dolomite mit dünnen Zwischenlagen von Siltiten und Zellendolomiten in Wechsellagerung mit laminierten, roten und grünlichen Siltiten und Peliten. Man erkennt Bioturbation, Niveaus mit Tepee-Strukturen sowie Wellenrippeln, vermehrt im stratigraphisch höchsten Abschnitt.

Die Mächtigkeit beträgt 30-50 m in den östlichen Bereichen des Blattes Toblach, Aufschlüsse in den übrigen Gebieten schwanken zwischen 15 und 50 m Mächtigkeit (vgl. ZÜHLKE, 2000).

Die Untergrenze mit dem San Lucano-Member (WER<sub>0</sub>) der Werfen-Formation ist graduell.

An Fossilien wurden nur Lamellibranchiaten beobachtet. Die auftretenden Fazies zeigen eine sub-intertidale bis supratidale, weite Gezeitebene mit karbonatischer Sedimentation, lokal sind noch Anzeichen von Evaporation und terrigen-tonigen Einträgen zu erkennen.

#### *PALÄO GEOGRAPHISCHE DIFFERENZIERUNG IM ANIS*

Im Blattbereich Toblach und insbesondere in den Pragser Dolomiten ist die anisische Abfolge der Dolomiten besonders eindrucksvoll gegliedert abgeschlossen. Wie MOJSISOVICS bereits 1879 feststellte und in jüngeren Jahren von DE ZANCHE *et alii* (1992; 1993) bestätigt wurde, kann die Sequenz grundsätzlich mit jener von *Recoaro* gleichgestellt werden.

Die anisischen Abfolgen der Pragser Gegend wurden in zahlreichen Arbeiten untersucht, erstmals durch PIA (1937) im Rahmen einer geologischen Abhandlung zur gesamten Region („Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol“). Dabei wurde die anisische Schichtabfolge ausführlich behandelt und die folgenden Einheiten neu eingeführt:

- Unterer Sarldolomit;
- Pragser Schichten, terrigene und terrigen-karbonatische Beckenablagerungen mit anisischem Alter;
- Oberer Sarldolomit, anisische Plattformeinheiten;
- Obere Peresschichten, kontinentale Konglomerateinschaltungen im Oberen Sarldolomit. Im Text erwähnt der Autor weitere Konglomeratlagen, die in den sogenannten Unteren Peresschichten zusammengefasst wurden (siehe PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE *et alii*, 1992).

Die Abhandlung von PIA beinhaltet unter anderem ein Schema zu den stratigraphischen Verhältnissen der anisischen Einheiten (Abb. 13) mit den lateralen

Unterkreide	Mergel		
Oberjura	Rote Kalke		
Lias u. Rhät	Verena - Dachsteinkalk		Oberer Hauptdolomit
Norium			Hauptdolomit
Karnium	Plätzwiesschichten		Dürrensteindolomit
Ladin	Cassianer-Schichten		Schlerndolomit
	Wengener-Schichten		
	Buchensteiner Sch.		
Anisium	Pragser Schichten		Oberer Sarldolomit
			Unterer Sarldolomit
Skyth	Werfener-Schichten		
Perm	Bellerophonkalk		
	Grödener Sandstein		
Kristallin	Quarzphyllit		

Abb. 13 - Schema der stratigraphischen Verhältnisse in PIA (1937). In dieser Arbeit wurden lithostratigraphische Einheiten neu eingeführt, die einen großen Einfluss auf die Bezeichnung der Schichtglieder der Dolomiten haben sollte..

	Pia (1937)	Bechädt & Brandner (1970)	De Zanche et alii (1992)	Senowbari-Daryan et alii (1993)	Gianolla et alii (1998)	Foglio 016 "Dobbiaco"
	Braies Dolomites	Braies Dolomites	W-Braies Dolomites	W-Braies Dolomites	Braies Dolomites	
	Schlern Dm. Buchensteiner Sch.)	Schlern Dm. Buchensteiner Sch.)	Sciliar Dm. Livinallongo Fm.)	Schlern Dm. Buchenstein Fm.)	Sciliar Dm. Livinallongo Fm.)	Sciliar Fm. Buchenstein Fm.)
Pragser Schichten	Oberer Sarldolomit	Oberer Sarldolomit	Contrin Fm.	Contrin Fm.	Ambata Fm. Contrin Fm.	Ambata Fm. Contrin Fm.
	Oberer Peresschichten	Annulassimakalke Obere Peresschichten	Morbiac dark Lms. Richthofen Cgm.	Morbiac dark Lms. Richthofen Cgm.	Morbiac dark Lms. Richthofen Cgm.	Morbiac Lms. Richthofen Cgm.
		Riffkalke	Upper Serla Fm.	Upper Serla Fm.	Upper Serla Fm.	Upper Serla Fm.
	Oberer Sarldolomit	"siltige Mergel und Knollenkalke"	Recoaro Lm.	Dont Fm.	Recoaro Lm.	Dont Fm.
	Untere Peresschichten	Deltaschüttung Mittlere Peresschichten	Algenwellenkalke Voltago Cgm.	Agordo Fm. Voltago Fm.	Dont Fm. Voltago Fm.	Dont Fm.
Unterer Sarldolomit	Unterer Untere Peresschichten	Gracilis Fm. Piz da Peres Cgm.	Gracilis Fm. Lower Serla Dolomite Piz da Peres Cgm.	carbonate platform Gracilis Fm. Piz da Peres Cgm.	M. Rite Fm. Gracilis Fm. Coll'Alto d. Lm. Piz da Peres Cgm.	
Werfener Schichten	Werfener Schichten	Werfener Fm.	Werfener Fm.	Werfener Fm.	Werfener Fm.	

Abb. 14 - Vergleich der verwendeten Nomenklatur unterschiedlicher Autoren, um die komplexe anisische Schichtabfolge des Gebietes zu beschreiben.

Beziehungen zwischen Plattform- und Beckenablagerungen, welches im Großen und Ganzen noch heute Gültigkeit besitzt.

Unter den nachfolgenden Arbeiten sticht die Untersuchung von BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) hervor, worin das stratigraphische Grundgerüst von PIA (1937) deutlich ausgebaut und die Bezeichnungen angepasst wurden. So erkannten die Autoren die Bedeutung der untersten Konglomeratlagen, die als „Untere Pereschichten“ bezeichnet wurden, wodurch die „Unteren Pereschichten“ von PIA (1937) zu den „Mittleren Pereschichten“ wurden. Daneben wurde eine neue Karbonatplattform-Einheit („Algenwellenkalk“) eingeführt, die noch vor dem Oberen Sarldolomit abgelagert wurde.

Eine Überarbeitung der anisischen Lithostratigraphie in den Prager Dolomiten erfolgte durch DE ZANCHE *et alii*, (1992), mit einer abgewandelten Gliederung gegenüber BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) oder CASATI *et alii* (1982). Vor allem wurde die Nomenklatur an jene der östlichen Südalpen angepasst. Dieser Ansatz wurde mit kleineren Abweichungen auch von anderen Autoren aufgegriffen (z.B.: SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; RÜFFER & ZÜHLKE, 1995; ZÜHLKE, 2000). Mit Hilfe der Sequenzstratigraphie konnte mehr Ordnung in die komplexe anisische Lithostratigraphie gebracht werden (Abb. 10). So konnten die anisischen Abfolge über dem Unteren Sarldolomit von DE ZANCHE *et alii* (1992; 1993) den folgenden vier Haupt-Ablagerungszyklen zugeteilt werden (siehe auch NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010):

*Sequenz An 2 (Bithynium p.p.):* Diese Abfolge umfasst an der Basis das Piz da Peres Konglomerat, darüber die Gracilis-Formation und die Dunklen Kalke von Coll'Alto sowie mit den Kalken verzahnend die Karbonatplattform der Monte Rite-Formation (BOSELLINI *et alii*, 2003; NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010).

*Sequenz An 3 (Bithynium p.p. - ?unterstes Illyrium):* Diese Abfolge umfasst das Voltago-Konglomerat, den Recoaro-Kalk, den Oberen Sarldolomit und das entsprechende Beckenäquivalent dieser Einheiten (Dont-Formation *p.p.*). Im Blatt Toblach tritt das Voltago-Konglomerat nicht auf, es ist aber knapp westlich im Gebiet des Piz da Peres aufgeschlossen (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993).

*Sequenz An 4 (Illyrium p.p.):* Diese Abfolge umfasst das Richthofenkonglomerat und die anschließenden Formationen Morbiac und Contrin. Die entsprechenden Beckenabfolgen bestehen aus dem oberen Abschnitt der Dont-Formation und den Formationen von Monte Bivera und Ambata (*p.p.*).

*Sequenz An 5 (Illyrium p.p.- Fassanium p.p.):* Diese Abfolge umfasst die ersten Ablagerungen der großen Karbonatplattform der Schlern-Formation, bzw. in Beckenfazies den oberen Abschnitt der Ambata-Formation sowie die Buchenstein-Formation.

Bei der Kartierung des Blattes Toblach wurde dieselbe stratigraphische Unterteilung wie von NERI *et alii* (2007) beim Blatt 029 „Cortina d'Ampezzo“ ver-



wendet (Abb. 14), mit dem Vorteil einer konformen Nomenklatur wie in anderen Bereichen der Südalpen (z.B., FARABEGOLI *et alii*, 1977; 1985; CASATI *et alii*, 1982; BLENDINGER, 1983; DE ZANCHE, 1990; DE ZANCHE *et alii*, 1993; STEFANI *et alii*, 2010), bzw. in Übereinstimmung mit den jüngeren Kartierungen im Rahmen des Projekts CARG, sowohl im Bereich der Dolomiten, als auch außerhalb davon (VENTURINI *et alii*, 2006; AVANZINI *et alii*, 2007; 2010; 2012; BARBIERI & GRANDESSO, 2007).

#### 2.2.6. - Piz da Peres-Konglomerat (PPS)

Diese Einheit wurde von DE ZANCHE *et alii* (1992) eingeführt und entspricht der konglomeratischen Fazies innerhalb des Unteren Sarldolomits von PIA (1937), bzw. den Unteren Pereschichten von BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970. Diese Einheit kann mit einem Teil des Voltago-Konglomerats von PISA *et alii* (1979) korreliert werden.

Die Einheit tritt nur an der Basis von Flatschkofel, Maurerkopf und Hochalpenkopf auf und verschwindet im Osten des Kühwiesenkopfs (vgl. SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000).

Das Piz da Peres-Konglomerat besteht aus vorwiegend gerundeten Geröllen mit maximalem Durchmesser von wenigen Dezimetern. Weiter westlich, knapp außerhalb des Blattes Toblach, kommen auch Brekzien mit einer Matrix aus kalkigen und quarzreichen Sandsteinen vor, zudem rötliche Siltite und Pelite in Sequenzen vom Typ *fining upward*. Nach oben hin treten sandige Dolomite und Dolosiltite sowie Pelite auf (Abb. 15). Die Klaster des Piz da Peres-Konglomerats bestehen hauptsächlich aus dolomitischen Geröllen aus dem Unteren Sarldolomit und jüngeren Membern der Werfen-Formation.

Die Konglomerate treten in Mehrmeter dicken Bänken auf und zeigen oftmals eine erosive Untergrenze. Die Schichtung ist deutlich feiner in den Siltiten, Peliten und Dolomiten, wo auch planparallele Lamination und Kreuzschichtung sowie Wellenrippeln auftreten.

Die Mächtigkeit beträgt rund 20 m im Westen beim Flatschkofel und dünnt nach Osten hin aus, ab dem Kühwiesenkopf verschwindet diese Einheit.

Die Untergrenze ist erosiv zum Unteren Sarldolomit. Der Kontakt ist meist planar ausgebildet, man findet aber auch Meter große Erosionstaschen, z.B. im Bereich des Piz da Peres, knapp westlich der Blattgrenze.

In dieser Formation wurden keine Fossilien gefunden.

Die Einheit geht auf ein fluviatiles (*braided*) oder Flussdelta-Küsten-Milieu zurück bis hin zu einem randmarinen Ablagerungsraum (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000).

Unteranisium (Aegeum? - Bithynium *p.p.*)



Abb. 15 - *Piz da Peres-Konglomerat*: Meter-mächtige Konglomeratlagen, an der Basis des Hanges von Maurerkopf/M. Muro.

### 2.2.7. - *Gracilis-Formation (GLS)*

Die *Gracilis-Formation* wurde von TORNQUIST (1901) eingeführt und von BARBIERI *et alii* (1980) im Gebiet von *Recoaro* überarbeitet. Sie kann im gesamten südalpinen Raum ausgemacht werden (DE ZANCHE *et alii*, 1993; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; NERI *et alii*, 2007; AVANZINI *et alii*, 2010; 2012).

Diese Einheit ist im Blattbereich an Felswänden oder Hangbereichen zwischen 1.950 und 2.100 m Meereshöhe zu erkennen, entlang der Basis von Maurerkopf - Hochalpenkopf - Kühwiesenkopf, am Hang im Süden von Neuprags, beim Schadebach/*Rio Schade*, im Bereich des Aschtspitz, im Osten von Bad Altprags und an der Basis der Nord- und Ostflanke des Sarlkofels/M. *Serla*.

Es handelt sich um Dolomite, siltige Dolomite und helle bioklastische Kalksiltite mit grünlich bis rosaroter Färbung am frischen Bruch, wechsellagernd mit Siltiten und quarzreichen, Glimmer-führenden Sandsteinen. Daneben finden sich bioklastische Dolomite (häufig mit Sturmlagen), Dolowackestones und Brekzien mit plattigen dolomitierten Klasten (vgl. ZÜHLKE, 2000). Die Schichtung ist deutlich ausgebildet und durch parallele bis leicht wellige Schichtflächen gekennzeichnet. In den bis dm-mächtigen Sandsteinlagen kann man eine erosive Untergränze und eine flachwinkelige Kreuzschichtung erkennen.

Die Einheit fehlt im östlichen Bereich ab dem Gsellknoten und erreicht im

restlichen Blattgebiet bis zu 120 m an Mächtigkeit.

Die Untergrenze ist scharf und parakongordant mit dem Unteren Sardo-  
lomit (SLI), seitlich verzahnende Grenze und schneller Übergang zum Piz da Pe-  
res-Konglomerat (PPS).

Der Fossilgehalt umfasst Lamellibranchiaten, Gastropoden, Crinoiden und  
Algen der Familie Dasycladaceae (*Oligoporella/Physoporella*). Im Südosten des  
Kühwiesenkopfs wurde in einer Sturmlage ein Ammonit gefunden, der *?Nico-*  
*medites* sp. zugeordnet wurde, wodurch das bithynische Alter der Formation be-  
stätigt wird.

Der Ablagerungsraum der Gracilis-Formation war geprägt durch eine karbo-  
natische Monoklinalrampe (Lagunenfazies bis mittleren Rampe) mit geringem  
terrigenem Materialeintrag.

Unteranisium (Bithynium *p.p.*)



Abb. 16 - Taleinschnitt orogra-  
phisch links des Toblacher Sees/  
Lago di Dobbiaco. Übergang  
zwischen hellen Dolosiltiten und  
bräunlichen Siltiten der Graci-  
lis-Formation und den dunklen  
Kalken und Kalkareniten der  
sogenannten Dunklen Kalke von  
Coll'Alto. Am oberen Bildrand  
sieht man die Plattformbildungen  
der M. Rite-Formation.

### 2.2.7.1. - Mergel, mergelige Dolomite und Zellendolomite (GLS<sub>a</sub>)

Im Osten des Höhlensteintals geht die Hauptformation über in bräunlich-graue, mergelige Dolomite mit erdigem und oft brekziertem Aussehen, mit richtigen löchrigen Niveaus, die dem Gestein ein schwammiges Erscheinungsbild verleihen. Daneben treten festere Lagen von dunklen, meist mikritischen und gut geschichteten Dolomiten mit stromatolithischer Lamination auf. Diese Untereinheit tritt in einem Band zwischen 1.500 und 2.000 m Meereshöhe zwischen Kalvarie, Gantraste und Haunoldköpfl auf.

Die Ablagerung dieser Fazies erfolgte in einer Gezeitebene mit karbonatischer Sedimentation unter sub-intertidalen bis supratidalen Bedingungen, örtlich mit evaporitischen Ereignissen und weiterhin feinkörnigem, terrigenem Materialeintrag. Es handelt sich um eine ähnliche Lithofazies wie das ältere, weiter oben beschriebene Lusnizza-Member. Oftmals sind diese beiden Einheiten nur durch eine dünne Lage (wenige Meter) von kompakten, geschichteten Dolomiten getrennt.

### 2.2.8. - Dunkle Kalke von Coll'Alto (FCL)

Der Name geht auf das Member *Calcari scuri di Coll'Alto* von PISA *et alii* (1979) zurück und wurde von NERI *et alii* (2007) übernommen.

Diese Formation ist nur im östlichen Bereich des Blattes Toblach vom Sarkofel bis zum Außergsell aufgeschlossen, bzw. an einigen Erosionsstellen und Felswänden zu erkennen.

Es handelt sich um dunkle, mikritische, leicht stinkende Kalke (Wackestones), bioklastische Kalkarenite (Packstones) aus Algen und Crinoiden mit untergeordneten, dunklen, pelitischen Einschaltungen. Örtlich treten dunkle Kalke (Wackestone - Packstone) mit schwarzen Kieselknollen sowie Kalkarenite mit Algen in massigen, bis Meter mächtigen Bänken auf.

Die Schichtung ist deutlich im Zentimeter bis Mehrzentimeter-Bereich ausgebildet und zeigt planparallele bis wellige Schichtflächen.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 100 m.

Die Untergrenze ist graduell und seitlich verzahnend mit der Gracilis-Formation (Abb. 16), hingegen scharf zum Lusnizza-Member in den östlichen Blattbereichen.

Der Fossilgehalt umfasst Algen der Familie Dasycladaceae (*Physoporella pauciforata*, *Macroporella alpina*, *Diplopora* sp., *Aciculella* sp.), Foraminiferen, Ostrakoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Reste von Stachelhäutern.

Der Ablagerungsraum war geprägt durch eine Karbonatrampe unter der „normalen“ Wellenbasis.

Unteranisium (*Bithynium p.p.*)

### 2.2.9. - Monte Rite-Formation (NTR)

Diese Formation wurde im Detail bereits in den Erläuterungen des Blattes 026 „Cortina d'Ampezzo“ (NERI *et alii*, 2007) beschrieben. Es handelt sich um eine karbonatische Einheit, meist mikrobialithisch mit Mounds oder echten Algenmatten, aufgebaut aus Algen, Foraminiferen und *Tubiphites*. Die Algenplattform versinkt anschließend teilweise und wird durch die Dont-Formation überlagert, in anderen Bereichen bleibt ein strukturelles Hochgebiet erhalten und man geht direkt in die nachfolgenden anisischen Plattformeinheiten über.

Diese „Plattform“ stellt zum ersten Mal nach der biologischen Perm/Trias-Krise das erneute Wiederaufkommen von Gerüstbildnern dar (BOSELLINI *et alii*, 2003; NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010) und geht damit den in der Literatur bekannten Gerüstbildnern (SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993) um einige Ammonit-Biozonen voraus.

Im Bereich von Prags und Sexten fällt die M. Rite-Formation zum Teil mit dem „Hauptdiploporenkalk“ und zum Teil mit den „Algenwellenkalken“ von BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) zusammen. Sie entspricht der sogenannten *not yet defined carbonate platform* von DE ZANCHE *et alii* (1993; 1995) und GIANOLLA *et alii* (1998).

Dieser Karbonatkörper kann im ganzen Kartenblatt verfolgt werden. Er tritt wenig über der Basis entlang von Flatschkofel - Maurerkopf, am Kühwiesenkopf, entlang der Nordflanke des Aschtspitz auf. Diese Einheit baut den Allwartstein und den Suiskopf auf. Daneben tritt die Formation an der Basis von Lungkofel/*M. Lungo*, Sarlkofel, Nock/*Il Dosso*, Schmiedenkofel/*M. della Ferrara* sowie an der Basis von Neunerkofel, Gantkofel, Haunoldköpfl und Gsellknoten auf.

Die Einheit besteht aus hellgrauen Dolomiten und dolomitischen Kalken, Kalkareniten und Kalkruditen aus Algen und Brachiopoden; lokal finden sich mikrobialithische Algenmounds im Hundertermeterbereich. Die Mehrdezimeter bis mehrere Zehnermeter dicken Schichten sind oftmals zu massigen Bänken verschweißt.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 200 m.

Die Untergrenze ist graduell und lateral verzahnend sowohl mit der Gracilis-Formation, als auch mit den dunklen Kalken von Coll'Alto.

An Fossilien findet man Algen der Familie Dasycladaceae (*Physoporella pauciforata*, *Macroporella alpina*, *Diploporella* sp., *Aciculella* sp.), Foraminiferen, Reste von Stachelhäutern, Ostrakoden, Gastropoden und Brachiopoden.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch die Rampe einer offenen Karbonatplattform mit der Besiedelung und dem Wachstum von Gerüstbildnern.

Unteranisium (*Bithynium p.p.*)

### 2.2.10. - *Dont-Formation* (DON)

Diese Formation wurde erstmals von MOJSISOVIC (1882) mit der Bezeichnung „Dontkalk“ eingeführt, um eine terrigen-karbonatische Beckenabfolge unterhalb der „Trinodosus Schichten“ zu beschreiben. Sie entspricht dem größten Teil der „Prager Schichten“ von PIA (1937), einem Teil dem *Strati a Trinodosus* von LEONARDI (1967), bzw. den „Prager Mergelsiltiten“ von BECHSTÄDT & BRANDNER, (1970) und den „Braunen, mergeligen Kalken“ von ASSERETO (1971). PISA (1972a, b) beschrieb eine bunte, mergelig-kalkige Einheit der Karnischen Alpen, die zwischen zwei Karbonatplattformen eingeschlossen ist und bezeichnete sie als *Calcare e marne varicolori*. Später unterteilte der Autor diese Kalke in zwei Untereinheiten, die Dont-Formation an der Basis und die Monte Bivera-Formation darüber. In der Folge wurde die Einheit weiter überarbeitet (ASSERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; BALINI, 1993; BALINI & NICORA, 1988) und schließlich durch DELFRATI *et alii* (2000) formalisiert.

Im Gebiet des Blattes Toblach tritt die Dont-Formation verbreitet zwischen dem Flatschkofel im Westen, und dem Höhlensteintal (Mösele Graben/*Fosso Mosele* südlich des Schmiedenkofels) im Osten auf. Sie fehlt hingegen im gesamten Bereich des Sarkofels und im Osten des Höhlensteintals, da sich hier in diesem Zeitabschnitt die Karbonatplattformen des Oberen Sarldolomits entwickelten. Die beste Aufschlussituation findet man am im Bereich Kühwiesenkopf, Schadebach, Aschtspitz, Bad Altprags, Allwartstein und Suiskopf.

Es handelt sich um vorwiegend haselnussbraune bis graue Siltite und Kalksiltite, untergeordnet feinkörnige Sandsteine, im Wechsel mit mikritischen, knolligen Kalken (Abb. 17). Im untersten Abschnitt treten vorwiegend Siltite und feinkörnige Sandsteine auf, mit lokalen Einschaltungen von Biokalkareniten aus Algen. Nach oben sind Kalke und siltige Kalke, auch knollig, braun bis grau gefärbt und Biokalkarenite (Packstones/Grainstones) mit Crinoiden zu beobachten. Das Top der Formation ist durch eine Abnahme des terrigenen Anteils gekennzeichnet und es kommen mitunter Lagen von Parakonglomeraten vor.

Die Schichtung liegt im cm- bis dm-Bereich mit planaren bis welligen und knolligen Schichtflächen. Innerhalb der Schichten sind planparallele Laminationen auszumachen.

Die Einheit fehlt im östlichen Blattbereich und erreicht eine Mächtigkeit von 240 m im Gebiet von Kühwiesenkopf und Schadebach.

Der Dont-Formation wurden auch die Recoaro Kalke (REC) einverleibt. Es handelt sich hierbei um eine vorwiegend karbonatische Einheit, die am westlichen Blattrand und bis zum Kühwiesenkopf im Osten den Übergang von der Dont-Formation zum Oberen Sarldolomit markiert und zum Teil mit letzterem seitlich verzahnt. Aufgrund der Ähnlichkeit dieser Kalkarenite mit den Abfolgen in der Gegend von Vicenza und Cadore, haben DE ZANCHE *et alii* (1992) die Ver-



Abb. 17 - Kithwiesenkopf /Prà della Vacca: oberer Abschnitt der Dont-Formation aus nussfarbenen bis grauen Siltiten und Kalksiltiten, untergeordnet feinkörnigen Sandsteinen in Wechsellagerung mit knolligen mikritischen Kalken (Foto Evelyn Kustatscher).

wendung dieser Einheit auch in den Pragser Dolomiten eingeführt. Dieser Vorschlag wurde mit abgeänderter Bedeutung von SENOWBARI-DARYAN *et alii* (1993) und ZÜHLKE (2000) wieder aufgegriffen.

Es handelt sich um Wechsellagerungen von Biokalkareniten (Packstones/ Grainstones) aus Crinoiden, Brachiopoden, Ammoniten und Foraminiferen, sowie Kalksiltiten und grauen, mikritischen Knollenkalken. Nach oben sind örtlich Lagen von Enkriniten und Algenkalken zu erkennen. Es treten auch Lagen von Parakonglomeraten und Brekzien mit mikritischen Klasten auf, die auf Murablagerungen zurückzuführen sind, sowie ebenfalls karbonatische Olistolithe aus der wachsenden Karbonatplattform (vgl. PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; ZÜHLKE, 2000). Die Schichten zeigen zumeist eine Dicke vom Zentimeter bis zum Dezimeter, sind laminiert und mitunter knollig. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und ca. 40-50 m.

Die Untergrenze ist scharf zur M. Rite-Formation bzw. mit einem schnellen und graduellen Übergang zur Gracilis-Formation. Lateral verzahnt die Dont-Formation teilweise mit dem Oberen Sarldolomit und den Recoaro Kalken (im Kar-

tenblatt mit der Fm. von Dont zusammengefasst).

Der Fossilgehalt ist üppig und von regionaler Bedeutung. Es kommen zahlreiche Ammoniten vor, zumeist aus der Balatonites-Zone (PIA, 1937; MIETTO & MANFRIN, 2005a; KUSTASCHER *et alii*, 2006), daneben Brachiopoden (LORETZ, 1875; BITTNER, 1890; PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; GAETANI & MANTOVANI, 2015), Crinoiden und Bivalven (LORETZ, 1875; MOJSISOVICS, 1882, 1879; BITTNER, 1895a; POSENATO, 2008a; 2008c). Im Aufschluss am Kühwiesenkopf befindet sich eine Fossil-Lagerstätte mit einem großen Pflanzenreichtum (*Equisetites*, *Gordonopteris*, *Neuropteridium*, *Scytophyllum*, *Bjuvia*, *Voltzia*), Fischen und Reptilien (BROGLIO LORIGA *et alii*, 2002; RENESTO & POSENATO, 2003; KUSTATSCHER 2004; KUSTATSCHER & ROGHI, 2006; KUSTATSCHER *et alii* 2006; 2007; 2010a, b; VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT *et alii*, 2006; TINTORI *et alii*, 2016). Die Palynoflora an der Basis und am Top der Formation (KUSTATSCHER *et alii* 2006) wird der thiergartii-vicentinense-Phase nach BRUGMAN (1983) zugeschrieben.

Der Ablagerungsraum kann einem mehr oder weniger tiefen Becken (mittlere bis äußere Rampe) zugeschrieben werden, mit karbonatischer Sedimentation im Nahbereich der Karbonatplattform und mit reichlich terrigenem Materialeintrag im untersten und obersten Abschnitt.

Oberanisium (Pelsonium *p.p.* - Illyrium *p.p.*)

### 2.2.11. - Oberer Sarldolomit (SLS)

In seiner wegweisenden Abhandlung über die Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten hat PIA (1937) unter anderem den „Oberen Sarldolomit“ eingeführt, um eine Abfolge von massigen bis gebankten Dolomiten zu beschreiben, die lateral bzw. über den „Pragser Schichten“ auftreten und nicht dem Mendel-Dolomit mit illyrischem Alter zugeordnet werden können. Die Einheit entspricht den „Riffkalken“ (zwischen Flatschkofel und Hochalpenkopf) und einem Teil des „Hauptdiploporenkalk“ (im östlichen Blattbereich) von BECHSTÄDT & BRANDNER (1970). In der Folge wurde die Einheit von ASSERETO *et alii* (1977) und PISA *et alii* (1979) überarbeitet.

Im Blatt Toblach stellt der Obere Sarldolomit eine Karbonatplattform-Einheit dar, die mit dem mittleren und oberen Teil der Dont-Formation und insbesondere mit den Recoaro Kalken verzahnt (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993). Sie ist nahezu durchgehend an den Felswänden zwischen Flatschkofel und Hochalpenkopf und im Gipfelbereich des Sarlkofels aufgeschlossen. Im Osten des Höhlensteintals tritt sie in den unteren und mittleren Wandbereichen von Schmiedenkofel, Neunerkofel, Gantkofel, und Haunoldköpfl auf. Außerdem ist sie zu beiden Seiten des Innerfeldtals im Norden der Dreischusterhütte/Rifugio



*Tre Scarperi* aufgeschlossen.

Es handelt sich vorwiegend um Dolomite, dolomitisierte Kalke (Packstones/ Grainstones mit Dasycladaceen, Crinoiden, Sphinctozoen, Korallen, Porostromata, Foraminiferen und *Tubiphytes*. Vielfach findet man Dolomite mit Fenstergefügen. Die Schichtung ist undeutlich und massig. Eine detailliertere Analysis der Mikrofazies findet sich in SENOWBARI-DARYAN *et alii* (1993) e ZÜHLKE (2000).

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 200 m.

Die Untergrenze ist scharf zur M. Rite-Formation, seitlich verzahnend mit den Recoaro Kalken, die im Kartenblatt mit der Dont-Formation zusammengefasst wurden.

Der Ablagerungsraum war geprägt durch eine offene Karbonatplattform mit Biostromen von gerüstbildenden Organismen und Algenkrusten.

Oberanisium (*Pelsonium p.p.*)

#### 2.2.12. - *Richthofen-Konglomerat (RIC)*

Das Richthofen-Konglomerat (WITTENBURG, 1908) wurde von zahlreichen Autoren (LEONARDI, 1967; DAL CIN, 1967; BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE *et alii*, 1992; 1993; ZÜHLKE, 2000; AVANZINI *et alii*, 2007) in unterschiedlichen Gegenden der Dolomiten beschrieben. Im Bereich von Prags entspricht es den „Oberen Pereschichten“ von PIA (1937) und BECHSTÄDT & BRANDNER (1970).

Die Einheit tritt nur im westlichen Blattgebiet auf und ist oberhalb des Jägerfalls entlang des Furkelbaches/*Rio Furcia*, an der Basis des Flatschkofels bis knapp unterhalb des Nordhanges des Maureerkopfs aufgeschlossen.

Der Richthofen-Konglomerat besteht überwiegend aus grob- bis feinkörnigen Sandsteinen, Siltiten und Peliten in übereinander lagernden *fining upward* Zyklen, meist mit roter und selten grünlicher bis grau-schwarzer Färbung. Es treten auch polygenische Konglomerate und Parakonglomerate mit mäßig gerundeten Klusten in einer Matrix aus kalkigen Sanden auf (ZÜHLKE, 2000). Die Konglomerate sind gut geschichtet und mit erosiver Untergrenze. Sandsteine, Siltite und Peliten hingegen zeigen dünne, planparallele Laminationen, die nach oben in eine Kreuzschichtung übergehen.

Aufgrund der geringen Mächtigkeit wurden das Richthofen-Konglomerat und der aufliegenden Morbiac-Kalk (MRB) (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000) auf der Karte zusammengefasst und als Richthofen-Konglomerat dargestellt. Der Morbiac-Kalk besteht aus Wechsellagerungen von bioklastischen Kalken mit Peloiden, mergelig-siltigen Kalken und mikritischen Kalken mit grauen bis schwarzen, mm-mächtigen mergeligen Zwischenlagen mit weitverbreiteter Bioturbation. Die Schichtung im cm- bis dm-Bereich

reich ist vielfach laminiert und erhält durch die starke Bioturbation ein knolliges Aussehen. Der Morbiac-Kalk tritt von der westlichen Blattgrenze bis zum Mauerkopf über dem Richthofen-Konglomerat auf und zeigt einen graduellen Übergang zu diesem. Darüber folgt die Contrin-Formation. Der Fossilgehalt zeigt eine marine Fauna mit Lamellibranchiaten (*Neoschizodus laevigatus*, *Hoernesia* sp.). Der Ablagerungsraum entspricht einer Küstenlagune mit gelegentlichem, nach oben hin abnehmendem terrigenem Materialeintrag.

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit schwankt zwischen 0 und 80 m, wobei der Morbiac-Kalk eine Mächtigkeit von 30 m erreichen kann.

Die Untergrenze ist diskordant und erosiv sowohl zum Oberen Sarldolomit, als auch zur Dont-Formation.

An Fossilien findet man Pflanzenhäcksel und eine ausgeprägte Ichnofauna mit *Rhynchosauroides*, *Procolophonichnium*, *Chirotherium*, *Isochirotherium*, *Brachychirotherium* und *Rotodactylus* (ABEL, 1926; PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; BRANDNER, 1973; TODESCO *et alii*, 2008; AVANZINI & WACHTLER, 2012; AVANZINI *et alii*, 2000; 2011).

Das Richthofen-Konglomerat wurde unter fluviatilen Bedingungen und im Küstenbereich abgelagert bis hin zu einem randmarinem Milieu, welches mit dem Morbiac-Kalk in eine Küstenlagune übergeht mit gelegentlichen terrigenen Materialeinträgen, die nach oben hin deutlich abnehmen (DE ZANCHE *et alii*, 1992; ZÜHLKE, 2000).

Oberanisium (Illyrium *p.p.*)

### 2.2.13. - Contrin-Formation (CTR)

Die Bezeichnung „Contringkalk“ wurde erstmals von OGILVIE GORDON & PIA (1940) verwendet und von LEONARDI (1967) wieder aufgegriffen, um eine Kalkformation zu beschreiben, die nach Meinung der Autoren zugleich mit dem „Oberen Sarldolomit“ abgelagert wurde. In der Folge wurde die Einheit von mehreren Autoren überarbeitet (ASSERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; MASETTI & NERI, 1980; GAETANI *et alii*, 1981; DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993), welche die Contrin-Formation als eine karbonatische Abfolge über dem Morbiac-Kalk und in lateraler Verzahnung zur Ambata-Formation sehen.

Die Contrin-Formation ist an den Felswänden zwischen Flatschkofel und Mauerkopf aufgeschlossen. Sie fehlt im gesamten mittleren Blattbereich vom Hochalpenkopf bis zum Suiskopf, wo nur Beckenablagerungen auftreten, und tritt erst am Südhang des Sarlkofels in diskontinuierlichen, kaum zugänglichen Aufschlüssen wieder auf. Im Osten des Höhlensteintals bildet diese Einheit den mittleren Abschnitt von Schmiedenkofel, Neunerkofel und Gantkofel, baut den

Gipfel des Haunoldköpfls auf und ist durchgehend an den Felswänden zu beiden Seiten des Innerfeldtals nördlich der Dreischusterhütte aufgeschlossen.

Es handelt sich vorwiegend um hellgraue Kalke, dolomitische Kalke und geschichtete Dolomite, untergeordnet treten massige, weiße Dolomite auf, die so stark dolomitisiert sind, dass sämtliche Strukturen fehlen. Der Fossilgehalt beschränkt sich auf Fragmente von Dasycladaceen, Bivalven und kleine Gastropoden.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 100 m.

Die Untergrenze ist scharf und parakonkordant zum Oberen Sarldolomit, bzw. graduell zum Morbiac-Kalk. Seitlich verzahnt die Einheit mit der Ambata-Formation.

Der Ablagerungsraum entspricht einer offenen Karbonatplattform mit Biostromen von gerüstbildenden Organismen und Algenkrusten.

Oberanisium (Illyrium *p.p.*)

#### 2.2.14. - Ambata-Formation (MBT)

Die Ambata-Formation wurde im östlichen Cadore und Comelico von ASSERETO *et alii*, (1977) informell eingeführt, um eine terrigen-karbonatische Beckeneinheit zu beschreiben, die zum Teil zeitgleich mit der Contrin Plattform entstand und die Daonella-Mergel (*Marne a Daonella*) umfasst. In der Folge wurde diese Einheit von verschiedenen Autoren (vgl. CASATI, 1979, PISA *et alii*, 1979, FARABEGOLI & GUASTI, 1980, GAETANI *et alii*, 1981, CASATI *et alii*, 1982, PICOTTI & PROSSER, 1987, DE ZANCHE *et alii*, 1993, 1995; NERI & STEFANI, 1998, PRETO *et alii*, 2005; DAL CORSO *et alii*, 2015b) überarbeitet. Sie wurde formal von DELFRATTI *et alii* (2006) benannt. In den vorliegenden Erklärungen wird sie in Anlehnung an das angrenzende Blatt *Cortina d'Ampezzo* (NERI *et alii*, 2007) behandelt.

Die Einheit tritt über der Basis des Hochalpenkopfs auf einer Höhe von ca. 2.100 m ü.d.M. auf und kann über die Kühwiesen/*Prà della Vacca* bis nach Oberhaus/*Cadisopra* in Innerprags verfolgt werden. Sie ist außerdem an den nord-östlichen Abhängen des Aschtspitz bis nach Bad Altprags aufgeschlossen, weiter im Bereich der Wiesen von Sarl/*Alpe di Malga Serla*, an den Hängen des Nock (abgeleitet aus Klasten dieser Formation im Hangschutt und in Kegelablagerungen) bis zum Schmiedenkofel auf der rechten Seite des Höhlensteintals. Weiter im Osten kann sie noch im Gipfelbereich des Haunoldköpfls ausgemacht werden.

Die Ambata-Formation besteht aus örtlich leicht stinkigen und knolligen, mikritischen Kalken, Kalkareniten und Kalksiltiten, gradiert und laminiert (Abb. 18b). Sie weist eine feine Schichtung mit planparallelen bis knolligen (meist in tieferen Abschnitten) Schichtoberflächen auf. Im oberen Bereich finden sich Einschaltungen von Sandsteinen und Turbiditlagen aus hellen, laminierten und

gradierten Siltiten mit reichlich Kohleschmitzen. Daneben kommen Konglomerate (vom Typ *pebbly mudstone*) mit dunklen Mikritklasten und hellen Kalkarenitklasten in kleineren Aufschlüssen vor. Örtlich zeigen die Turbiditlagen einen *coarsening and thickening upward* Trend (Wiesen von Sarl). Am Top überwiegen schwarze Mergel und Pelite mit Resten von *Daonella* in Wechsellagerung mit dunklen Kalken und cm-geschichteten, feinen Kalkareniten sowie bis dm-mächtigen, feinkörnigen Tuffen. In den östlichen Abfolgen des Blattes Toblach, im Bereich von strukturellen Hochgebieten, finden sich örtlich karbonatische Brekzien mit einer bunten (haselnussbraun, rosafarben bis grau), siltigen Matrix in einer Position zwischen dem Oberen Sarldolomit und der Contrin-Formation.

An der Basis der Ambata-Formation befindet sich die Monte Bivera-Formation (BIV), die aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit zusammen mit der Ambata-Formation dargestellt ist. Die Monte Bivera-Formation umfasst Beckenablagerungen, die im Bereich Hochalpenkopf, Kühwiesenkopf, Oberhaus, Schadebach, Aschtspitz und Bad Alptrags beobachtet werden können. Außerdem treten sie unterhalb der Sarlhütte/*Malga Serla* entlang des Sarlbaches, der in Richtung Toblacher See abfließt, zwischen 1550 m und 1525 m Meereshöhe, sowie am nordöstlichen Hang des Nocks bis zum Schmiedenkofel auf, jeweils am Top des Oberen Sarldolomits. Im Bereich zwischen Hochalpenkopf und Bad Alptrags kommen wenige Meter mächtige Lagen von mikritischen bis mergeligen, knolligen Kalken vor, deren graue Farbe mitunter in Rosatöne übergeht. In Wechsellagerung dazu sind dünne Lagen (1-10 cm dick) von bunten (rötlich, grün, grau), siltig-tonigen Mergeln eingeschaltet, die auf verwitterte Aschenlagen zurückzuführen sind. Östlich der Sarlhütte finden sich am Top des Oberen Sarldolomits Taschen von roten, mikritischen Kalken mit kleinen Knollen, Hardground-Niveaus sowie Zentimeter bis maximal Dezimeter mächtige Lagen von rosafarbenen Enkriniten mit Ammoniten (Abb. 18a).

Die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen 0 und 110 m, wobei die Monte Bivera-Formation bis maximal ca. 10 m erreicht.

Die Untergrenze ist scharf zum Oberen Sarldolomit, bzw. mit einem schnellen und graduellen Übergang von der Dont-Formation zur Monte Bivera-Formation, unterstrichen durch das Ausbleiben der knolligen Strukturen und einem Farbwechsel. Lateral verzahnt die Monte Bivera-Formation mit den distalen Ablagerungen des Richthofen-Konglomerats. Die Ambata-Formation verzahnt hingegen seitlich mit der Contrin-Formation, während der obere Teil in Onlap dem Abhang der Karbonatplattform der Contrin-Formation aufliegt.

Der Ablagerungsraum war geprägt durch ein tiefes, pelagisches Becken, das durch Hochplateaus (*starved*) und Strömungskanäle (Monte Bivera-Formation) unterbrochen wurde. Daneben ereigneten sich Turbiditströme, die sowohl ter-rigene Einträge, als auch karbonatisches Material einer wachsenden Plattform lieferten.

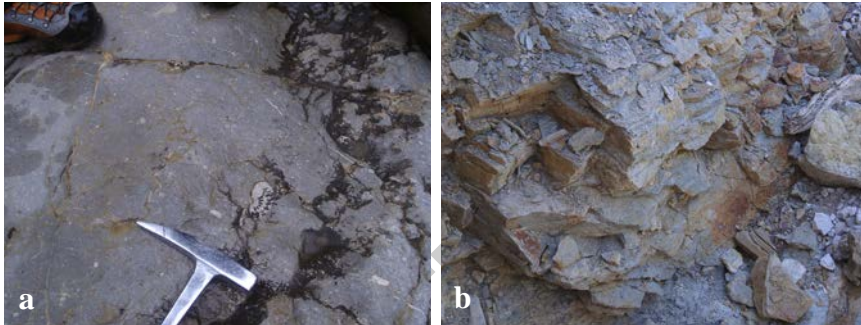


Abb. 18 - Sarlbach/Rio di Malga Serla ca. 1425 m ü.d.M. a) Monte Bivera-Formation, rosafarbene Enkrinite mit Ammoniten; b) Ambata-Formation, kalkreiche, laminierte Siltite.

An Fossilien findet man in der Ambata-Formation Lamellibranchiaten (*Daonella fascicostata*, *D. pseudomoussoni*), Ammoniten (*Flexoptychites flexuosus*, *F. indistinctus*, *F. angustiumbelicatus*, *F. acutus*), *Ptychites*, *Aplococeras* (*A. avisianum*), *Hungarites*, *Proarcestes*, *Parakellnerites* und *Norites*; in der Monte Bivera-Formation findet man Ammoniten der Trinodosus-Zone (*Paraceratites trinodosus*, *P. elegans*, *Flexoptychites* spp., *Bulogites* sp., *Proarcestes* sp., *Ptychites* sp.), Conodonten (*Gladigondolella tethydis*, *Gondolella cornuta*, *G. constricta*) und Crinoiden.

Oberanisium (Illyrium *p.p.*).

#### ENTWICKLUNG DER BECKEN UND PLATTFORMEN (HOCHZONEN) IM LADIN

Im oberen Anis setzte im gesamten Dolomitenraum eine Verstärkung der Subsidenz ein. Gleichzeitig mit dem Absinken des Meeresgrundes stellte sich eine ausgeprägte marine Transgressionsphase ein (vgl. GIANOLLA & JACQUIN, 1998), wodurch sich die Küstenlinie weit zurückzog und die Flachwasserbereiche zunehmend verschwanden. Das paläogeographische Bild wechselte entsprechend von flachen Karbonatplattformen und seichten Becken zu einer stärkeren Reliefgliederung mit isolierten, stark in die Höhe wachsenden Karbonatplattformen und tiefen Wasserstraßen (bis Tausend Meter Wassertiefe) dazwischen. Der Rückzug der Küstenlinie bewirkte eine Abnahme der terrigenen Materialzuführung, im Gegenzug dazu gewann der vulkanoklastische Eintrag (überwiegend saure Vulkanite) zunehmend an Bedeutung („Pietra Verde“ *Auct.*).

### 2.2.15. - Buchenstein-Formation (BUC) (*Livinallongo-Formation* Auct.)

Entspricht den „Buchensteiner Schichten“ von RICHTHOFEN (1860) und PIA (1937), und wurde von BALINI (2007) formalisiert; auch als *Formazione di Livinallongo* (BACCELLE SCUDELER & SACERDOTI, 1965; BACCELLE SCUDELER, 1972; VIEL, 1979) bekannt.

Diese Einheit tritt zwischen Hochalpenkopf und Kühwiesenkopf auf, wo sie mit der Basis der Schlern-Formation verzahnt. Sie ist zwischen Aschtspitz, Bad Altrags und den Wiesen von Sarl aufgeschlossen. Sie markiert Gebiete, die im Oberanis-Unterladin vorwiegend von Meeresbecken gekennzeichnet waren. In Richtung Osten kann diese Formation in kleineren Aufschlüssen vom Kasamutz/*M. Casamuzza* bis an die Ostflanke des Haunold/*Rocca dei Baranci* im Innerfeldtal verfolgt werden. Sie ist dabei an den Felswänden und im Hangschutt entlang der Bacheinschnitte erkennbar und erlaubt eine Untergliederung der Karbonatplattformen.

Die Formation wird traditionsgemäß in drei Member unterteilt, von unten nach oben sind dies die „Plattenkalke“, „Knollenkalke“ und „Bänderkalke“. In der geologischen Karte wurden sie nicht gesondert ausgehalten.

An der Basis treten die „Plattenkalke“ auf, bestehend aus fein laminierten, mikritischen Kalken mit reichlich pelagischen Lamellibranchiaten, Rhythmiten, die zum Teil bituminös sind, Biomikriten mit Radiolarien und Schwammnadeln. Zwischengeschaltet finden sich feine Pelite und Sandsteine mit einem hohen Anteil an pyroklastischen und epiklastischen Tuffiten und Aschen bzw. „Pietra Verde“. Planparallele, cm-dm dicke Schichtung.

Nach oben folgen die „Knollenkalke“ (CROS, 1974, 1980; BOSELLINI & FERRI, 1980; GAETANI *et alii*, 1981; CROS & HOUEL, 1983; BRACK & RIEBER, 1986; 1993; VIEL, 1979), die aus Wechsellagerungen von grauen, stark kieseligen, mikritischen Knollenkalken und bioklastischen Kalkareniten und Kalkruditen bestehen. „Pietra Verde“ Lagen treten meist im unteren Teil der Knollenkalke auf. Die mikritischen Kalke sind reich an Peloiden, ummantelten Aggregatkörnern, Bioklasten, Radiolarien und pelagischen Lamellibranchiaten. Hornstein tritt vorwiegend in Knollen auf, findet sich aber auch in dünnen Lagen. Die bioklastischen Kalkarenite zeigen Foraminiferen-Krusten, Algen- und Crinoiden-Bruchstücke sowie karbonatische Brekzien, welche die Nähe zu Karbonatplattformen von gerüstbildenden Organismen belegen. Beim Schadebach tritt wenige Meter über der Basis der Abfolge eine mächtige Einschaltung von vulkanoklastischen Sandsteinen mit *core-lapilli* auf, die das Vorhandensein eines nahegelegenen, nicht näher lokalisierbaren Vulkanaustritts belegt.

Am Top treten die „Bänderkalke“ (BOSELLINI & FERRI, 1980, CROS & HOUEL, 1983; VIEL, 1979) auf. Sie bestehen aus laminierten Kalksiltiten mit pelagischen Lamellibranchiaten und Radiolarien, Kalklutiten und Tuffiten. Sie zeigen eine

feine Schichtung mit planparallelen Schichtflächen und ein typisch gebändertes, plattiges Aussehen mit hell-dunklen Farbwechseln. Im oberen Teil erkennt man Turbiditlagen aus Sandsteinen und Peliten mit phyllitischen Klasten, Muskovit und metamorphen Quarzkörnern, die an den Zoppè-Sandstein erinnern.

Die Mächtigkeit erreicht 150 m.

Die Untergrenze ist scharf zur Ambata-Formation und zur Contrin-Formation, seitlich verzahnt die Buchenstein-Formation mit der Schlern-Formation.

An Fossilien finden sich seltene Ammoniten (*Protrachyceras recubariense*, *P. curioni*, *Arpadites* sp.) und Lamellibranchiaten der Gattung *Daonella*.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch ein relativ seichtes Becken in der Nähe zu wachsenden Karbonatplattformen, von welchen das bioklastische Material stammt. Daneben finden sich Einträge von terrigenen Turbiditströmen und Vulkanoklastika.

Oberanisium - Ladinium (Illyrium *p.p.* - Longobardium *p.p.*)

#### 2.2.16. - Schlern-Formation (SCI)

Diese Einheit wurde von VON RICHTHOFEN (1860) als „Schlern Dolomit“ begründet. Sie ist eine der grundlegenden Gesteinsformationen der Dolomiten und wurde in zahlreichen Arbeiten untersucht (ASSERETO *et alii*, 1968, 1977; LEONARDI, 1967; 1968; BOSELLINI & ROSSI, 1974; CROS, 1974, BRONDI *et alii*, 1976; FOIS & GAETANI, 1981; GAETANI *et alii*, 1981; FOIS, 1982; BOSELLINI, 1984; ZAMPIERI, 1987; BRANDNER, 1991; YOSE, 1991; BLENDINGER *et alii*, 2004; BRANDNER *et alii* 2007, 2016; NERI *et alii*, 2007). Es handelt sich um vorwiegend mikrobialithische, isolierte und hoch aufragende Karbonatplattformen (BLENDINGER 1986; MARANGON *et alii*, 2011), die in Richtung der angrenzenden Ablagerungen aggradieren und progradieren, seien diese die Beckensedimente der Buchenstein-Formation und Acquatona-Formation oder die Fernazza-Formation. Es können unterschiedliche Generationen von Plattformen ausgemacht werden (BOSELLINI *et alii*, 2003; STEFANI *et alii*, 2010). Oftmals liegen sie in direktem Kontakt übereinander und sind verschweißt, örtlich ist durch stärkeres Absinken oder subaerischer Erosion die Abgrenzung deutlicher und manchmal sind Vulkanite zwischengeschaltet. Eine Abgrenzung der verschiedenen Plattformen wird vielfach anhand der mit ihnen verzahnenden Beckenablagerungen ermöglicht. So gliederte bereits MOJISOVICS (1879) die Plattformen auf Basis der jeweiligen Beckeneinheiten und bezeichnete sie als „Buchensteiner Dolomit“, „Wengener Dolomit“ und „Cassianer Dolomit“. In jüngerer Zeit haben BRANDNER *et alii* (2007, 2016) und BRANDNER & KEIM (2011) den Ausdruck „Schlern-Gruppe“ als übergeordnete Einheit benutzt, um die folgenden Einheiten zusammenzufassen: „Rosengarten-Formation“ für die prä-vulkanischen Plattformen, die sich zeitgleich zur Buchenstein-Forma-



Abb. 19 - Die Schlern-Formation besteht aus einer mächtigen Abfolge von Dolomiten und bildet isolierte, mikrobialithische Karbonatplattformen mit flachem Top (microbial flat topped platforms). Volumsmäßig dominieren Ablagerungen der Riffhangfazies ( $SCI_0$ ). Der obere Abschnitt besteht aus einigen hundert Metern von geschichteten Dolomiten der inneren Plattform. Südöstflanke des Haulnold/Gruppo dei Baranci.

tion bildete; „Rosssähe-Formation“/*Denti di Terrarossa* für die syn-post-vulkanischen Plattformen; „Cassianer Dolomit“ für die mit der St. Kassian-Formation verzahnenden Plattformen. Obwohl teilweise vertretbar, wurde diese stratigraphische Unterteilung bei der Kartierung CARG in den Dolomiten nicht verwendet (VENTURINI *et alii*, 2006; AVANZINI *et alii*, 2007; 2010; 2012; BARBIERI & GRANDOSSO, 2007; NERI *et alii*, 2007): Die Schlern-Formation umfasst alle prä- und syn-vulkanischen Plattformen, während der Kassianer Dolomit (KEIM & NERI, 2007b) jene Plattformen zusammenfasst, die mit der St. Kassian-Formation verzahnen.

Diese Karbonateinheit baut die Bergmassive von Flatschkofel, Maurerkopf und Hochalpenkopf auf. Die Plattformen fehlen im mittleren Blattbereich zwischen Brenteriegel/*Regola di Brenta* und Aschtspitz bis nach Bad Altrpags. Hier wurden stattdessen Beckensedimente abgelagert. Richtung Osten tritt sie erneut bei den Messnerköpfen/*Punta del Monego* auf und findet sich an den Wänden des Kasamutz (ausgenommen den Gipfelbereich), am Nock, beim Hundstall/*Il Canile*, am Eirischbrandkopf/*Dosso Scabro* sowie in einem kleinen Aufschluss an der Basis des Rautkofels/*M. Rudo* im Rienztal. Sie baut auch die Felswände, jedoch





Abb. 20 - Dünne Lage von geschichteten Dolomiten der internen Lagunenfazies (SCI) am Top der massigen Fazies mit Kliniformen (Riffhangfazies SCI<sub>a</sub>). Eine markante Grenzfläche mit lokalen Erosionstaschen und einer Füllung aus roten Siltiten sowie Brekzien trennt die Schlern-Formation vom überlagernden, geschichteten Kassianer Dolomit (DCS<sub>a</sub>). Westflanke der Elferkofel, knapp außerhalb der östlichen Blattbegrenzung,

nicht die Gipfel von Birkenkofel/*Croda dei Baranci* und Dreischusterspitze/*Cima dei Tre Scarperi* auf und bildet den gesamten Kamm von Neunerkofel, Gantkofel und Haunold sowie den Gsellknoten bis an die östliche Blattgrenze (Abb. 19).

In den östlichen Blattbereichen konnten die einzelnen Plattformkörper der Schlern-Formation nicht gesondert ausgehalten werden. An den steilen Felswänden konnte nur die geschichtete, innere Lagunenfazies von der massigen, schräg gebankten Hangfazies unterschieden werden (Abb. 20).

In anderen Gebieten kann man bereichsweise die Wachstumsphasen der einzelnen Plattformkörper der Schlern-Formation nachverfolgen. Am Osthang des Hochalpenkopfs wird der Abhang einer älteren Plattform in Onlap von der Fernazza-Formation überlagert, über welcher die Schrägschichten eines späteren Riffs progradieren. Auch bei den Messnerköpfen kann man die Progradation einer Schlern-Plattform über den Gesteinen der Fernazza-Formation erkennen, während auf der Ostseite in Richtung Sarlhütte der Abhang der Karbonate in Onlap von den Ablagerungen der Wengen-Formation überdeckt wird.

Die interne Lagunenfazies besteht aus weißen bis hellgrauen, gut gebankten und örtlich laminierten Dolomiten. Sie spiegeln peritidale Zyklen im Meterbe-

reich mit stromatolithischem Gefüge und Fenstergefügen wider. Mitunter treten Pelmikrite, Biomikrite aus Dasycladaceen, Foraminiferen, Ostrakoden, Biolithite aus Algen und *Stromatactis* auf.

Im westlichen Blatteil kommt die interne Lagunenfazies nur im hinteren Grünwaldtal/*Val di Foresta* im Bereich der Hochalmhütten/*Tabia dei Colli Alti* vor. In der östlichen Blatthälfte baut sie hingegen die oberen Wandbereiche von Hundstall - Gantkofel - Haunold sowie Dreischusterspitze - Gsellknoten auf.

Die Mächtigkeit der Gesamtformation liegt zwischen 0 und 1000 m.

Die Untergrenze ist scharf zur Contrin-Formation und seitlich verzahnd mit der Buchenstein-Formation und der Fernazza-Formation.

Der Fossilgehalt beschränkt sich auf kleine Bivalven, Gastropoden und Dasycladaceen (*Diplopora* spp.).

Das Ablagerungsmilieu war gekennzeichnet durch isolierte, mikrobialithische Karbonatplattformen mit flachem Top (*microbial flat topped platforms*), volumsmäßig dominieren die Ablagerungen der Riffhänge.

Oberanisium - Ladinium (Illyrium *p.p.* - Longobardium *p.p.*)

#### 2.2.16.1. - Riffhangfazies (**SCI<sub>a</sub>**)

Die Riffhangfazies besteht aus stark rekristallisierten Dolomiten, örtlich mit dem Auftreten von Kalken und dolomitierten Kalken, weiß bis hellgrau, daneben Kalkareniten, Kalkruditen und seltenen Megabrekzien. Der schwer auszumachende Plattformrand ist gekennzeichnet durch massige Dolomite mit mikrobialithischem Boundstone sowie - in den jüngeren Plattformen - seltenen Korallen in ihrer ursprünglichen Position. Die Riffhangablagerungen stellen den Großteil der Karbonatgebäude (dar) und entstehen durch Erosion und Abtrag am Rande der von Organismen aufgebauten Plattformen. Diese Ablagerungen sind meist stark dolomitiert und bestehen im oberen Bereich aus feinkörnigem Grainstone, der nach unten in Rudite und schließlich am Fuß des Abhanges in Megabrekzien übergeht. Die Ablagerung erfolgte dem Prozess nach wie eine Art Murgang. Die Formation ist kaum oder undeutlich geschichtet. Die erkennbaren Schichtflächen entsprechen den Klinoformen bzw. der Neigung des Abhanges vom oberen Plattformrand bis zu den Beckenablagerungen am Grund. In der Regel beträgt die Neigung der Klinostratifikation zwischen 30° und 45°.

#### 2.2.17. - Zoppè-Sandstein (**ADZ**)

Diese Einheit wurde erstmals von ASSERETO *et alii* (1977) und von ROSSI *et alii* (1977) beschrieben. Es folgten eine Überarbeitung und Vertiefung durch VIEL

(1979) in der wichtigen Arbeit zur Stratigraphie des Ladin in den Dolomiten und eine Neubearbeitung durch CASATI *et alii* (1982) zur stratigraphischen Bedeutung und mit einer Ausweitung der Einheit in Richtung Osten.

Diese Formation tritt im zentralen Bereich der Pragser Dolomiten auf, zwischen dem Pragser Bach und der Sarlhütte.

Es handelt sich um eine pelitisch-arenitische Abfolge in Zentimeter bis Dezimeter dicken Lagen. Der arenitische Anteil besteht aus grauen bis hellgrauen, gradierten, arkosischen Sandsteinen, der feinkörnige Anteil aus meist dunklen Peliten und Mergeln. Eingeschaltet in die siliziklastischen Lagen finden sich untergeordnet laminierte, dunkle Kalklutite, welche Ausdruck der normalen Beckensedimentation sind.

Die Sandsteine zeigen Körner von Muskovit, Quarz und Gerölle von Vulkaniten (saurer bis intermediärer Chemismus) ebenso wie vom metamorphen Grundgebirge (überwiegend Phyllite und Quarzite). Die feinkörnigen Fazies sind gut und planparallel geschichtet, die grobkörnigen Lagen zeigen bisweilen eine erosive Basis. Es kommen Erosionsrinnen (*flute casts*), Belastungsstrukturen, Schlammsherben (*clay chips*) und zahlreiche Pflanzenhäcksel vor. Aufgrund



Abb. 21 - Zoppè-Sandstein im Bereich von Prags: pelitisch-sandige Turbidite in dm-cm-dicken Lagen: Wechsel von Sandsteinen (herauswitternde braune Schichtköpfe) mit Siltiten und Peliten (grauer Anteil).

der beobachteten sedimentären Strukturen, wurde die Formation als eine Turbidit-Beckenabfolge interpretiert. Untersuchungen zu den Paläo-Strömungen und zur Paläogeographie (ASSERETO *et alii*, 1977; VIEL, 1979; BRUSCA *et alii*, 1982) ergaben einen vorwiegenden Transport aus Süd-Südost. Innerhalb der Turbiditabfolge kann man eine Tendenz zu *coarsening upward/thickening upward* zum Hangenden hin erkennen.

Die Mächtigkeit reicht im Bereich von Prags von 0 bis 120 m.

Die Untergrenze ist scharf zur Buchenstein-Formation und entspricht einer deutlichen Zunahme der siliziklastischen Anteile über den Bänderkalken. Örtlich und seitlich liegt der Zoppè-Sandstein in Onlap über den Abhängen der verschiedenen Karbonatplattformen der Schlern-Formation. In diesem Fall ist die Untergrenze durch einen Hiatus gekennzeichnet, der aufsteigend entlang des Paläohanges zunimmt.

Der Fossilgehalt umfasst Bivalven der Arten *Bositra wengensis* und *Daonella lommeli* und seltene Ammoniten.

Das Ablagerungsmilieu war geprägt durch ein tiefes Becken mit den Ausläufern von vordringenden Turbiditloben.

Oberladinium (*Longobardium p.p.*)

#### 2.2.18. - *Fernazza-Formation* (IMF)

Diese Formation entspricht den „Tuffen und Tuffsandstein“ der deutschsprachigen Schule zu Beginn des vorigen Jahrhunderts bzw. den *Ialoclastiti del Monte Fernazza* von ASSERETO *et alii* (1977) und VIEL (1979). Von CASATI *et alii* (1982) wurde sie hingegen als *Formazione del Monte Fernazza* bezeichnet (vgl. NERI *et alii*, 2007). Die Fernazza-Formation entspricht im Wesentlichen den Beckenablagerungen des paroxysmalen, basischen Vulkanismus in den Dolomiten.

Diese Einheit tritt bei der Kaserhütte/*Casera Nuova* im Pragsertal auf, weiter an den Hängen des Aschtspitz, bei den Kameriodwiesen/*Prati Camerali* nahe Bad Altprags, sowie weiter östlich zwischen den Messnerköpfen und den Wiesen von Sarl.

Die häufigsten Lithotypen sind vulkanoklastische, turbiditische, massige Sandsteine, homogen oder gradiert, von dunkelgrüner bis schwärzlicher Farbe, grünliche Tuffite vom Typ „Pietra Verde“, kieselreiche Tuffite, Hyaloklastite und laminierte Kalksiltite. Zwischengeschaltet finden sich laminierte, kieselige Kalklutite, Hemipelagite und Mergel. Am Top treten feinkörnige Kalkarenite und mergelige Kalke auf.

Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit, werden in der geologischen Karte 1:50.000 auch die Gesteine der Acquatona-Formation (AQT) zusammen mit der Fernazza-Formation dargestellt. Die Acquatona-Formation findet sich an der Ba-

sis der Fernazza-Formation im Bereich zwischen Kaserhütte, oberhalb von Riedl/*Casera Novalino* und Aschtspitz, sowie vom Joch nördlich der Messnerköpfe über die Wiesen von Sarl bis kurz vor die Sarlhütte. In diesem Gebiet besteht die Formation aus Kalksiltiten und kieseligen Mikriten, Lutiten und örtlich knolligen Kieselkalken. Untergeordnet treten auch helle, feinkörnige Sandsteine, feinkörnige Lagen von Vulkanoklastika sowie hyaloklastische Tuffite auf.

Die Untergrenze der Acquatona Formation ist scharf zum Zoppè-Sandstein und gekennzeichnet durch die starke Abnahme des siliziklastischen Anteils (CASATI *et alii*, 1982; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995). Die Untergrenze der Fernazza-Formation zeigt einen graduellen Übergang mit der unterlagernden Acquatona-Formation und verzahnt mit ihr weiter im Osten außerhalb des Kartenblattes (VIEL, 1979). Örtlich bedeckt sie in Onlap die Paläoabhänge der Karbonatplattformen der Schlern-Formation, wie z.B. am Nordosthang des Hochalpenkopfes, oder verzahnt mit den Rifffhangablagerungen, wie z.B. an der Ostflanke der Messnerköpfe.

Die Gesamtmächtigkeit liegt zwischen 0 und 120 m, wobei die Acquatona-Formation rund 20 m erreichen kann.

An Fossilien findet man in der Fernazza-Formation Ammoniten (*Protrachyceras pseudoarchelaus*, *P. neumayri*; *Maclearnoceras* sp.; *Frankites*, sp.) der Protrachyceras-Zone (MIETTO *et alii*, 2008) und Lamellibranchiaten (*Bositra wengensis* und *Daonella lommeli*). Der Fossilgehalt der Acquatona Formation umfasst Ammoniten, darunter *Protrachyceras longobardicum* und *Meginoceras*, sowie Lamellibranchiaten (*Daonella*).

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch ein relativ tiefes Becken, das in den Randbereichen, wie etwa bei Prags, durch progradierende, oftmals nicht ausreichend belieferte Turbiditloben (VIEL, 1979) gekennzeichnet war.

Oberladinium (*Longobardium* p.p.)

#### 2.2.19. - *Wengen-Formation* (WEN)

Die deutschsprachigen Autoren bezeichneten mit den „Wengener Schichten“ (WISSMANN in WISSMANN & MÜNSTER, 1841; MOJSISOVICS, 1879; 1882; OGILVIE-GORDON, 1893; 1900; 1927; 1929) die terrigenen, meist vulkanoklastischen Ablagerungen mit variabler Korngröße von Konglomeraten bis zu Peliten. Es handelt sich dabei um die Abtragungsprodukte der ladinischen, basischen Vulkanite zwischen den „Buchensteiner Schichten“ im Liegenden und den „Cassianer Schichten“ im Hangenden. Die „Wengener Schichten“ wurden von den italienischen Autoren mit *Strati di La Valle* (CASTIGLIONI *et alii*, 1930, LEONARDI, 1967) übersetzt und für sämtliche basische, vulkanoklastische Produkte sowie turbiditisch-terrigen Ablagerungen des Ladin verwendet. Erst VIEL (1979) vertiefte die Untersuchungen zur gesamten ladinischen Beckenabfolge und bezeichnet infor-



Abb. 22 - Sarlriedl/Passo Serla. Mergel, Pelite, turbiditische Kalklutite und Sandsteine der Wengen-Formation mit einer reichen Ammonitenfauna der Regoledanus-Zone (MIETTO et alii, 2008).

pell den obersten Abschnitt als *Successione di La Valle*, einschließlich der proximalen Konglomerate (*conglomerato della Marmolada* und *conglomerato del Civetta* von LEONARDI, 1955 und 1967) und distalen Sandsteine (*arenarie di Val Longiarin*). Für eine ausführliche historische Rekonstruktion der Namen und der Fazies wird auf die Formalisierung durch GIANOLLA & NERI (2007) verwiesen.

Diese Formation tritt im Bereich von Riedl im Pragsertal bis nach Seewald/*Bosco del Lago* unterhalb des Brenterriegels auf und kann längs der Südwest- und Südostflanke des Aschtspitz verfolgt werden. In der Nähe von Bad Altprags ist sie an der Basis von Lungkofel und Heimwaldkofel/*M. Selva*, bei der Sarlalm/*Malga Saar* und bis zum Sarlriedl/*Passo Serla* aufgeschlossen. Schließlich tritt sie noch in einem kleinen Bacheinschnitt an der linken Talflanke des Höhlensteintals auf einer Höhe von ca. 1300 m Meereshöhe auf (bei km 126 der SS51 Alemagna).

Es handelt sich um vulkanoklastische, feinkörnige Sandsteine, gemischte Sandsteine, Mergel, Pelite und Tonsteine. Meist sind sie von grau-schwärzlicher Farbe und weisen sandige Lagen auf, die gelblich (Verwitterungsbelag) hervorstechen (Abb. 22). Die Sandsteinlagen zeigen die typischen Bouma-Sequenzen mit normaler Gradierung und einem laminierten Anteil am Top. Mitunter ist die

Untergrenze erosiv und im mittleren und unteren Abschnitt findet sich eine Konzentration von pelitischen Intraklasten. Gelegentlich treten auch Rutschstrukturen (*slumping*) auf. Nach oben nimmt in der Regel die mittlere Korngröße zusehends ab, bei gleichzeitiger Zunahme des umgelagerten Karbonatanteils; es finden sich rhythmisch laminierte Kalklutite bzw. Kalksiltite mit dünnen, teils auch grobkörnigen Biokalkarenit-Lagen. Die Schichtung ist durchwegs fein und liegt im Zentimeter bis Dezimeterbereich mit planparallelen Schichtflächen.

Die Mächtigkeit reicht von 0 bis 250 m.

Die Untergrenze ist scharf zur Fernazza-Formation. Lateral überlagert die Wengen-Formation in *Onlap* die Schlern-Formation (zwischen Messnerköpfen und Sarriedl).

An Fossilien finden sich (vgl. PIA, 1937; MIETTO & MANFRIN 1995b; MIETTO *et alii*, 2008) Lamellibranchiaten (*Daonella lommeli*, *Bositra wengensis*), Ammoniten (*Protrachyceras* sp., *Frankites regoledanus*, *F. apertus*, *Celtites epolensis*) und Reste von Festlandpflanzen, vorwiegend Palmfarne, Koniferen und Laubfarne (*Cladophlebis*, *Ptilozamites*, *Voltzia*, WACHTLER & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, 2000; KUSTATSCHER & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, 2005).

Oberladinium (*Longobardium p.p.*)

#### 2.2.20. - *St. Kassian-Formation (SCS)*

Die Bezeichnung *St. Kassian-Formation* geht auf MÜNSTER (1834) zurück, der die Fossilien im „Kalkmergellager von *St. Cassian*“ beschrieb. Daraus wurden zuerst die „Schichten von *St. Cassian*“ (WISSMANN & MÜNSTER, 1841) und schließlich die „*Cassianer Schichten*“ von HAUER (1858) und VON RICHTHOFEN (1860), die im deutschsprachigen Raum bis in die jüngste Vergangenheit beibehalten wurden. Die italienischen Autoren verwendeten entsprechend *Strati di San Cassiano* (vgl. DAL PIAZ *et alii*, 1930). Die Bezeichnung „*Cassian Formation*“ wurde von FÜRSICH & WENDT (1977) eingeführt und zuletzt von KEIM & NERI (2007a) als *St. Kassian-Formation* bzw. *Formazione di San Cassiano* formalisiert.

Im Westen tritt das erste Vorkommen dieser Formation an der nördlichen Basis des Schwarzberges/*M. Nero* auf. Richtung Osten finden sich Aufschlüsse an der Basis des Großen Apostels/*Grande Apostolo*, des Herrsteins/*Sasso del Signore*, beim Brenteriegel und bis zum Nordhang des Daumkofels/*M. Daumo*. Ein kleiner Aufschluss befindet sich am westlichen Fuß des Lungkofels, während die Einheit wieder verbreitet vom Heimwaldkofel bis zum Kirchler Schroppen/*Rocce della Chiesa* und entlang des Stollabaches/*Rio Stolla* vorkommt. Im Bereich der Postmeisteralm/*Malga Posta* ist sie als Klippe am Top einer Überschiebung vorhanden. Weiter tritt die Formation an der Basis des Felskammes zwischen Sarlkopf und Kasamutz und im Bereich der Flodigealm/*Malga Flodighe* auf. Schließ-

lich kann sie am Osthang der Helltaler Schlechten/*Crepe di Valle Chiara* bis ins Höhlensteintal und von Schluderbach/*Carbonin* entlang der linken Talseite des Seelandbaches/*Rio di Specie* bis auf rund 1.910 m Meereshöhe verfolgt werden.

Die St. Kassian-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Mergeln, mergeligen Kalken und dunklen Peliten, mit Einschaltungen auf unterschiedlichen Niveaus von umgelagerten, grauen, oolithischen bis onkolithischen Biokalkareniten und Kalkareniten, die aus den angrenzenden Plattformen stammen. Es treten auch graue, hybride Sandsteine mit einem typisch gelblichen Verwitterungsbelag auf. Örtlich finden sich im unteren Abschnitt der Abfolge auch feine, turbiditische, vulkanoklastische Sandsteine, die jenen der Wengen-Formation sehr ähnlich sind. Zumeist sind die Pelite und Mergel fein geschichtet (cm-Bereich), wohingegen die kalkigen Turbidite und Sandsteine eine Dezimeter bis mehrere Dezimeter dicke Bankung aufweisen.

Der innere Aufbau der Einheit deutet insgesamt auf eine regressive Tendenz hin. Die Einheit wird in zwei Hauptintervalle aus asymmetrischen Zyklen unterteilt, die eine Tendenz zu *coarsening upward/thickening upward* aus neritischen Mergeln und Kalziturbiditlagen, Peliten und Sandsteinen zeigen (MASETTI *et alii*, 1991). Neben der Beckensedimentation ist in den Zyklen auch die Progradation der Plattform-Biokonstruktionen des Kassianer Dolomits dokumentiert.

Die Mächtigkeit der Einheit beträgt zwischen 0 und 450 m.

Die Untergrenze ist graduell mit der Wengen-Formation und wird durch das Auftreten von oolithischen bzw. onkolithischen Kalkareniten und Biokalkareniten mit ummantelten Aggregatkörnern definiert (DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995). Bereichsweise ist die Untergrenze scharf und parakordant zur Schlern-Formation.

Der Fossilgehalt ist üppig und gekennzeichnet durch eine Ammonitenfauna der Aon- und Aonoides-Zone (MOJSISOVIC, 1879; PIA, 1937; MIETTO *et alii*, 2008) sowie benthische Faunen von großer paläobiologischer Wichtigkeit (Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echinodermen, Korallen, Schwämme, Bryozoen, Hydrozoen), die zum Großteil aus den angrenzenden Kassianer Plattformen stammen und umgelagert wurden; es finden sich aber auch autochthone Beckenfaunen (siehe LORETZ, 1873a; 1875; OGILVIE GORDON, 1893; BITTNER, 1895a; PIA, 1937; ZARDINI, 1973; 1978; 1980b; 1981; 1988; BANDEL, 1991; 1992a; 1992b; 1993; 1994a; 1994b; 1995; 1996; 2007; KROH, 2011; SÁNCHEZ-BERISTAIN & REITNER, 2012; 2016; SANCHES-BERISTAIN *et alii*, 2014).

Der Ablagerungsraum war geprägt durch ein Tiefseebecken in stetiger Verfüllung, wo neben den Beckensedimenten auch eine Materialzufuhr aus den anliegenden Plattformen (gerüstbildende Organismen) erfolgte; untergeordnet ist noch ein Eintrag aus terrigenem und vulkanoklastischem Material von außerhalb des Beckens zu erkennen.

Oberladinium - Unterkarnium (Longobardium *p.p.* - Julium *p.p.*)



### 2.2.20.1. - Kalk Olistolithen (SCS<sub>a</sub>)

Im Randbereich der Plattformen treten bis mehrere Meter dicke Kalkolistolithen auf. Sie bestehen aus abgebrochenen Karbonatblöcken aus den Plattformrändern, die langsam über die Riffhänge progradieren (REIJMER, 1998). Diese Fazies ist zwischen Heimwaldkofel und Kirchler Schropfen zu erkennen und bildet zwei rund 10-15 m mächtige Lagen bzw. Ereignisse innerhalb der Beckenablagerungen. Die Blöcke erreichen einen Durchmesser von bis zu mehreren Metern. Sie bestehen vorwiegend aus mikrobialithischen Boundstones, untergeordnet finden sich auch Metazoen als Gerüstbildner, wie Korallen, Sphinctozoa, Stromatoporen.

### 2.2.21. - Kassianer Dolomit (DCS)

Der „Kassianer Dolomit“ (MOJISOVICS, 1879) benennt eine Karbonatplattform, die mit der St. Kassian-Formation verzahnt. Zumeist sind zwei Progradationsschübe zu erkennen, die durch das Auftreten einer Beckenfazies getrennt werden (KEIM & NERI, 2007b), etwa im Bereich Sarlkopf/*Punta di Serla-Dürrenstein/Picco di Vallandro* (Abb. 23). Wo diese Beckenfazies fehlt, sind die zwei Riffkörper des Kassianer Dolomits nur durch die schwer erkennbare Unkonformität getrennt.

Im Kartenblatt Toblach ist der Kassianer Dolomit vorwiegend im zentralen und östlichen Bereich aufgeschlossen. Hier baut er die Berggruppe Kasamutz, Sarlkopf, Dürrenstein bis hin zum Strudelkopf/*M. Specie* auf. Er ist zudem am Monte Piana/*M. Piana* aufgeschlossen und bildet den Großteil der Talflanken des Rienztals und des Marzontals/*Val Marzon*. Im Bereich der Berggruppe um den Rautkofel/*M. Rudo* bildet er die Wände des Rautkopfes/*Teston* (2607 m). Schließlich ist der Kassianer Dolomit in den höheren Wandbereichen von Birkenkofel/*Croda dei Baranci*, Schusterplatte/*Lastron dei Tre Scarperi*, Weißlahnspitze/*Punta Lavina Bianca* und Dreischusterspitze/*Cima dei Tre Scarperi* aufgeschlossen. Im westlichen Blattbereich tritt der Kassianer Dolomit an der rechten Flanke des Grünwaldtals (*Cima di Campo* und Erhebung von 2.124 m) sowie auf der linken Talseite beim Schwarzberg/*M. Nero* oberhalb des Pragser Wildsees/*Lago di Braies* auf und kann entlang eines Bandes in Richtung Osten an den Wänden von Großer Apostel, Herrstein/*Sasso del Signore*, Daumkofel und am Fuß des Heimwaldkofels im Altpragstal verfolgt werden.

Der Kassianer Dolomit zeigt zwei unterschiedliche Lithofazies, Riffhangablagerungen sowie gut geschichtete Ablagerungen einer internen Lagunenfazies. Die Riffhangfazies sind durch einen oberen, massigen, mikrobialithisch dominierten Abschnitt ohne Klinostratifikation und einen unteren, schräg geschichteten

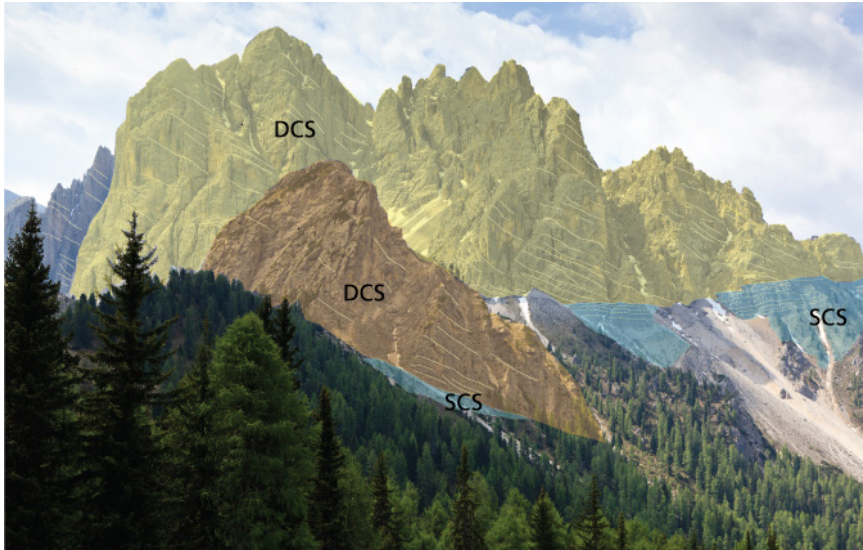


Abb. 23 - Übersicht auf den Bergrücken Sarlkopf/Punta di Serla - Dürrenstein/Picco di Vallandro mit den geometrischen Beziehungen zwischen den zwei Karbonatplattformen aus Kassianer Dolomit (DCS) im Bereich von Hochzonen und den angrenzenden Beckenablagerungen der St. Kassian-Formation (SCS). (Foto Josef Hackhofer)

Teil aus überwiegend Brekzien gekennzeichnet. Örtlich kann eine dünnmächtige Randfazies ausgemacht werden.

Die Riffhangfazies ist mit Ausnahme von Haunoldgruppe/*Gruppo Rondoi-Baranci* und Dreischusterspitzgruppe/*Gruppo dei Tre Scarperi* überall vertreten. Sie besteht vorwiegend aus Megabrekzien, Ruditen und korngestützten Kalkareniten, vielfach stark dolomitisiert. Sofern erkennbar, bestehen die Komponenten aus Bindstone, Framestone und Wackestone, die aus dem Plattformrand stammen. Daneben treten am Fuß des Abhangs und im Beckenbereich (vgl. Kap. 2.2.20.1) Lagen von karbonatischen Rutschmassen und Murablagerungen auf. Diese Ablagerungen gehen auf einen gravitativen Massentransport zurück (BOSELLINI, 1984; MASETTI *et alii*, 1991). Die Schichtung entspricht den progradierenden Klinoformen mit einer Neigung zwischen  $27^\circ$  und  $35^\circ$ . Am Fuß des Abhangs nimmt die Neigung örtlich ab und die Klinoformen gehen allmählich in die horizontal geschichteten Beckenablagerungen über (Abb. 24).

Oberladinium - Unterkarnium (Longobardium *p.p.* - Julium *p.p.*)



Abb. 24 - Riffhangbasis des Kassianer Dolomits mit Verzahnungen mit der eng geschichteten Beckenfazies der St. Kassian-Formation (Klettergarten Franchi, Höhlensteintal).

#### 2.2.21.1. - Interne Lagunenfazies ( $DCS_a$ )

Die interne Lagunenfazies wird von subtidalen bis peritidalen Dolomiten gebildet. Im Subtidal wurden Dolomikrite abgelagert, die fossile Ausgüsse von Gastropoden und Lamellibranchiaten sowie Korallenbüschel in ihrer ursprünglichen Position oder umgelagert (Strudelkopf) sowie Fenstergefüge zeigen. In den peritidalen Abschnitten kommen hingegen stromatolithische und pisolithische Dolomite vor, mit Tepee-Strukturen und dünnen Tonlagen, die auf eine subaerische Exposition zurückzuführen sind. Die Schichtung ist gut sichtbar und planparallel mit Dezimeter bis Mehrdezimeter mächtigen Schichtbänken.

Anhand der Ablagerungsgeometrien, der wichtigsten Sub-Milieus und der Lithofazies konnten örtlich zwei getrennte Riffe mit unterschiedlichem Alter abgegrenzt werden.

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit beträgt zwischen 0 und 800 m.

Die Untergrenze ist scharf und parakordant oder auch diskordant zur Schlern-Formation. Seitlich verzahnend mit den Beckenablagerungen der St. Kassian-Formation.

An Fossilien findet man nur Spezies, die Aufschluss über die Umweltbedingungen und nicht über die zeitliche Einordnung geben, weshalb die Altersbe-

stimmung des Kassianer Dolomits nur auf indirekte Weise erfolgt. Dazu werden die unterlagernden (Progradation) und überlagernden Formationen herangezogen (URLICHS, 1974; 1994; BIZZARINI *et alii*, 1986; BIZZARINI & BRAGA, 1987; GIANOLLA *et alii*, 1998; NERI *et alii*, 2007).

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch Karbonatkörper im peritidalen Raum, wo das Wachstum der Riffe eine Progradation in Richtung der Beckenablagerungen bewirkte.

#### 2.2.22. - Heiligkreuz-Formation (HKS)

Die Benennung „Heiligkreuz“ wurde von Wissmann (WISSMANN & MÜNSTER, 1841) eingeführt, um ein Gesteinsintervall mit *Unionites*-Fauna und unsicherer, stratigraphischer Position zu beschreiben. In der Folge wird diese Einheit von KOKEN (1913) detailliert beschrieben und als „Heiligenkreuz Schichten“ bezeichnet; außerdem wurde sie stratigraphisch korrekt ins obere Karn gestellt. Nachdem die Bezeichnung eine Weile keine Verwendung mehr fand, überarbeiteten BOSELLINI & LARGAIOLLI (1965) diese Einheit unter dem Namen *Strati di Santa Croce*. Heute entspricht die Heiligkreuz-Formation (KEIM *et alii*, 2001; STEFANI *et alii*, 2004; NERI *et alii*, 2007) zum Teil dem „Dürrensteindolomit“ von PIA (1937), bzw. korreliert mit der Dürrenstein-Formation *p.p.* von PISA *et alii* (1980) und BOSELLINI (1984), einschließlich der *Areniti del Di Bona* nach BOSELLINI *et alii* (1982; 1996) und NERI & STEFANI (1998). Die Heiligkreuz-Formation deckt sich mit der Dürrenstein-Formation von DE ZANCHE *et alii* (1993), GIANOLLA *et alii* (1998), PRETO & HINNOV (2003).

Die Heiligkreuz-Formation tritt auf der rechten Seite des Grünwaldtals vom Südhang der *Cima di Campo* bis zum Einschnitt des Seitenbaches/*Rio da Lato* auf und bildet die Südflanke des Schwarzberges oberhalb der Grünwaldalm/*Malga Foresta*. In der südwestlichen Blattecke tritt sie im Westen von *Forcella Camin* an der Basis der Lavinores-Gruppe auf. Im zentralen Blattbereich ist sie am Fuß der Nordwand des Großen Rosskopfs/*Campo Cavallo* aufgeschlossen, weiter prägt sie den Bereich der Plätzwiesen/*Prato Piazza* von den Parkplätzen des gleichnamigen Gasthauses bis zu den letzten Kehren der Straße, die von Schluderbach heraufführt. Im Osten des Höhlensteintals kommt sie am Osthang des Monte Piana, westlich der *Casera di Rinbiaco* vor. Sie baut den oberen Teil des Felssockels auf, auf dem sich die Drei Zinnen/*Tre Cime di Lavaredo*, Schwabnalpenkopf/*Torre dei Scarperi*, Toblinger Knoten/*Torre di Toblin*, Innichriedlknoten/*Rocca Novale* und Schusterplatte/*Lastron dei Tre Scarperi* erheben. Weiter im Norden tritt sie unterhalb der Gipfel von Schwalbenkofel/*Croda dei Rondoio*, Ebenkofel/*Croda dell'Acqua*, Hochebenkofel-Mitterebenkofel-Unterebenkofel/*Cime del Pian (Alto, di Mezzo, Basso)* und Birkenkofel auf.

Es treten karbonatische und terrigene sowie gemischte Ablagerungen auf: sandige bis siltige Kalke und Dolomite, oolithische, bioklastische, intraklastische Kalkarenite, vielfach dolomitisiert, Dolomikrite, mergelige Kalke, Mergel, Siltsteine und Sandsteine. Abhängig von den paläogeographischen Verhältnissen bedeckt diese Einheit konkordant die Beckenablagerungen der St. Kassian-Formation oder in Onlap die Riffhänge der Plattformen des Kassianer Dolomits, oder sie liegt diskordant über den Bildungen am Top der karnischen Plattformen, oftmals begleitet von Paläokarst oder größeren und kleineren Schichtlücken. In den Beckenbereichen sind die Abfolgen am vollständigsten erhalten.

Die Heiligkreuz-Formation belegt eine Abfolge von mehreren Ablagerungsergebnissen, bei denen die klimatischen Veränderungen wahrscheinlich eine grundlegende Rolle spielen. Wechsel von feuchten Perioden mit semiariden Klimabedingungen (BREDA *et alii*, 2009; STEFANI *et alii*, 2010; ROGHI *et alii*, 2010; DAL CORSO *et alii*, 2012; 2015a).

Diese lithostratigraphische Einheit markiert einen bedeutenden Moment in der triassischen Ablagerungsgeschichte der Dolomiten: Die letzten Becken werden verfüllt und das Geländereief wird ausgeglichen. Die Karbonatsedimentation ändert sich mit der Krise der mikrobialithischen Kassianer Plattformen grundlegend (vgl. GATTOLIN *et alii*, 2015). Die erwähnten Klimawechsel von feucht und semiarid bewirken eine ausgeprägte lithologische Differenzierung innerhalb der Einheit. In den Dolomiten werden entsprechend mehrere Member unterschieden (vgl. NERI *et alii*, 2007). Im Kartenblatt Toblach kommen das Seelandalpe-Member (HKS<sub>4</sub>) und das Dürrenstein-Member (HKS<sub>5</sub>) vor.

Karnium (Julium *p.p.* - Tuvalium *p.p.*)

#### 2.2.22.1. - Seelandalpe-Member (HKS<sub>4</sub>)

Der Name dieses Members geht auf die Seelandalpe/*Alpe di Specie* zurück, die unter Geologen dank der außergewöhnlichen Erhaltung von Fossilfaunen bekannt ist (LORETZ, 1875; OGILVIE GORDON, 1893; PIA, 1937; DIECI *et alii*, 1970; FÜRSICH & WENDT, 1977; WENDT, 1982; ZARDINI, 1981; 1985; BANDEL, 1991; 1992a; 1992b; 1993; 1994a; 1994b; 1995; 1996; 2007; RUSSO *et alii*, 1991; NEUWEILER & REITNER, 1995; SÁNCHEZ-BERISTAIN *et alii*, 2011; 2014; TOSTI *et alii*, 2014).

In der historischen Literatur ist diese lithostratigraphische Einheit Teil der St. Kassian-Formation. In jüngerer Zeit wurde sie eigens ausgehalten. Sie entspricht einem Teil des Members A von RUSSO *et alii* (1991) bzw. einem Teil der Heiligkreuz-Formation (TOSTI *et alii*, 2014; GATTOLIN *et alii*, 2015). In den Dolomiten entspricht sie dem Member A der Heiligkreuz-Formation von KEIM *et alii* (2006), dem Fedares-Member in BRANDNER *et alii* (2007) bzw. einem Teil des

Borca-Member (HKS<sub>1</sub>) in NERI *et alii* (2007) und BREDI *et alii* (2009).

Diese Abfolge tritt im Bereich der Plätzwiesen auf, im Westen in einem Aufschluss am Hang unterhalb der Parkplätze des Gasthauses Plätzwiese bis zum Stollabach/*Rio di Stolla*, im Osten ab 1.910 m Meereshöhe auf der Seelandalpe, im Bacheinschnitt unterhalb des ehem. Werks Plätzwiese/*Ex Forte Vallandro* und bis auf den Knollkopf (2.179 m) im Norden des Rautkopfs/*Col Rotondo dei Canopi*.

Es handelt sich um graue bis hellbraune Kalke in Wechsellagerung mit Peliten, Mergeln und mergeligen Kalken in cm-dicken Lagen. Der stets feinkörnige terrigene Anteil nimmt nach oben ab. An der Basis treten laminierte, dunkle Tonsteine auf. Daneben finden sich Fleckenriffe (*patch reefs*) mit Schwämmen, Chaetetes-Korallen, Steinkorallen, Stromatoporen, Sphinctozoa und untergeordnet Rotalgen (FÜRSICH & WENDT, 1977; RUSSO *et alii*, 1991; TOSTI *et alii*, 2014; GATTOLIN *et alii*, 2015). Nach oben treten oolithische Kalkarenite und sandige Dolomite mit einem geringen terrigenen Anteil auf. Die Schichtung liegt im cm-Bereich, vielfach ist sie knollig ausgebildet, vor allem im unteren Teil.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt zwischen 0 und 100 m.

Die Untergrenze ist scharf und parakonkordant zur St. Kassian-Formation oder in Onlap mit flachem Winkel auf den Abhängen des Kassianer Dolomit.

Der üppige Fossilgehalt umfasst Gastropoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden und vor allem Korallen und Schwämme. Besonders schöne und gut erhaltene Exemplare von Fossilien aus der Seelandalpe sind im Paläontologischen Museum „R. Zardini“ in *Cortina d'Ampezzo* und in den Sammlungen des Naturhistorischen Museums in Wien ausgestellt (KROH *et alii*, 2011). In den Untersuchungsprofilen am Rautkopf wurde eine Pollen-Vergesellschaftung aus *Patinasporites densus*, *Pseudoenzonasporites sumus*, *Enzonasporites vicens*, *Infernopolinites* spp. und *Paracirculina maljawkinae* festgestellt, wodurch die Einheit dem oberen Julium bzw. der *Austriacum*-Zone zugeschrieben wird (ROGHI, 2004; ROGHI *et alii*, 2010).

Der Ablagerungsraum entspricht einem nunmehr seichten Becken in fortschreitender Auffüllung, wo autochthone Karbonatschlämme abgelagert wurden und Mounds und Fleckenriffe auftreten.

#### 2.2.22.2. - Dürrenstein-Member (HKS<sub>5</sub>)

Die Bezeichnung „Dürrensteindolomit“ wurde von PIA (1937) eingeführt, um fein geschichtete Dolomite zu beschreiben, die bereits von LORETZ (1875) erwähnt wurden, mit großen Megalodonten und oolithischen Dolomiten, zwischen dem „Schlerndolomit“ und den „Plätzwiesenschichten“ eingelagert. PIA (1937) geht nicht auf die Abgrenzung zu den geschichteten Sedimenten der unterlagernden

Karbonatplattform ein, sondern beschränkt sich auf einige Unterscheidungen bezüglich des Schichtabfolge und der Gesteinstypen. In seiner geologischen Karte und in den Profilschnitten hingegen wird diese neue Einheit ganz klar eingeordnet. Aufgrund der unklaren Abgrenzung der verschiedenen, geschichteten Dolomite, dehnten mehrere Autoren (vgl. ROSSI, 1964, BOSELLINI *et alii*, 1977, CASATI *et alii*, 1982, BLENDINGER & BLENDINGER, 1989) den „Dürrensteindolomit“ deutlich weiter aus als PIA (1937), teilweise fasst er sämtliche geschichteten Fazies und internen Lagunenfazies der Plattformhochs (Anisium-Karnium) zusammen. Dadurch wurden über Jahrzehnte hinweg dieser Einheit örtlich Mächtigkeiten von



Abb. 25 - Dürrenstein-Member ( $HKS_5$ ) am Piz Popéna (außerhalb des Kartenblattes) von den Piani di Longares aus gesehen. Abkürzungen wie im Text. (Foto Michele da Pozzo)



Abb. 26 - Aufgeschlossene Abfolge am Schwabenalpenkopf. Abkürzungen siehe Text.

1000 Metern zugeordnet, so auch in den Sextner Dolomiten. Diese Auslegung ist auch heute noch vertreten (in DELFRATI *et alii*, 2000, Ss.100-108).

Gemäß PRETO & HINNOV (2003) ist es jedoch möglich, anhand lithostratigraphischer Kriterien die Heiligkreuz-Formation („Dürrenstein-Formation“) von der internen Lagunenfazies des Kassianer Dolomits zu unterscheiden. Im Aufschlussprofil beim *Rifugio Auronzo* (Drei Zinnen), kennzeichnend für weite Bereiche des Kartenblattes, ist die gegenständliche Einheit (HKS<sub>5</sub>) von den geschichteten Dolomiten der internen Lagune der Kassianer Plattform durch einen ausgeprägten Paläoboden getrennt, der eine gut erkennbare Verebnung bewirkt (Abb. 25, 26, 27).

An der Basis besteht diese Einheit aus gelblichen oder bunten (Paläoboden) Peliten, welche teilweise das Karst am Top der Kassianer Karbonatplattform verfüllen. Darüber treten vorwiegend massive, subtidale Dolomikrite und Mikrite auf. Nach oben folgen gut geschichtete, auch stromatolithische Dolomite in peritidalen Zyklen, mit seltenen, grauen bis hellbraunen und örtlich bunten Peliten und Siltitlagen.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt zwischen 20 und 100 m.

Die Untergrenze ist durchwegs scharf zur internen Lagunenfazies des Kassianer Dolomits bzw. graduell und schnell mit dem unterlagernden Seelandalpe-Member.

Der Fossilgehalt besteht aus Lamellibranchiaten, darunter *Lopha montiscaprilis*, *Physocardia ogilviae*, *Cornucardia hoernigi*, *Costatoria vestita* und *Megalodon triquiter*.

Der Ablagerungsraum ist einem peritidalen bis flachmarinen Milieu zuzuschreiben. Das vorherige Paläorelief wird ausgeglichen und versiegelt.

### 2.2.23. - *Travenanzes-Formation* (TVZ)

Diese Formation entspricht den „Raibler Schichten“ (HAUER, 1858; FÖTTERLE, 1856; RICHTHOFEN, 1860), den „Plätzwiesen Schichten“ von PIA (1937) bzw. der Raibl-Formation (vgl. NERI *et alii*, 2007; AVANZINI *et alii*, 2007; 2010; 2012).

Die Travenanzes-Formation tritt am Grünwaldjoch/*Passo Foresta* und entlang der Basis von Krippeskofel/*M. Groppes*, Col de Riciogogn/*Col di Ricegon*, Le Seneser/*M. Quaira di Sennes* auf. Weiter im Süden ist sie im Valun de Fanes/*Vallone di Rudo* an den Südhängen von Eisengabelspitze/*Cima Forca di Ferro* und Lavinores/ Gruppo delle Lavinores aufgeschlossen. In der Blattmitte tritt sie an der nördlichen Basis von Großer Rosskopf und Schwalbenkofel sowie bei den Plätzwiesen auf. Im Osten des Höhlensteintals bildet die Formation einige Verflachungen im Nordwesten des Bullkopfs/*Cima Bulla* und baut den Gipfelbereich von Hochebenkofel, Mitterebenkofel und Unterebenkofel in der Haunoldgruppe





Abb. 27 - Die Travenanzes-Formation im Grünwaldtal/Val di Foresta. Man beachte die geringe Mächtigkeit der Formation gegenüber den Aufschlussprofilen weiter im Osten (z.B. beim Schwabenalpenkopf/Torre dei Scarperi in Abb. 26). (Foto Anna Breda).

und der Schusterplatte auf. Weiters bildet sie die Basis von Toblinger Knoten, Schwabenalpenkopf und der Drei Zinnen.

Der untere Teil der Travenanzes-Formation besteht aus aphanitischen Dolomiten und Dolomikriten, mitunter kristallin, von hellgrauer bis weißlicher Farbe mit Zwischenlagen von Dolomikriten und sehr bröckeligen, schwarzen bis grünlichen, dolomitischen Peliten. Darüber folgen unregelmäßig wechselnd rote und grüne Pelite sowie fein geschichtete, subkristalline Dolomite, mitunter kommen auch weiße Gipslagen vor (BREDA & PRETO, 2011). Im oberen Teil treten sehr bröckelige, grau-braune, dolomitische Mergel auf, die örtlich (Plätzwiesen) in diskontinuierliche Lagen von gelblichen und bräunlichen Zellendolomiten, Mergeln und grauen oder roten, mergeligen Peliten übergehen. Am Top finden sich graue bis gelbliche, deutlich geschichtete Dolomite mit zahlreichen mergeligen und pelitischen Zwischenlagen von grauer Farbe (Abb. 26, 27).

In den dolomitischen Gesteinstypen liegt die Schichtung im Mehrzentimeter- bis Dezimeterbereich, Pelite und Mergel sind im Zentimeter- bis Mehrzentimeterbereich geschichtet. Die Schichtflächen sind meist eben, örtlich treten Laminationen auf.

Die Mächtigkeit der Formation beträgt zwischen 80 und 120 m.

Die Untergrenze ist scharf und oft diskordant oder erosiv zum Dürrenstein-Member der Heiligkreuz-Formation.

Der Fossilgehalt umfasst kleine turmförmige Gastropoden, kleine Megalodonten sowie Mikrofossilien (Foraminiferen).

Der Ablagerungsraum war geprägt durch ein paralisches und randmarines Milieu mit einem feinkörnigen, terrigenen Materialeintrag (BREDA & PRETO, 2011). Oberkarnium *p.p.* (Tuvalium)

#### 2.2.24. - Hauptdolomit (DPR)

Der Hauptdolomit („Dachsteinkalk und Dolomit“ von HAUER, 1850; „Hauptdolomit“ von GÜMBEL, 1857) tritt verbreitet im südwestlichen Blattbereich auf, wo er die Fanes-Hochebene im Norden begrenzt (Eisengabelspitze) und die Hochflächen von Senes und Fosses umrahmt (Lavinores, Muntejela de Senes/*Monte Sella di Senes*, Le Seneser, Kleiner Rosskopf/*Campo del Cavallo Piccolo*, Kleiner Jaufen/*Giovo Piccolo*, Rautkopf). Am südlichen Blattrand bildet der Hauptdolomit die nördlichen Ausläufer der Cristallo-Gruppe/*Gruppo del Cristallo*. In der südöstlichen Blattecke baut der Hauptdolomit die Drei Zinnen (Abb. 28) und den Katzenleitenskapf/*Croda dell'Argheua*, die Berggruppe Paternkofel/*M. Paterno* - Passportenkofel/*Croda del Passaporto* und die Gipfelbereiche von Rautkofel, Schwalbenkofel und Bullkopf auf.

Der Hauptdolomit besteht aus einer zyklischen Abfolge von hellgrauen bis weißlichen, stromatolithischen Dolomiten. Bereits BOSELLINI & HARDIE (1988) unterschied drei Untereinheiten, die jedoch im Allgemeinen nicht kartierbar sind. Diese Untereinheiten wurden an einigen Stellen und insbesondere im Kartenblatt Toblach entlang der Straße von *Pederù* nach *Fodara Vedla* beschrieben und sind wie folgt gekennzeichnet:

- Stromatolithische Dolomite und Dolomikrite mit Lamellibranchiaten (*Neomegalodon*) und Gastropoden (*Worthenia*), gut geschichtet und in peritidalen-subtidalen-peritidalen Zyklen im Meterbereich angeordnet; diese tiefste Einheit kann eine Mächtigkeit von 300-400 m erreichen;

- Dolomikrite, darunter auch Niveaus mit Megalodonten, die übergehen in pisolithische Brekzien, welche Tepee-Strukturen zeigen und in „diagenetischen Zyklen“ (HARDIE *et alii*, 1986 und BOSELLINI & HARDIE, 1988) angeordnet sind. Nach diesen Autoren sind diese Brekzien Ausdruck einer echten karbonatischen Bodenbildung und würden Regressionen in Übereinstimmung mit den Milanković-Zyklen belegen. Die Schichtung ist schlecht definiert und bildet 4-5 Meter dicke Bänke, die Mächtigkeit erreicht 200-300 m.

- Peritidale Dolomite ähnlich der tiefsten Einheit. Im oberen Abschnitt können kristalline und zucker körnige Dolomite vorkommen, von weißer Farbe bzw. mitunter mit einem leichten Rosastich. Sie sind deutlich geschichtet und ihre Mächtigkeit erreicht 150-200 m.

Im oberen Anteil der Abfolge beim Rautkofel treten stinkige, dunkle Dolomite in einem m-dicken Niveau auf. Sie wurden als anoxische Fazies interpretiert und wurden in der „Geologischen Wanderkarte Naturpark Sextner Dolomiten“ als „Seefelder Schichten“ kartiert. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit und der stratigraphisch vergleichbaren Position könnte diese Lage dem anoxischen Niveau des *Rio Resartico* (FANTONI *et alii*, 1998; ZANFERRARI *et alii*, 2013) entsprechen.

Im Blatt Toblach zeigt der Hauptdolomit eine relativ gleichbleibende Mächtigkeit von ca. 800 m.

Die Untergrenze mit der Travenanzes-Formation ist graduell und wird durch das Verschwinden der bunten Pelite und das Auftreten der stromatolithischen Dolomite definiert (BREDA & PRETO, 2011).

Innerhalb der Formation konnten zahlreiche Steinkerne von Lamellibranchiaten (*Dicerocardide*, *Neomegalodon*) und Gastropoden (*Worthenia*) gefunden werden.



Abb. 28 - Hauptdolomit: Übersicht auf die Südwestwände der Drei Zinnen/Tre Cime di Lavaredo. Sie bestehen aus einer mächtigen Abfolge von Dolomiten in peritidalen Zyklen.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch eine Karbonatplattform. Die Bedingungen variierten von subtidaler Lagune über eine Gezeitebene (*tidal flat*) bis hin zu echtem Supratidal mit Anzeichen von subaerischer Exposition (BOSELLINI, 1967). Die supratidalen Lagen im östlichen Blattbereich zeigen örtlich Fußabdrücke und Fährten von Dinosauriern (*Eubrontes* und *Grallator*), so zum Beispiel auf Blöcken am Fuß bzw. im Süden der Drei Zinnen (MIETTO, 1991; AVANZINI *et alii*, 2000; PETTI *et alii*, 2013).

Oberkarnium - Norium



Abb. 29 - Hauptdolomit: Dinosaurierfährten (*Grallator* und *Eubrontes*) auf Blöcken am Fuß der Drei Zinnen/Tre Cime di Lavaredo.

#### 2.2.25. - Graukalk-Gruppe (CG)

Die Graukalk-Gruppe stellt eine klassische Karbonatplattform-Einheit des Südalpins dar. Die Ablagerung wurde dabei stark durch die Dehnungstektonik während der ersten Phasen des jurassischen Riftinges geprägt.

In den Dolomiten wurde diese Einheit bereits in den 20er und 30er Jahren des vorigen Jahrhunderts von deutschsprachigen Autoren beschrieben (KOBEL, 1908; VAN HOUTEN, 1930; MUTSCHLECHNER, 1932; OGIVIE GORDON, 1934; PIA,

1937). Über dem Hauptdolomit unterschieden sie einen Karbonatkörper der Zeitspanne Rhät - Unterlias. In der Folge beschrieben sowohl CROS (1965), als auch LEONARDI (1967) die Kalkabfolge im Bereich des Blattes Toblach und erkannten im unteren Teil einige Schichten mit *Triasina (strati a Triasina* Auct.), die dem Rhät zuzuordnen sind.

Die Graukalk-Gruppe tritt verbreitet in der südwestlichen Blattecke im Bereich der Hochflächen von Fanes, Sennes und Fosses sowie der Berggruppen *Col Bechei* und Hohe Gaisl/*Croda Rossa* auf. Die Abfolge erscheint lithologisch recht homogen und wurde innerhalb der Gruppe nicht weiter in Formationen unterschieden, wie etwa auf den Blättern Mezzolombardo und Trento. Im Gebiet des Blattes Toblach kann man nur eine grobe Dreiteilung mit leichten Variationen der Lithofazies erkennen (ZEISS *et alii*, 1987).

Der unterste Abschnitt der Abfolge (*Calcari a Triasina*, Auct., Dachsteinkalk) besteht aus Kalken und untergeordneten Dolomiten, die in inter- und supratidalen Zyklen vom Typ *shallowing-upward* angeordnet sind. Sie zeigen mehr oder weniger regelmäßige Niveaus mit subaerischer Freilegung, die durch das Auftreten von Intraformations-Brekzien und stromatolithischen Lagen unterstrichen werden. Die Brekzien an der Basis (Rossalm/*Baita del Cavallo* und *Cadin di Croda Rossa*) weisen meist kantige, cm-große Klasten auf, bestehend aus: hellbraunen bis hellgrauen Wackestone mit Gastropoden, Lamellibranchiaten, seltenen Bruchstücken von Stachelhäutern und Ooiden mit einer oft stark rekristallisierten Matrix; dunkelgrau-schwarzen Packstone mit benthischen Foraminiferen (*Triasina*), Algenkrusten (*Solenopora*), kleinen Gastropoden, Resten von Stachelhäutern, Peloiden und Ooiden. Der obere Teil der Zyklen besteht aus leicht spaltbaren, hellen Laminiten. Örtlich sind die Bildungen tiefgreifend und ausgeprägt dolomitisiert. Auf den Hochflächen von Sennes und Fosses finden sich am Top der Abfolge häufig Lagen mit großen Lamellibranchiaten (auch über 15 cm groß) der Familien der Megalodonten und Dicerocardiidae. Dieser Abschnitt könnte der *Transitional Sequence* von ZEISS *et alii* (1987) entsprechen. Dieser unterste Teil der Gruppe gehört ins Rhät.

Es folgen überwiegend monotone, dunkelgraue und hellgraue bis hellbraune, mikritische Kalke (Mudstone, Wackestone) mit Fenstergefügen bzw. *bird eyes*, seltenen Pellets, Ooiden und seltenen benthonischen Foraminiferen. Nach oben gehen sie in Wechsellagerungen von Laminiten-Pelmikriten und seltenen eingeschalteten Biokalkareniten (Packstone) mit Bruchstücken von Muscheln und Stachelhäutern über. Die kalkig-mergeligen Laminite besitzen eine weißliche Farbe und sind 15-25 cm dick, zerblättern jedoch leicht in mm-dünne Plättchen, außerdem können sie Tepee-Strukturen aufweisen. Daneben finden sich grau-grünliche Pelite in Form von cm-dicken Einschaltungen. Diese Abfolge ist durchwegs deutlich und im Mehrdezimeter-Bereich (30-50 cm) geschichtet, die Schichtflächen sind zumeist planparallel (Abb. 30b), nur die grobkörnigen Fazies treten in amal-



Abb. 30 - Graukalk-Gruppe: a) Übersichtsfoto der Abfolge zwischen Fosses Riedel/Forcella di Cocodai und Seekofel/Croda del Becco; b) gut geschichtete Kalke beim Bivacco dall'Oglio (Südhang der Kleinen Gaisl/Piccola Croda Rossa).

gamierten Bänken von bis zu 2 m Mächtigkeit auf und zeigen wellige bis knollige Schichtflächen.

Der stratigraphisch oberste Abschnitt der Graukalk-Gruppe besteht aus Wechsellagerungen von Mikriten bzw. Biomikriten (Wackestone) und oolithisch-pisolithischen Kalkareniten (Packstone und Grainstone). In den Biomikriten finden sich Körner aus Schwammnadeln, Foraminiferen (*Haurania*, *Pseudocyclamina*, SIEREK, 1987), Bruchstücken von Lamellibranchiaten, Gastropoden, Stachelhäutern sowie seltene kleine Peloide. Die mikritische Matrix ist hellbraun gefärbt und örtlich rekristallisiert. In den Kalkareniten zeigen die Oolithe ein konzentr-

risch-radiales Gefüge mit einem Kern aus kleinen Foraminiferen, Protoconcha von Gastropoden, *Globochaete* und in den Pisolithen auch Bruchstücke von Lamellibranchiaten. Das Gestein ist hell und die fehlende Matrix deutet auf gut ausgewaschene Ablagerungen hin. Die Schichtbänke sind rund 20 bis 40 cm dick, die Mikrite zeigen planparallele Schichten, die Kalkarenite eine flachwinkelige Lamination.

Das Vorkommen von Foraminiferen der Gattung *Haurania* (SIEREK, 1987) erlaubt es, die Gruppe zumindest im oberen Teil bis ins Pliensbachium *p.p.* auszuweihen.

Die Gesamtmächtigkeit der Graukalk-Gruppe beträgt zwischen 450 und 600 m.

Die Untergrenze ist durch einen graduellen Übergang aus dem Hauptdolomit gekennzeichnet. Der Ablagerungsraum entspricht einer Karbonatplattform unter tidalen bis flachmarinen Bedingungen.

Rhätium *p.p.* - Pliensbachium *p.p.*?

#### 2.2.26. - *Encrinit der Kleinen Fanes (FAS)*

Die Autoren der 20er und 30er Jahre des vorigen Jahrhunderts hatten bereits erkannt, dass in den Ampezzaner Hochflächen und in anderen Dolomitengebieten die Graukalke mitunter durch fossilreiche Kalkarenite überlagert werden. An Fossilien finden sich zumeist Brachiopoden, Crinoidenbruchstücke und seltene Kopffüßler. CROS (1965) benannte diese Gesteine *Calcare ad entrochi* und unterstrich ihre großen Mächtigkeitsunterschiede (zwischen 0 und 10 Meter). MASETTI & BOTTONI (1987) definierten die Einheit und bezeichneten sie als *Encrinite di Fanes Piccola* (Encrinit der Kleinen Fanes). In der Folge wurde die Einheit von der italienischen Kommission für Stratigraphie formalisiert (DELFRATI *et alii*, 2000).

Im Bereich des Blattes Toblach tritt der Fanes-Encrinit im Bereich von Fosses, am Westhang der Roten Wand/*Remeda Rossa* und am *M. Geralbes*, bei Ra Stua, im Bereich der Kleinen Fanes (Gipfel 2057 m knapp nordöstlich der Faneshütte/*Rif. Fanes*) auf. Im Bereich von *Forcella Lerosa* und in kleineren Aufschlüssen beim Limosee/*Lago di Limo* kann man gangartige Verfüllungen aus Fanes-Encrinit in Klüften und Rissen am Top der Graukalk-Gruppe erkennen (Abb. 31).

Die Encrinite der Kleinen Fanes bestehen aus fein- bis grobkörnigen, gering verfestigten Kalkareniten (Packstone/Grainstone) mit Crinoidenschutt von weißer bis rosaroter Farbe. Es treten auch benthonische Foraminiferen, Bruchstücke von Brachiopoden und Gastropoden, mikritische Oolithe und Schwammnadeln auf. Man findet auch mikritische Intraklasten (Mudstone-Wackestone) mit scharfen Kanten, die vor allem im oberen Abschnitt der Einheit von Oxiden begleitet

werden. Im Bereich von Ra Stua und *Vallon Scuro* (sowie andernorts außerhalb des Blattbereiches) wurden Mehrdezimeter dicke Lumachella-Lagen aus Brachiopoden beschrieben (BENIGNI, 1978). Die Matrix fehlt in der Regel, der Zement besteht aus Kalzit und ist meist syntaxial überwachsen. Im Aufschluss ist eine Kreuzschichtung zu erkennen, während man in den Dezimeter bis Meter mächtigen Schichten eine schräge Lamination ausmachen kann.

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit beträgt zwischen 0 und 20 m. Die Untergrenze ist scharf, meist parakonkordant und mitunter auch erosiv (verfüllte Taschen) zur Graukalk-Gruppe (Abb. 31).



Abb. 31 - Verfüllung von Klüften am Top der Graukalk-Gruppe durch Packstones/Grainstones mit rötlichem Crinoidenschutt, welcher dem Encrinit der Kleinen Fanès zugeordnet wird.

An Fossilien wurden vorwiegend Brachiopoden (BENIGNI, 1978) gefunden, Mikrofossilien kommen in Form der benthonischen Foraminiferen *Nodosaridae*, *Froniculariae*, *Trocolinae* vor.

Nach MASETTI & BOTTONI (1978) entspricht diese Einheit dem Beginn des Versinkens der Trento-Plattform im Dolomitengebiet. Die erheblichen Schwankungen in der Mächtigkeit gehen wahrscheinlich auf die Umlagerung von Encrinit-Sandbänken durch die Meeresströmung zurück (WINTERER & BOSELLINI, 1981).

*Pliensbachium p.p.*

#### 2.2.27. - Rosso Ammonitico Veronese (ARV)

Diese Einheit tritt nur in der südwestlichen Blattecke auf, im Gebiet von Foses, am Westhang der Roten Wand, bei Ra Stua, im Bereich der *Forc.la Lerosa*,



im Nordwesten und Nordosten der Faneshütte, beim Limosee, knapp unterhalb des *Col Bechei di Sopra* (Gipfel bei 2603 m) sowie bei *Antruilles* entlang des *T. Boite* in kleinen tektonisierten Aufschlüssen (ZEISS *et alii*, 1987, ZARDINI, 1973).

Der Rosso Ammonitico Veronese kann in drei Untereinheiten unterteilt werden, die aber kartographisch nicht getrennt ausgehalten sind.

An der Basis der unteren Einheit tritt stets ein maximal 30 cm mächtiger Hartgrund auf, der aus Eisen- und Manganknollen, maximal 10 cm groß und mit konzentrischem Gefüge sowie aus kuppenförmigen Stromatolithen mit winzigen Löchern besteht. Diese werden durch Erosionsflächen und Grabungsstrukturen abgeschnitten. Daneben finden sich löchrige Ammoniten und Belemnitenrostren. Die grau-rötliche Matrix kann als Packstone klassifiziert werden, mit Bruchstücken von Stachelhäutern, pelagischen Lamellibranchiaten, Protochoncha von Gastropoden, Proto-Globigerinen, *Globochaete alpina*, und kleinen, maximal mm-großen, vielfach limonitisierten Klasten mit Mikrolöchern an der Oberfläche.

Über dem Hartgrund liegen parakondant Kalke (Packstone-Grainstone) mit reichlich pelagischen Lamellibranchiaten (*Posidonia alpina* Auct.) und Proto-Globigerinen, Pellets, Intraklasten, Lithoklasten, Bruchstücke von Stachelhäutern und großen Lamellibranchiaten sowie seltenen Radiolarien und *Globochaete alpina*. Die Matrix ist spärlich vorhanden, Zwischenräume sind mit Kalzitspat verfüllt. In dieser unteren Einheit liegt die Schichtung zumeist im Dezimeterbereich, ist oftmals amalgamiert und zeigt planparallele bis leicht wellige Schichtflächen, die mitunter durch hauchdünne grünliche Pelitlagen unterstrichen werden. Bioturbation ist stark verbreitet, jedoch kann in manchen Fällen eine ursprüngliche Ausrichtung der gelängten Klasten ausgemacht werden.

Darüber folgt parakondant die obere Einheit. Örtlich wird der Übergang durch eine dünne Hartgrundlage markiert. An der Basis zeigt die obere Einheit eine Wechsellagerung von dunkelroten Encrinitlagen (Packstone-Grainstone) mit kleinen Fe-Mg-Knollen und rosafarbenen, knolligen Mikritkalken (Wackestone). Nach einer weiteren, cm-dicken Hartgrundlage folgen rote bis rosarote mikritische Kalke (Wackestone) mit Ammoniten, Radiolarien, *Saccocoma*, *Globochaete alpina*, *Calpionella alpina*, Peloiden, Aptychen, kleinen Ammoniten, pelagischen Lamellibranchiaten und seltenen Klasten (vielfach limonitisiert). Man kann auch kuppenförmige Stromatolithen erkennen.

Die ganze Formation zeigt eine zumeist ausgeprägt knollige Schichtung im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, die Schichtflächen werden durch Stylolithen unterstrichen. Nach oben nimmt die knollige Struktur zusehends ab und die rote bis rosarote Färbung verschwindet allmählich.

Die Gesamtmächtigkeit erreicht ca. 25 m. Die Untergrenze ist scharf und parakondant mittels Hartgrund zum unterlagernden Encrinit der Kleinen Fanes, sofern vorhanden, oder zur Graukalk-Gruppe.

An Fossilien finden sich Ammoniten (*Lytoceras*) und Brachiopoden (*Pygope*). Die wichtigsten Mikrofossilien sind *Saccocoma*, *Globochaete alpina* und *Calpionella alpina*.

Der Ablagerungsraum kann einer pelagischen Sedimentation in einem tiefen, stetig weiter absinkenden Becken zugeschrieben werden.

Bajocium *p.p.* - oberes Titonium *p.p.*

### KRETAZISCHE EINHEITEN

Die karbonatisch-terrigenen Einheiten der Kreide treten im Blatt Toblach in der südwestlichen Ecke, geographisch gesehen in den Ampezzaner Hochflächen auf. Die Aufschlüsse sind allerdings begrenzt und vielfach tektonisiert (Abb. 32).

Diese Einheiten wurden gegen Ende des 19. Jahrhunderts und der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts vorwiegend von deutschsprachigen Autoren beschrieben (HOERNES, 1876, HAUG, 1887, KOBER, 1908, MUTSCHLECHNER, 1932). Später wurden sie zum Objekt von umfangreichen, zumeist paläontologischen Studien (CITA & ROSSI, 1959; CITA & PASQUARE', 1959; BACCALLE SCUDELER & LUCCHI

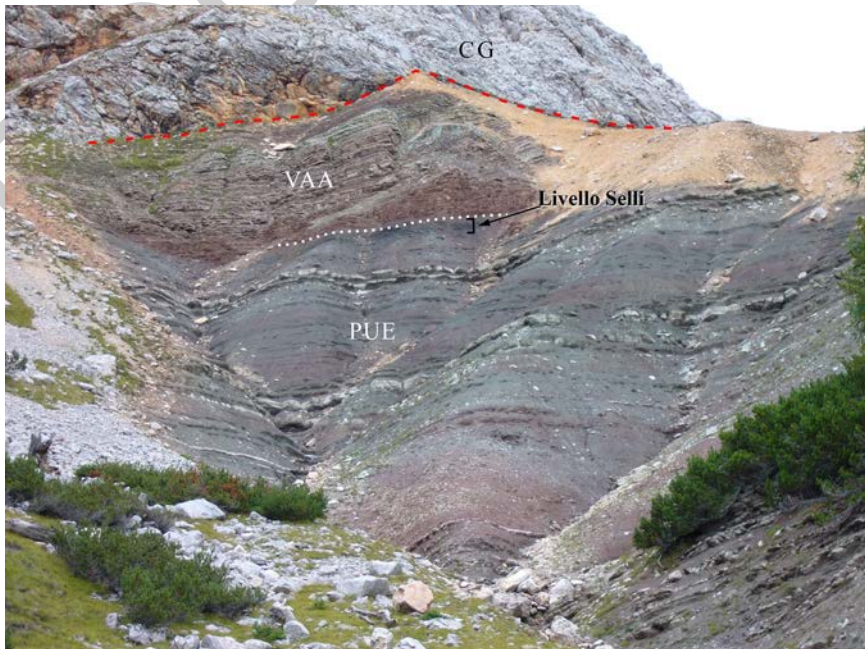


Abb. 32 - Kretazische Abfolge von den Puezmergeln (PUE) bis zur Scaglia Variegata Alpina (VAA) im Liegenden einer Überschiebung im Bereich der Forcella Lerosa. Am Top der Puezmergel (PUE) kann man das Selli-Level erkennen. (Foto Kathrin Lang).

GARAVELLO, 1967; CROS & DUPEUPLE, 1967 und BACCELLE SCUDELER & SEMENZA, 1974). Darunter behandeln nur CROS & DUPEUPLE (1967) die oberkretazische Abfolge von *Antruilles*.

Ab den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts und auch heute noch folgen weitere Arbeiten von zahlreichen Autoren, die zu vertiefenden Erkenntnissen, Überarbeitungen und neuen regionalen Zuordnungen der verschiedenen kretazischen Einheiten führten (ZEISS *et alii*, 1987, STOCK, 1994; STÖHR, 1994; BINI *et alii*, 1995; COBIANCHI & LUCIANI, 1998; LUCIANI & COBIANCHI, 1999; GAETANI, 2010, LUKENEDER, 2010; 2012; LUKENEDER *et alii*, 2016).

Lithologisch gesehen zeigen die kretazischen Dolomitabfolgen einen bedeutenden terrigenen Anteil, überwiegend mit toniger Kornfraktion, aber auch feinkörnige Sandsteine („Ra Stua Flysch“, BACCELLE SCUDELLER & SEMENZA, 1974), Mikrokonglomerate, Sandsteine und Kalklutite („Kreide von Antruilles“ in CROS & DUPEUPLE, 1967, BINI *et alii*, 1995) aus Trübeströmen. In diesem Sinn würde die oberkretazische Flysch-Fazies eine Weiterführung des „Insubrischen Flysch“ (CASTELLARIN, 1976) im Dolomitengebiet darstellen.

Neben den Nannomikriten als typische Lithotypen treten verbreitet Mergel, Siltite, Pelite, siltige Kalke, Sandsteine, Konglomerate, Kalkarenite und untergeordnet Black Shales auf.

Innerhalb der dünnmächtigen Black Shales wurden das Selli-Level (BINI *et alii*, 1995, LUKENEDER *et alii*, 2016) und das Bonarelli-Niveau (COBIANCHI & LUCIANI, 1998; LUCIANI & COBIANCHI, 1999) ausgemacht (erkannt, beschrieben?). Aufgrund ihrer Eigenschaften und ihrer Position können einige untersuchte Abschnitte der dunklen Tonsteinen-Einschaltungen mit den Lagen von anderen Ozeanischen anoxischen Ereignissen (*Oceanic Anoxic Event*) korreliert werden, welche ein unterkretazisches bis oberkretazisches Alter aufweisen. Im Rahmen des Projekts CARG wurde dieser Aspekt nicht weiter vertieft.

Von unten nach oben wurden die folgenden kretazischen Einheiten unterschieden:

- Maiolica
- Puezmergel
- Scaglia Variegata Alpina
- Scaglia Rossa

#### 2.2.28. - *Maiolica* (MAI)

Diese Formation tritt meist bei Ra Stua, im Bereich von *Forcella Lerosa*, auf Fosses, nördlich und nordwestlich der Faneshütte und in kleinen, stark tektonisierten Aufschlüssen beim Limosee, knapp östlich des Gipfels des *Col Bechei di Sopra* sowie entlang des *T. Boite* bei *Antruilles* auf.

Im unteren Abschnitt besteht die Abfolge aus weißen, mikritischen Kalken (Mudstones und Wackestones) mit muschelförmigem Bruch, wie sie in weiten Bereichen des Südalpins zu finden sind („Biancone“ in CITA & ROSSI, 1959). Die dm-dicken, planparallelen Schichten werden von mm-dünnen Lagen grünlicher Pelite unterstrichen. Daneben kommen Kieselknollen und Kiesellagen vor, mitunter in großer Anzahl. In den Aufschlüssen bei *Forcella Lerosa* und beim Limossee sind diese Hornsteine entkieselt.

Nach oben folgen Wechsellagerungen von bioturbaten, siltigen Kalken (Wackestone) mit *Zoophycos*, Siltiten, auch grobkörnig, sowie mikritischen Kalken (Mudstone) mit eingeschalteten, rosaroten bis grauen, mm-mächtigen Peliten. Diese gehen in bioturbate, siltige Kalke, graue bis grüne Mergel und Siltite im Wechsel mit grau-grünen bis schwarzen, mm-laminierten Peliten über („rote siltige Kalke“ in CITA & ROSSI, 1959, BINI *et alii*, 1995). Die Schichtung liegt in der Regel im cm-Bereich und weist planparallele und kontinuierliche bis leicht wellige Schichtflächen auf.

Eine vergleichbare Abfolge wurde - immer am Top des Rosso Ammonitico Veronese - in der Gardenaccia-Gruppe wenig westlich des Blattes Toblach von LUCKENEDER (2010) beschrieben.

Die Gesamtmächtigkeit der Formation erreicht 40 m, die typische Maiolica-Fazies charakterisiert dabei die ersten 10 Meter.

Die Untergrenze ist durch einen schnellen und graduellen Übergang aus dem Rosso Ammonitico und das Ausbleiben des knolligen Gefüges und der roten bis rosaroten Gesteinsfarbe gekennzeichnet.

Das Fossilgehalt ist artenreich und umfasst im unteren Abschnitt Tintinniden, nach oben treten Nannofossilien auf (darunter *Nannoconus coloni*), nicht zuordenbare Fragmente von Stachelhäutern, Foraminiferen und Radiolarien (siehe CITA & PASQUARE, 1959). Im Kalkschlamm sind auch kleine Bruchstücke von Lithoklasten und winzige Quarzkörner zu erkennen. Unter den Makrofossilien seien Aptychen und Ammoniten genannt, sehr häufig findet man Spurenfossilien vom Typ *Zoophycos*.

Der Ablagerungsraum war geprägt durch ein pelagisches Becken mit wiederkehrenden Ereignissen von terrigenem, distalem Materialeintrag, dessen Herkunft nicht gesichert ist.

Oberes Titonium *p.p.* - Hauterivium *p.p.*

### 2.2.29. - Puezmergel (PUE)

Dieses stratigraphische Intervall entspricht dem „Puez Limestone Member“, einem Teil der „Puez-Formation“ gem. LUCKENEDER (2010, 2016). In den Arbeiten über die Abfolgen in der Gardenaccia-Gruppe schlug Lukeneder die Formalisie-

zung der „Puez-Mergel“ vor, mit einer internen Unterteilung in drei Member, die der Zeitspanne Hauterivium - Albium und vielleicht auch noch dem Cenomanium zuzuschreiben sind. Obwohl die kretazischen Abfolgen im Dolomitengebiet spärlich und in begrenztem Ausmaß auftreten, unternimmt der Autor keine Vergleiche oder Korrelationen zu den umfangreich untersuchten, weiter im Osten anstehenden Einheiten.

Diese Formation tritt verbreitet im Bereich von Ra Stua und der *Forcella Le-rosa* auf, sowie in kleinen Aufschlüssen auf Fosses und nördlich der Faneshütte. Entlang des *T. Boite* bei *Antruilles* sind die Aufschlüsse stark tektonisiert. Bei Ra Stua finden sich die klassischen Typlokalitäten dieser Einheit im Bereich der Ampezzaner Hochflächen (CITA & PASQUARE, 1959; BACCILLE SCUDELLER & SEMENZA, 1974; BINI *et alii*, 1995; CLAPS & MASETTI, 1994).

Im Gelände erkennt man eine ziemlich monotone Wechselfolge von bioturbaten, grau-grünen, siltigen Kalken (Wackestone), Mergeln und grauen bis grünlichen, mitunter rötlichen Siltiten mit Ammoniten sowie grünen und bläulichen bis dunkelgrau-schwarzen Tonsteinen und Peliten. Der terrigene Anteil überwiegt gegenüber dem kalkigen. An der Basis könnte eine Lage von dunkelgrauen Siltiten vom Typ Black Shales mit dem Faraoni-Ereignis in Verbindung gesetzt werden. Am Top treten über einer dünnen Lage von rötlichen Siltiten und siltigen Kalken von weinroter Farbe und mit grünen Flecken, etwa 7 m mächtige, feinlamierte schwarze Pelite auf, die dem Selli-Ereignis zugeordnet werden können (OAE1).

In den kompakteren Abschnitten erscheint die Schichtung leicht wellig und vielfach amalgamiert zu dm-dicken Bänken. Die Mergel, Siltite und Pelite hingegen sind deutlich planparallel laminiert und im cm-Bereich geschichtet.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt 70-80 m.

Die Untergrenze ist graduell mit der Maiolica (MAI) und wird durch das Auftreten der Mergel und einen markanten Farbwechsel definiert.

An Mikrofossilien finden sich vorwiegend Nannofossilien (darunter *Nannoconus steinmanni*), die den Hauptanteil der Kalkschlämme stellen (CITA & PASQUARE, 1959). Daneben kommen nicht näher zuordenbare Fragmente von Stachelhäutern, Foraminiferen und Radiolarien vor. An Makrofossilien finden sich viele Ammoniten (ZARDINI, 1980a; LUCKENEDER 2010), Stachelhäuter und Lamellibranchiaten. Spurenfossilien vom Typ *Zoophycos* sind häufig anzutreffen.

Auch in diesem Fall entspricht der Ablagerungsraum einem pelagischen Becken mit terrigener Materialzufuhr.

Hauterivium *p.p.* - Aptium *p.p.*

### 2.2.30. - *Scaglia Variegata Alpina* (VAA)

Diese Formation tritt in diskontinuierlichen Aufschlüssen bei Ra Stua, Tre-

*monti, Forcella Lerosa* und *Antruilles* auf. Im Bereich von Ra Stua-Tremonti-*Forcella Lerosa* überlagern die basalen Abschnitte der Formation direkt die Puezmergel, während im Bereich von *Antruilles* stratigraphisch höhere Abschnitte bis zum Übergang zur Scaglia Rossa auftreten.

In der spezifischen Literatur zu diesen Aufschlüssen (CITA & PASQUARÈ, 1959; CITA & ROSSI, 1959, CROS & DUPEUPLE, 1967, BACCILLE SCUDELER & SEMENZA, 1974, STOCK, 1994, BINI *et alii*, 1995, LUCIANI & COBIANCHI, 1999) werden lithostratigraphische Einheiten derselben Position innerhalb der Abfolge mit verschiedensten Bezeichnungen erwähnt. In den gegenständlichen Erläuterungen wird eine zusammengefasste Abfolge verwendet und stratigraphisch der Scaglia Variegata Alpina zugeordnet.

Über dem anoxischen Selli-Level treten ziegelrote Kalke (Wackestone) mit grünlichen Flecken auf. Sie enthalten reichlich Glaukonitkörner im mm-Bereich, wodurch das Gestein ein gesprenkeltes Aussehen erhält. Nach oben schalten sich vermehrt rötliche Siltite ein und in den kalkigen Partien treten rote bis braune Kieselknollen und Kieselagen auf. Neben den Glaukonitkörnern treten noch Extraklasten von Metamorphiten, Quarz, Glimmer und schlecht gerundeten Feldspäten auf. Es kommen auch Radiolarien, Schwammnadeln und planktonische Foraminiferen vor, wobei CITA & ROSSI, (1959) das Auftreten von *Anomalina sp.* und *Hedbergella sp.* bzw. das Fehlen von gekielten Exemplaren hervorheben. In den festeren Kalken erkennt man eine Zentimeter bis Mehrdezimeter dicke, planparallele Schichtung. Die Siltite zeigen hingegen eine sehr feine Schichtung im mm-cm-Bereich mit leicht welligen Schichtflächen, sie sind stets planparallel laminiert und weisen eine Einregelung der gelängten Klasten auf.

Dieser untere Abschnitt von rund 30 m Mächtigkeit entspricht den „Kiesalkalen“ (*calcarei a selce*) von CITA & ROSSI (1959) und BACCILLE SCUDELER & SEMENZA (1974), bzw. den „roten Kiesalkalen“ (*Calcarei selciosi rossi*) von BINI *et alii* (1995). In Bezug auf Fazies und Alter kann dieser Abschnitt dem „Puez Red Member“ von LUKENEDER (2010) zugeordnet werden.

Nach oben folgt eine rund 40 m mächtige Wechselfolge von pelitisch-sandigen Turbiditen und grünlichen, mikritischen Kalken mit Foraminiferen, Radiolarien und Schwammnadeln; den Abschluss der Abfolge bilden einige Meter von siltigen Kalken. Die Turbidite sind in Zyklen von wenigen Dezimetern bis ca. einem Meter angeordnet und zeigen eine deutliche Tendenz *fining upward*. Die Litharenite bestehen aus Geröllen von Metamorphiten und Vulkaniten, opaken Mineralien und Fragmenten von Rotalgen.

Dieser Abschnitt entspricht dem bekannten „Flysch von Ra Stua“ gemäß BACCILLE SCUDELER & SEMENZA (1974).

Unter den Foraminiferen erkannten die Autoren *Hedbergella trochoidea*, *Plaanomalina* und Globigerinida, außerdem sammelten und klassifizierten sie Ammonitenfaunen (*Desmoceras sp.* und *Hoplitides sp.*), die zusammen mit mikropalä-

ontologischen Erkenntnissen eine Einstufung ins Albium ermöglichen.

Der oberste Abschnitt (Cenomanium) der Abfolge besteht aus Mergeln, welche mit mergeligen Kalken (Wackestone) und mm-laminierten Peliten alternieren. Sie können eine grau-grüne, hellbraune, rote oder schwarze Färbung aufweisen. In den mergeligen Kalken finden sich mitunter Quarzkörner, Gerölle des metamorphen Grundgebirges, Glimmer und Oxide sowie seltene Zirkone. Ganz am Top beschrieben LUCIANI & COBIANCHI (1999) das Bonarelli-Niveau entsprechend dem ozeanischen anoxischen Ereignis OAE2 (JENKYN, 1980; 2010).

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit beträgt ca. 150 m.

Die Untergrenze ist scharf zu den Puezmergeln und wird durch den Übergang von den schwarzen Tonsteinen des Selli-Levels zu den darüber liegenden, ziegelroten Kalken definiert (s. Abb. 32).

An Mikrofossilien finden sich vorwiegend Nannofossilien, planktonische und benthonische Foraminiferen, Rotalgen, Radiolarien und Schwammnadeln. Unter den Makrofossilien treten Ammoniten (*Desmoceras sp.* und *Hoplitides sp.*) auf, welche von BACCILLE SCUDELER & SEMENZA, 1974 im Flysch von Ra Stua gesammelt und bestimmt wurden. Häufig findet man fossile Spuren vom Typ *Zoophycos* und *Condrites*. Im Abschnitt über dem Flysch von Ra Stua erkennt man unter den planktonischen Foraminiferen *R. appenninica* und *R. ticinensis*, nach oben erscheinen *R. reicheli*, *R. cushmani* und *Praeglobotruncana stephani*. auf der Bildfläche.

Das Ablagerungsmilieu war geprägt durch ein tiefes, mittel- bis unterbathyales Becken (LUCIANI & COBIANCHI, 1999). Bedingt durch terrigene Turbiditeinträge war hier die Sedimentationsrate höher als in anderen zeitgleichen Aufschlussprofilen (Profilschnitt bei *Cismon* in BELLANCA *et alii*, 1996). Die Turbiditströme setzten zudem früher ein, als in anderen Gebieten des Südalpins (Aptium-Albium) und belegen gemäß BACCILLE SCUDELER & SEMENZA, 1974 das Vorkommen von Rinnen, über welche Material von nördlich und außerhalb des Beckens zugeführt wurde. Lithostratigraphische Ähnlichkeiten erkennt man im gleichaltrigen Lienzer Flysch (MARIOTTI, 1974).

Aptium *p.p.* - Cenomanium

### 2.2.31. - Scaglia Rossa (SAA)

Diese Einheit bildet den Großteil des Hügels von *Antruilles* und ist entlang des Baches *Ruoibes de Inze* (LUCIANI & COBIANCHI, 1999), am Südhang des Hügels und entlang des Baches *Ruoibes de Fora* (CROS & DUPEUPLE, 1967, STOCK, 1994 und BINI *et alii*, 1995) diskontinuierlich aufgeschlossen und mitunter tektonisiert. Mehrere Autoren haben verschiedene Bezeichnungen verwendet, die nie formalisiert wurden. Die beschriebenen Gesteine können der typischen Fazies der

Scaglia Rossa sowie gemischt kalkig-terrigenen Turbiditabfolgen zugeschrieben werden.

Die unteren Anteile der Abfolge (COBIANCHI & LUCIANI, 1998; LUCIANI & COBIANCHI, 1999), über den dunklen Tonsteinen des Bonarelli-Niveaus bestehen aus zyklischen Wechsellagerungen (insgesamt ca. 37 m mächtig) von ziegelroten Mergeln und roten bis rosaroten, pelagischen Kalken. Nach oben sind vielfach gradierte, turbiditisch-arenitische Lagen und dunkle Tonsteine eingeschaltet.

Die hemipelagischen, kalkigen und mergeligen Sedimente bestehen aus Mudstones und Wackestones mit planktonischen Foraminiferen, seltenen Quarzkörnern, Schwammnadeln und Fragmenten von Stachelhäutern. Häufig sind Rutschstrukturen (*slumping*) im Submeter- bis Meterbereich zu erkennen, welche die Schichtung überprägen.

Die turbiditischen Ereignisse zeigen eine erosive Untergrenze und Belastungsformen; seltene Fließmarken (*flute-cast*) zeigen einen Antransport aus Osten. Innerhalb der Schichten kann man die Abfolgen Tb-e, Tc-e, Tb-c/e und seltener Ta-e der Bouma-Sequenz (STOCK, 1994 und BINI *et alii*, 1995) erkennen.

Die Arenite bestehen aus Quarz, Glimmer, metamorphen Geröllen, karbonatische Extraklasten, Oxiden, Pellets, Glaukonit (primär wie klastisch) und seltenen Kohleschmitzen. Unter den karbonatischen Extraklasten finden sich Bruchstücke von Inoceramus, Rudisten und Stachelhäutern sowie Stacheln von Brachiopoden. Diese Ablagerungen sind komponentengestützt; sofern vorhanden, wird die Matrix von kalkigen Siltiten gebildet, daneben findet sich Karbonatzement (siehe auch CROS & DUPEUPLE, 1967, STOCK, 1994 und BINI *et alii*, 1995).

Im oberen Abschnitt der Formation treten örtlich Konglomerate in linsenförmigen Körpern von bis zu 10 m Mächtigkeit auf. Die Klasten sind maximal 3-5 cm groß, gerundet bis kantengerundet. Nur an der Basis finden sich Gerölle bis 20 cm Durchmesser. Unter den Klasten finden sich Wackestones mit Tintinniden, pelagische Lamellibranchiaten und Protoglobigerinen, Packstones-Grainstones aus Oolithen und Pellets, grau-hellbraune Mudstones, gelbliche, feinkörnige, kristalline Dolomite, Quarzite, Metamorphite, rote und dunkle Hornsteine sowie stark verwitterte Vulkanite. Daneben kommen zahlreiche Bruchstücke von Inoceramus und Rudisten, Rotalgen sowie benthonische und planktonische Foraminiferen. Die Klasten sind oft stylolithisch getrennt. Die Hohlräume sind mit spatlichem Kalzit verfüllt, während die arenitische Matrix stets eine untergeordnete Rolle spielt.

Die Mächtigkeit wird auf ca. 100 m geschätzt.

Die Untergrenze ist scharf zur Scaglia Variegata Alpina und wird durch den Übergang von den dunklen Tonsteinen des Bonarelli-Niveaus zu den darüber liegenden Kalk-Mergel-Wechsellagen definiert.

An Fossilien finden sich vorwiegend planktonische Foraminiferen *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Whiteinella archeocretacica*, *Dicarinella concavata*,



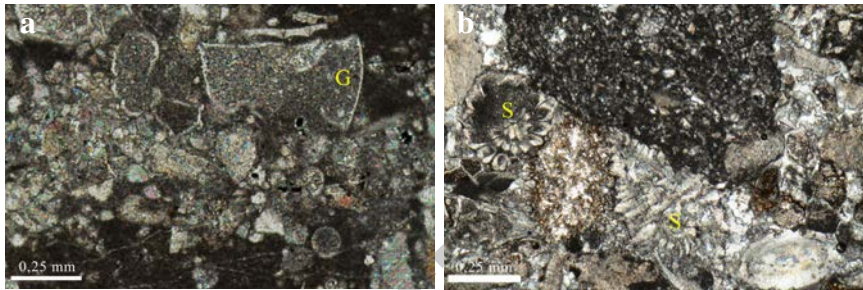


Abb. 33 - Dünnschliffaufnahmen mit den kennzeichnenden Foraminiferen des Maastrichtiums im obersten Teil der Scaglia Rossa: a) *Gansserina ganseri* (G); b) *Siderolites* sp (S).

*Globotruncana arca*, *G. lapparenti*, *G. elevata* und *Gansserina ganseri*. Das Auftreten von *Gansserina ganseri* und *Siderolites* (Bestimmung durch Franca Proto-Decima und Valeria Luciani) erlaubte es, den obersten Abschnitt der Abfolge dem unteren Maastrichtium (COCCIONI & PREMOLI SILVA, 2015) zuzuordnen (Abb. 33). Daneben erkennt man benthonische Foraminiferen, Rotalgen, Radiolarien und Nannofossilien. Sehr häufig sind auch fossile Spuren des Typs *Zoophycos* und *Condrithes*.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch einen Beckenabhang bis zur Unterkante des Abhanges.

Turonium - Maastrichtium *p.p.*

### 2.2.32. - Parei-Konglomerat (CMP)

Die Konglomerate im Bereich von *Col Bechei di Sopra* wurden bereits von HÖRNES (1876) und von MOJISOVICS (1879) erwähnt und auf Basis von stratigraphischen Überlegungen und Ähnlichkeiten mit den Gosau-Schichten in den Nördlichen Kalkalpen der oberen Kreide zugeschrieben. Im Rahmen der Überarbeitung der kretazischen Dolomitenabfolgen wurde das Konglomerat von CITA & PASQUARE (1959) mit Vorbehalt ins Eozän gestellt, aufgrund der mikropaläontologischen Vergesellschaftungen, die den Autoren eher als tertiär erschienen (*pur non avendo un assoluto valore stratigrafico, denotano un carattere terziario*, S. 395). In der Folge wurde die Formation dank der Foraminiferen-Vergesellschaftungen (Lepidocyclinen und Amphysteginen) von CROS (1966, 1978) am Übergang von Oligozän und Miozän angesiedelt. Autoren der Innsbrucker Schule (KEIM 1995, MAIR *et alii*, 1996 und KEIM & STINGL, 2000) untersuchten und beschrieben die Aufschlüsse im Detail und lieferten auch eine tektonische Eingliederung.

Die Formation tritt im Kartenblatt an zwei Stellen auf, zum einen am Südhang des *Col Bechei di Sopra*, entlang einer West-Ost gerichteten, morpho-strukturellen Verflachung zwischen den namenlosen Gipfeln 2.500 m - 2.580 m - 2.377 m in Form von monogenen Brekzien, monogen-polygenen Konglomeraten, Sandsteinen und hybriden Areniten. Ein zweiter Aufschluss befindet sich im Norden der Roten Wand im Bereich der Erhebung 2.553 m in Form einer polygenen Megabrekzie mit reichlich rötlicher Matrix.

Bei ersteren handelt es sich um Konglomerate und Brekzien mit karbonatischen Klasten ebenso wie mit Grundgebirgsgeröllen in einer sandig-siltigen Matrix sowie Einschaltungen von groben bis feinkörnigen, hybriden Areniten. Die Konglomeratlagen sind wenige Dezimeter bis 2-3 Meter mächtig und zeigen ausgeprägte laterale Schwankungen. Sie werden laminierten, stark konzentrierten Schuttströmen zugeordnet. Die Konglomerate sind korngestützt, der Matrixanteil ist gering, die Hohlräume wurden durch spatischen Kalzit verfüllt. Die Klasten sind gerundet und man kann Metamorphite, Quarzite, triassisch-kretazische Kalken und Dolomite sowie oligozäne Vulkanite erkennen (KEIM & STINGL, 2000; MAIR *et alii*, 1996) (Abb. 34b). Örtlich kommen auch Biorudite und Biokalkarenite mit Balaniten, Bryozoen, Algen, Foraminiferen und Haifischzähnen vor.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt zwischen 0 und rund 80 m.

Die Untergrenze ist erosiv und stark diskordant zur verfalteten Sedimentabfolge von Jura und Kreide. Das Parei-Konglomerat steht in direktem Kontakt zu der Graukalk-Gruppe, zum Rosso Ammonitico Veronese und zur Maiolica (Abb. 34a).

An Mikrofossilien finden sich Foraminiferen, darunter Lepidocyclinen und Amphysteginen. Es kommen auch Haifischzähne und Muschelfragmente vor.

Das Ablagerungsmilieu war gekennzeichnet durch ein flaches Meeresbecken, das sich über den kompressiven, West-vergenten Strukturen der älteren Einheiten erstreckte. Das Becken musste in Richtung Norden einen tektonisch aktiven, un-

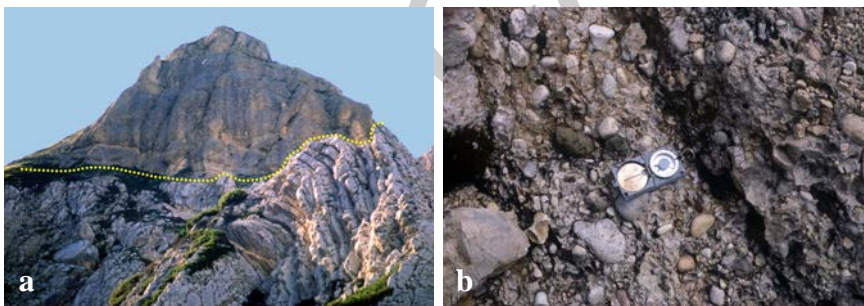


Abb. 34 - Parei-Konglomerat: a) diskordanter Kontakt auf gefalteten Kalken der Graukalke-Gruppe; b) Detail der konglomeratischen Fazies. Col Bechei di Sopra.

terseeischen Abhang aufweisen, daneben war ein nahegelegenes Festlandgebiet vorhanden. Aus letzterem stammen die terrigenen Anteile, die über Flusssysteme in das Becken transportiert wurden. Innerhalb des Beckens musste sich zudem eine weitere Hochzone befinden, aus welcher die erodierten, beckeninternen Anteile stammen (KEIM & STINGL, 2000).

Vereinzelt findet man auf der Felsoberfläche oberhalb von 2.300 m Meereshöhe, z.B. im Bereich Rote Wand und Muntejela de Senes (BINI *et alii*, 1990) oder südlich des Gipfels des *Col Bechei di Sopra* (PANIZZA & DIBONA, 1990), gut gerundete Quarzgerölle von wenigen Millimetern bis zu einem Dezimeter Durchmesser zusammen mit Limonit- oder Markasit-Knollen. Im Bereich von *Campo Croce* sind auf einer Höhe von rund 2.100 m Quarzgerölle an der Verfüllung von Karstformen beteiligt, die entlang von Störungen (Val Salata-Linie) freigelegt wurden. Nach BINI *et alii* (1990; 1995) stellen die Felsoberflächen mit den verstreut vorkommenden Quarzgeröllen wahrscheinlich tertiäre Erosionsflächen dar und die Gerölle sind als Reste des damals aufgeschlossenen und weiter verbreiteten Parei-Konglomerats zu interpretieren. Für die Quarzgerölle in den Karstfüllungen kann eine andere Herkunft nicht ausgeschlossen werden. Ähnliche Funde sind aus den Nördlichen Kalkalpen bekannt und wurden dort als Aufarbeitungsprodukte einer kontinentalen, klastischen Einheit (Augenstein-Formation) interpretiert, die in Resten über einer Erosionsfläche des unteren Oligozän - unteren Miozän erhalten geblieben ist (FRISCH *et alii*, 2001).

Oligozän *p.p.* - Miozän *p.p.*

#### 2.2.32.1. - Brekzien und Megabrekzien (CMP<sub>a</sub>)

Am Bergkamm zwischen Fosses und der Rossalm ist am Roten Turm nördlich der Roten Wand ein Körper aus Brekzien und Megabrekzien mit vorwiegend Graukalkklasten in einer hybriden, arenitisch-ruditischen Matrix mit Quarzanteilen aufgeschlossen. Die Klasten weisen eine sehr variable Korngröße vom Dezimeter bis zu einigen Zehnermetern auf. Der Körper erscheint nicht geschichtet oder strukturiert. Kennzeichnend ist das Vorkommen von Oxiden und cm-dicken Adern mit Mn-Fe-Mineralisierungen, die mitunter auch die sandige Matrix betreffen. Ähnliche Fazies treten auch am östlichen Hangfuß des *Col Bechei di Sopra* auf; aufgrund der begrenzten Ausdehnung, sind diese Aufschlüsse auf der Karte im Maßstab 1:50.000 nicht dargestellt.

### 3. - SPÄTALPINER MAGMATISMUS

(C. Morelli)

#### 3.1. - ALLGEMEINE BETRACHTUNGEN

Während der letzten Phasen der kretazischen Kollision, die zwischen dem Oligozän und dem Miozän zur Auffaltung der Alpen führte, kam es entlang von Schwächezonen der oberen Kruste zu einer Intrusion verschiedener Körper und Gänge, von der alle präexistente Einheiten betroffen waren.

##### 3.1.1. - Tonalit (TLG)

Es handelt sich hierbei um Tonalitkörper die in der Literatur als „Periadriatische Lamellen“ oder „Tonalitlamellen“ bekannt sind und in Form von tektonischen Schuppen entlang der Nördlichen Judikarien-Linie und der Pustertal-Linie auftreten (DAL PIAZ, 1926, 1934; EXNER, 1976; BARGOSSO *et alii*, 1978). Im Blatt Toblach treten diese Tonalite an zwei Stellen am Kontakt zwischen den ostalpinen und den südalpinen Einheiten auf, am Ausgang des Finnerbaches/Rio Fosco bei Unterplanken/*Planca di Sotto* und orographisch rechts des Teistnerbaches/Rio di Tesido bei Emmersberg/Mezzomonte. Einige Autoren erwähnen einen weiteren Aufschluss im Silvestertal/*Valle San Silvestro* bei Pfarra/*Caminatella* (DAL PIAZ, 1934 und FURLANI, 1912), der jedoch nicht aufgefunden werden konnte.

Die Tonalite sind mittel- bis feinkörnig mit einem orientierten Gefüge. Das Gestein ist meist stark chloritisiert und besteht aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende. Die Foliation wird - sofern erhalten - durch die Einregelung von Amphibol, Biotit und Quarz definiert. Aufgrund ihrer Position entlang der Pustertal-Linie sind sie durch eine ausgeprägte Kataklyse und tektonische Foliation gekennzeichnet.

Das Alter der Tonalitlamellen wurde in den weiter westlich liegenden Kartenblättern Meran/*Merano* und Eppan/*Appiano* untersucht und mit  $28,6 \pm 1,5$  Ma bzw.  $34,0 \pm 1,0$  Ma (BARGOSSO *et alii*, 2010) angegeben. Für den Rieserferner Pluton/*Vedrette di Ries*, der einige Zehnerkilometer weiter nördlich in das ostalpine Grundgebirge intrudierte, wurde von mehreren Autoren (BORSI *et alii*, 1979; BARTH *et alii*, 1989; ROMER & SIEGISMUND, 2003) ein vergleichbares Alter ermittelt.

#### 4. - STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN

(M. Cucato & C. Morelli)

##### 4.1. - KRITERIEN ZUR STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN

Die Einheiten wurden nach dem Prinzip der *UBSU (Unconformity-bounded stratigraphic units)* verwendet und folgen dabei der Hierarchie vom Supersynthem bis zum Subsynthem. Zusammenfassend entsprechen sie den folgenden Einheiten:

- Die Ablagerungen vor dem letzten glazialen Hochstand (prä-LGM) entsprechen dem Monte Spinale-Supersynthem. Dieses umfasst noch zwei weitere Syntheme, das Percha-Synthem (*Perca*) und das Welsberg-Synthem (*Monguelfo*), beide im Etsch-Einzugsgebiet.
- Die Ablagerungen des letzten glazialen Hochstandes (*Last Glacial Maximum*, abgekürzt: LGM) werden zwei Einheiten zugeordnet, dem Garda-Synthem (*SGD*) und dem Piave-Synthem (*PVI*). Das Garda-Synthem bildet den Großteil der glazialen Ablagerungen im Blatt Toblach und betrifft das ausgedehnte Einzugsgebiet von Etsch und Drau<sup>4</sup>. Es umfasst noch 6 weitere Subsyntheme. Das Nasen-Subsynthem/*Nessano* entspricht einer ersten Rückzugsphase des Pustertaler Gletschers und ist nur im Pustertaler Haupttal anzutreffen. Die restlichen 5 Subsyntheme (*Hochalpen/Colli Alti*, *Prags/Braies*, *Höhlenstein/Val di Landro*, *Fischleintal/Val Fiscalina* und *Val Padeon*) entsprechen den glazialen Ablagerungen der jeweiligen Seitengletscher nach der Abtrennung vom Pustertaler Hauptgletscher. Sie entstanden im Zuge von erneuten Gletschervorstößen, die bis fast an den Talausgang vordrangen oder bestimmte Höhenlagen erreichten. Das Piave-Synthem entspricht den glazialen Ablagerungen im Piave-Einzugsgebiet und kommt nur in der südöstlichen Blattecke vor.
- Die postglazialen Ablagerungen entsprechen dem Alpenen Postglazialen Synthem. Dieses umfasst noch zwei weitere Subsyntheme. Zum einen das Olang-Subsynthem bzw. terrassierte Alluvionen, deren morphogenetische Prozesse nicht mehr aktiv sind, zum anderen das Amola-Subsynthem mit den glazialen Ablagerungen der sogenannten Kleinen Eiszeit.

Die Überlagerungsverhältnisse der verschiedenen genannten Einheiten sind

---

<sup>4</sup> Entspricht dem heutigen Einzugsgebiet der Etsch sowie jenem Teil des Drau-Einzugsgebietes, welches heute in Richtung Donau entwässert, jedoch vor dem LGM ebenfalls die Etsch speiste. Allerdings sei erwähnt, dass der Gletscherfluss nicht unbedingt dem hydrographischen Gerinnenetz entsprechen musste und insbesondere in den Höhenlagen die Gletschereinzugsgebiete (im vorliegenden Fall von Etsch, Drau und Piave) schwer abgegrenzt werden können.

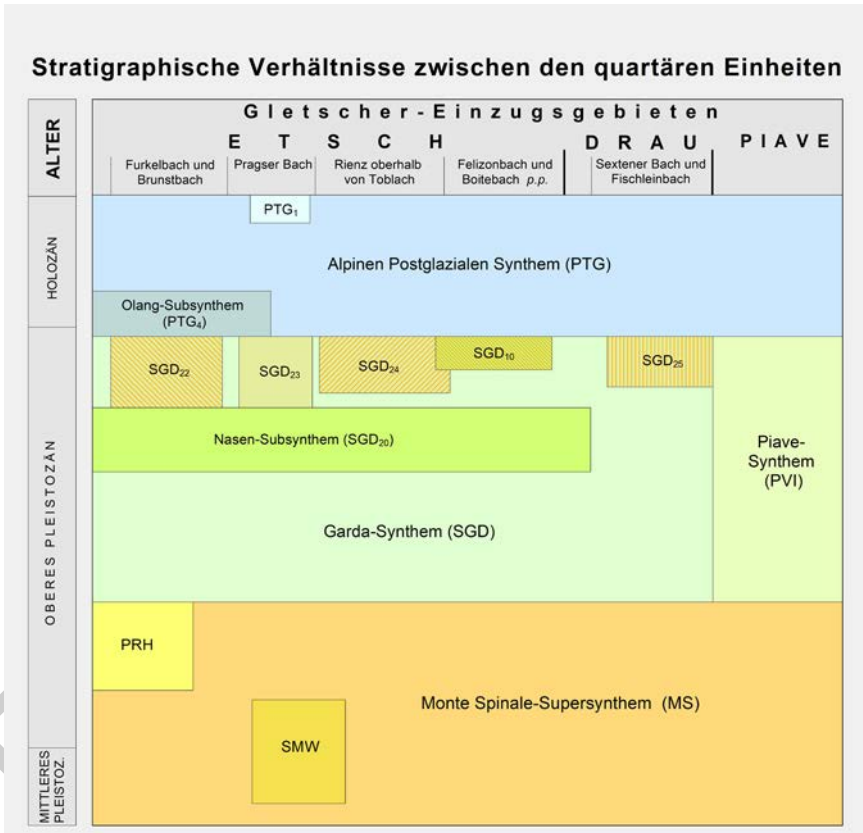


Abb. 35 - Schematische Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse der quartären Einheiten im Blatt Toblach. Legende: SMW = Welsberg-Synthem, PRH = Percha-Synthem, SGD<sub>22</sub> = Hochalpen-Subsynthem, SGD<sub>23</sub> = Prags-Subsynthem, SGD<sub>24</sub> = Höhlenstein-Subsynthem, SGD<sub>25</sub> = Fischleintal-Subsynthem, SGD<sub>10</sub> = Val Padeon-Subsynthem, PTG<sub>1</sub> = Amola-Subsynthem.

in der schematischen Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse in Abb. 35 dargestellt. Hierbei wurde versucht, die effektive Verteilung der Einheiten in den verschiedenen Einzugsgebieten und Untereinzugsgebieten zu berücksichtigen.

#### 4.2. - STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTAND - MONTE SPINALE-SUPERSYNTHEM (MS)

In der Kartierung der quartären Ablagerungen im Blatt „Toblach“ wurde das Monte Spinale-Supersynthem (MS) generell für sämtliche Einheiten, die älter als

das Garda-Synthem sind, verwendet. Innerhalb dieses Supersynthems wurden die zwei informellen Einheiten Percha-Synthem (PRH) und Welsberg-Synthem (SMW) ausgehalten. Diese umfassen kartierbare und darstellbare Ablagerungen, die für das Verständnis der vergangenen lokalen geologischen Verhältnisse von Bedeutung sind. Es handelt sich um rein alluviale bis alluvial dominierte Bildungen, die wichtige Ablagerungsphasen im Rienz-Einzugsgebiet dokumentieren. Untereinander können diese Ablagerungen nicht korreliert werden, da nicht nur eine geometrische Verbindung fehlt, sondern auch die Erosion und Umformung sowie die Zementation unterschiedlich stark ausgeprägt sind. Nach heutigen Wissensstand handelt es sich um Einheiten von lokaler Bedeutung.

Im Monte Spinale-Supersynthem fließen auch undifferenzierte Ablagerung mit ein, die im Pustertal und in den Seitentälern in kleinen Restformen aufgeschlossen sind und morphologisch-stratigraphisch nicht genauer zugeordnet werden können und auch nicht den oben genannten Einheiten zugeteilt werden können. Generell handelt es sich um Sedimente von geringer Ausdehnung in schlechten und anerodierten Aufschlüssen, zumeist im Hangfußbereich oder am Ausgang von Rinnen und Gräben. Die einzelnen Aufschlüsse stellen dabei in der Regel das jeweilige Typprofil dar.

Es folgt eine Beschreibung der wichtigsten Ablagerungen im Monte Spinale-Supersynthem, die undifferenziert kartiert wurden.

Im Pustertal sind in zwei Gebieten zementierte, alluviale Ablagerungen vorhanden. Zum einen bei Toblach am Ausgang des Silvestertals ins Pustertal, auf der orographisch rechten Talseite. Hier erkennt man eine Serie von kleinen, aber morphologisch gut erkennbaren Hügeln. Sie sind entlang einer Linie angeordnet und stehen bis rund 10 Meter aus den umgebenden Wiesen hervor. Es gibt keine natürlichen Aufschlüsse, die Ablagerungen sind unter einer Vegetationsbedeckung oder unter dünnmächtigen jüngeren Einheiten verborgen.

Eine zweite Lokalität mit zementierten, alluvialen Konglomeraten findet sich am Ursprung der Drau/*Sorgenti della Drava* im Südosten von Toblach. Zum Teil sind sie durch Travertinkrusten der Quellaustritte verdeckt. Heute liegt dieses Gebiet im Einzugsgebiet der Drau, zum Zeitpunkt der Ablagerung dieser Sedimente lag die Wasserscheide zwischen Rienz und Drau nicht im Bereich des Toblacher Kegels, sondern weiter östlich bei Obervierschach/*Versciaco di Sopra*. Der Felsuntergrund ist dort im Talgrund aufgeschlossen und liegt gemäß Bohrdaten und morphologischen Betrachtungen (KLEBELSBERG, 1956) über der Felsoberfläche im Bereich von Toblach.

In der südwestlichen Blattecke treten am Limojoch/*Passo di Limo* (Fanes) Konglomerate mit gerundeten und ausschließlich karbonatischen Klasten im Wechsel mit Areniten auf. Die Abfolge zeigt eine talwärts geneigte Schichtung, die von Lagen unterschiedlicher Korngröße unterstrichen wird. Es kommen fast ausschließlich karbonatische Gerölle vor. Die Konglomerate werden von Diamik-

ten mit derselben Zusammensetzung begleitet. Es handelt sich um fluvioglaziale Bildungen und Tillite der lokalen glazialen Bedingungen vor dem LGM, die zementiert und in der Folge erodiert wurden. Aufgrund der sehr geringen Mächtigkeit und Ausdehnung wurden die Tillite auf der Karte nicht eigens dargestellt. Beide Ablagerungen liegen mit erosivem Kontakt direkt dem Felsuntergrund auf, der hier von Gesteinen der Graukalk-Gruppe gebildet wird. Die Obergrenze entspricht der Geländeoberfläche. Die Gesamtmächtigkeit erreicht maximal rund zehn Meter. Diese Ablagerung wurde bereits von KLEBELSBERG (1956) und BINI *et alii* (1995) erwähnt.

Südlich vom Dürrenstein, im Bereich der Plätzwiesen, treten gut zementierte Bildungen mit unterschiedlich großen Klasten (zwischen 1 und 6 cm) und Blöcken bis 60 cm auf. Gut erhaltene Aufschlüsse finden sich längs des Wanderwegs Nr. 3, der durch dieses Gebiet führt (Abb. 36). Es handelt sich um Diamikte, vorwiegend matrixgestützt mit einem Verhältnis Klasten/Matrix von etwa 2:3. Die Matrix besteht aus karbonatischem Sand und Schluff von braun-gelblicher Farbe. Die Ablagerung besitzt in der Regel ein massiges Gefüge, nur örtlich lassen Veränderungen in der Struktur eine Schichtung erahnen. Die Komponenten sind meist kantengerundet bis angerundet, selten gerundet. Lithologisch gesehen bestehen die Klasten aus Kalk (Graukalke) und untergeordnet Dolomit (Hauptdolomit), selten findet man Gerölle aus Rosso Ammonitico Veronese. Die Bildungen besitzen eine gute Zementierung mit mikrokristallinem Zement in der Matrix. Örtlich zeigen die



Abb. 36 - Aufschlüsse einer Ausschmelzmoräne am Limojoch/Passo di Limo (Monte Spinale-Supersynthem).



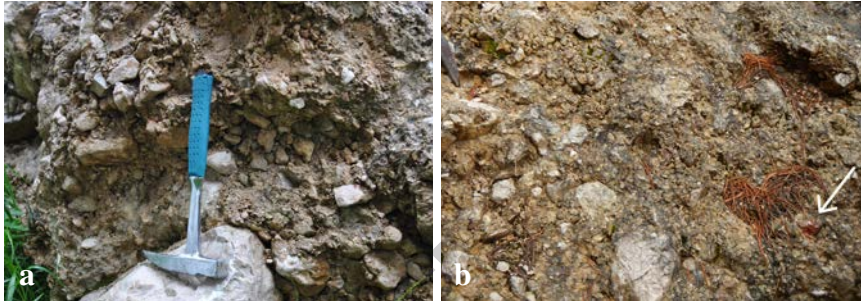


Abb. 37 - Ausschmelzmoräne bei den Plätzwiesen/Prato Piazza (Monte Spinale-Supersynthem): a) Detailaufnahme im Aufschluss, man beachte das massige Gefüge mit einer Vielzahl von unreifen, karbonatischen Geröllen; b) Detail an der Oberfläche der Ablagerungen mit einem Element aus Rosso Ammonitico Veronese (weißer Pfeil).

Bildungen Löcher, die auf Lücken in der Zementierung sowie auf Lösungserscheinungen an den Klasten zurückgehen (Abb. 37).

Die Diamikte bei den Plätzwiesen wurden als Ausschmelzmoräne interpretiert.

Sie erreichen eine Mächtigkeit von wenigen Zehnermetern. Die Untergrenze ist erosiv direkt über dem Felsuntergrund (Travenanzes-Formation). Die Obergrenze ist ebenfalls erosiv und wird von der Geländeoberfläche gebildet.

Die Diamikte bei den Plätzwiesen wurden schon von PIA (1937) als „Diluviale Konglomerate“ kartiert und von CASTIGLIONI *et alii* (1940) als *Conglomerati preglaciali e interglaciali* (prä- und interglaziale Konglomerate) bezeichnet. Das hohe Alter dieser Ablagerungen wurde in beiden Fällen festgestellt, jedoch nicht genau definiert. Das Vorkommen der seltenen Klasten aus Rosso Ammonitico Veronese im Diamikt deutet auf entsprechende Aufschlüsse im Liefergebiet hin, die wohl zur Gänze abgetragen wurden und heute nicht mehr existieren. Aus diesem Grund sind die Diamikte bei den Plätzwiesen als sehr alt einzustufen und wahrscheinlich dem mittleren Pleistozän zuzuordnen.

Im mittleren Teil des Knappenfusstals/*Val dei Canopi*, welches wenig südlich der Plätzwiesen von einem Zubringer des Dürrensees durchflossen wird, sind auf beiden Seiten des Einschnittes gut zementierte Ablagerungen aufgeschlossen (Abb. 38). Es handelt sich um massige, matrixgestützte Diamikte mit sandig-siltiger Matrix und eingeschalteten Konglomeratlagen aus wenig abgearbeiteten Klasten sowie Sandsteinlagen. Die Schichtung ist horizontal, leicht talwärts geneigt, seltener kommt eine flache Kreuzschichtung vor. Die Komponenten sind kantengerundet bis angerundet und besitzen eine mittlere Größe zwischen 2 und 10 cm und maximal rund einen Meter im Durchmesser. Es dominieren karbonatische Gerölle (Hauptdolomit und Graukalke).



Abb. 38 - Konglomerat aus Wildbachablagerungen, die vom Knappenfussbach/Rio dei Canopi eingeschnitten wurden, mittlerer Abschnitt des gleichnamigen Tals (Monte Spinale-Supersynthem).

Die Mächtigkeit dieser Bildungen beträgt mindestens 15 m.

Es handelt sich um Ablagerungen, die auf Wildbachtätigkeit zurückzuführen sind und eine alte Aufschotterung rund 20 Meter über dem heutigen Bachbett belegen. Zum heutigen Kenntnisstand ist es nicht möglich, diese Ablagerungen mit der morphogenetischen Phase der oben beschriebenen Ausschmelzmoräne weiter nördlich (im Talschluss des Knappenfusstals) in Verbindung zu setzen.

Alle bisher beschriebenen Ablagerungen sind zeitlich ins mittlere bis obere Pleistozän zu stellen.

#### 4.2.1. - Welsberg-Synthem (SMW)

Das Welsberg-Synthem entspricht den „Schottern und Nagelfluh bei Welsberg“ von PENCK & BRÜCKNER (1909) bzw. dem „Welsberger Konglomerat“ von KLEBELSBERG (1956).

Das Welsberg-Synthem umfasst gering ausgedehnte Ablagerungen, die nur im Mündungsbereich des Gsieser Tals in das Pustertal aufgeschlossen sind. Die wichtigsten und größten Aufschlüsse kommen im Bereich von Schloss Welsberg/*Castel Monguelfo* auf beiden Talseiten des Gsieser Bachs vor. Das beste Aufschlussprofil liegt am südöstlichen Fuß des Burghügels der Ruine Thurn/*Castel Thurn*, direkt oberhalb des Radweges (Abb. 39). Weitere bedeutende Aufschlüsse finden sich südlich und östlich der Anhöhe des Klarissenklosters/*Convento delle*

*Clarisse (Villa S. Giuseppe)* sowie am Burghügel von Schloss Welsperg.

Diese Einheit besteht vorwiegend aus Konglomeraten mit untergeordneten Einschaltungen von sandigen Lagen und Linsen.

Im Aufschlussprofil südöstlich der Burgruine Thurn ist die Abfolge stärker differenziert und zeigt unterhalb der Konglomerate noch weitere Lithofazies, die nur in diesem Bereich vorkommen. Insgesamt wurden 5 Lithofazies unterschieden, die von unten nach oben wie folgt beschrieben werden können (Abb. 40).

Lithofazies a: Sie tritt am Hangfuß ca. 3 m über dem Radweg auf. Sie besteht aus einer Lage fein- bis mittelkörniger Sande, gefolgt von weiteren Schichten aus sandigen Silten mit dünnen Einschaltungen von Feinsanden und seltener Sanden und Feinkiesen (max. Durchmesser = 2 cm). Die Kieskomponenten bestehen aus kantigen Geröllen und Körnern aus Brixner Quarzphyllit. Das gesamte Intervall ist gut geschichtet, örtlich kann man eine Kreuzschichtung aus Rippelmarken erkennen (Abb. 40a). Die Gesamtmächtigkeit beträgt über 2 m. Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen, jedoch kommt längs der talseitigen Straße bereits das Grundgebirge zum Vorschein.

Darüber folgen ca. 3-4 m Schuttablagerungen gefolgt von der

Lithofazies b: Sie tritt nur im mittleren Teil des Aufschlusses auf und besteht aus schlecht sortierten, massigen Schottern. Die Komponenten bestehen vorwiegend aus kantigen bis kantengerundeten Phyllitgeröllen, untergeordnet erkennt man Paragneise und Orthogneise. Nach oben folgen zwei eng vergesellschaftete Lithofazies:

Lithofazies c1: Sie tritt ca. 6 m über dem Radweg auf und besteht aus einem massigen, matrixgestützten Diamikt in Mehrdezimeter mächtigen Bänken im Wechsel mit einem komponentengestützten Diamikt sowie untergeordnet schlecht sortierten, massigen Schottern (Abb. 40b). Daneben kommen auch dünne und diskontinuierliche Lagen von Silten und Sanden mit Rippelmarken vor. Manchmal kann man eine Einregelung der geplätteten Klaster ausmachen, die auf einen Antransport von Nordosten her, also aus dem Gsieser Tal, hindeutet. Die lithologische Zusammensetzung der Komponenten spiegelt die Gesteinseinheiten des Gsieser Tals wider. Es überwiegen Paragneise, gefolgt von Orthogneisen, meist gerundet bis gut gerundet, sowie Quarzite, Phyllite (schlecht gerundet) und seltene Tonalite. Die Komponenten weisen einen mittleren Durchmesser zwischen 3 und 8 cm auf, einzelne Blöcke können 40 cm im Durchmesser erreichen. Mit einem scharfen, leicht nach Südwesten einfallenden Kontakt wird diese Einheit von der folgenden Fazies überlagert:

Lithofazies c2: Sie zeigt vorwiegend massige und selten geschichtete, imbrizierte Schotter. Die lithologische Zusammensetzung, der Rundungsgrad und der Korndurchmesser stimmen mit der vorherigen Fazies überein. Hier nehmen allerdings sowohl die Feinkornfraktion, als auch der Block- und Steinanteil deutlich ab. Die Schotter zeigen ein meist offenes Gefüge (Abb. 40c). Auf der Südseite

des Aufschlussprofils finden sich über der Lithofazies c2 erneut Diamikte der Lithofazies c1.

Zusammen erreichen die Lithofazies c1 und c2 eine Gesamtmächtigkeit von fast 4 m.

Der Übergang zur nachfolgenden Lithofazies ist deutlich auszumachen und durch einen markanten Wechsel in lithologischer Zusammensetzung, Korngröße und Sedimentstrukturen gekennzeichnet. Es wurden keine verwitterten Sedimente oder Erosionstaschen gefunden, die eine bedeutende Sedimentationspause oder eine Erosion andeuten würden.

Lithofazies d: Sie besteht aus Zehnermeter mächtigen, horizontal geschichteten bis kreuzgeschichteten und unterschiedlich stark zementierten Konglomeraten, die örtlich in sandige Kiese übergehen (Abb. 40d, 41). Der Sandanteil ist in der Regel hoch bis sehr hoch und besteht zumeist aus grober und sehr grober Sandfraktion. Man erkennt auch Linsen und Lagen aus reinen Sanden, erneut unterschiedlich stark zementiert (Sandsteine). Das Gefüge ist komponentengestützt, örtlich teilweise offen. Die Klasten weisen einen durchschnittlichen Durchmesser zwischen 1 und 4 cm mit maximaler Korngröße von 15 cm auf; es fehlen große Steine und Blöcke. Es dominieren gerundete und gut gerundete Klasten. Gegen-



Abb. 39 - Welsberg-Synthem: Alluviale Konglomerate und Sandsteine (d), die auf massigen bis undeutlich geschichteten Schottern (c2) aufliegen; deren Basis besteht aus unterschiedlichen Generationen von Diamikten (c1 und b), welche auf Wildbach- und Murtätigkeit zurückgeführt werden (Paläokegel des Gsieser Baches/Rio di Casies). Die Fazies a wird von Sanden und Silten bestimmt. Aufschlussprofil im Osten des Burghügels der Ruine Thurn (Castel Thurn, Welsberg/Monguelfo).

über den vorher beschriebenen Fazies ändert sich nun grundlegend das lithologische Kornspektrum: Es überwiegen Dolomite und Kalke aus der mittleren und oberen Trias (~50%), gefolgt von Sandsteinen (Gröden-Formation, Werfen-Formation), Phylliten, Chloritschiefern und Quarziten, usw. Selten finden sich andere Metamorphite (Amphibolite und Orthogneise) und noch seltener sind die Porphyroklasten (Abb. 42a). Die Zusammensetzung spiegelt zum Großteil Lithotypen der permo-känozoischen Sedimentabfolge des Südalpins wider. Das Liefergebiet entspricht dem Pustertal bzw. den linken Seitentälern oder kurz gesagt dem Dolomitengebiet. Die Dachziegellagerung lässt ebenfalls auf einen Antransport aus dem Pustertal schließen. Die Lithofazies d charakterisiert sämtliche Aufschlüsse außerhalb des beschriebenen Aufschlussprofils und erreicht eine Mächtigkeit von mindestens 40 m (Schloss Welsperg). Unterhalb des Klarissenklosters und bei Schloss Welsperg ist sie durch einen höheren Anteil an Grobkomponenten und Metamorphiten gekennzeichnet.

Die beschriebene Lithofazies-Abfolge wird wie folgt interpretiert: An der Basis treten niedrigenergetische Ablagerungen (Lithofazies a) einer alluvialen Ebene oder im Übergangsbereich zu lakustrischen Bedingungen auf, mit einem rein lokalen Liefergebiet (Phyllite). Lokale Materialzufuhr durch Wildbäche bestimmt

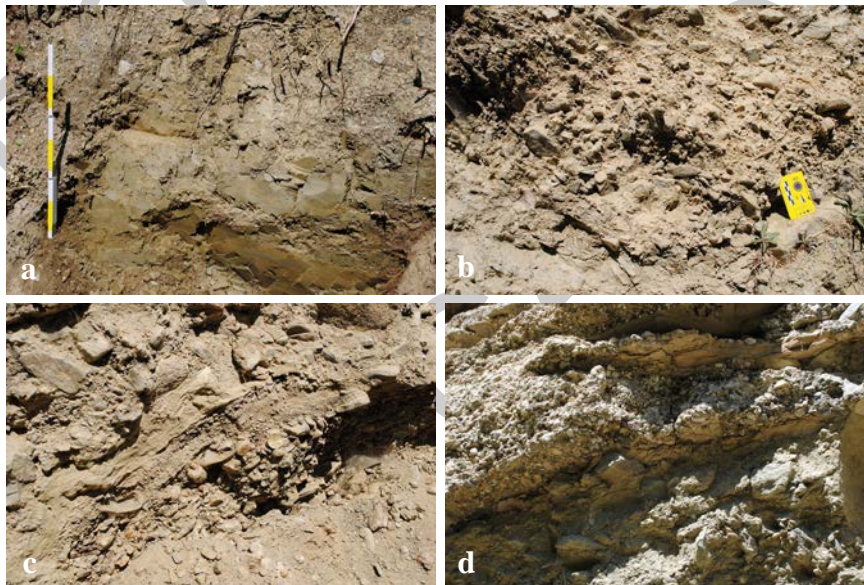


Abb. 40 - Welsberg-Synthem: a) Silte und Sande mit Rippelstrukturen (Lithofazies a); b) komponenten-gestützte massige Diamikte (Lithofazies c1); c) geschichtete sandige Kiese mit Sandlagen (Lithofazies c2); d) Detail der scharfen Grenze zwischen Lithofazies d (oben) und Lithofazies c1 (siehe Text). Aufschluss im Osten der Burgruine Thurn (vgl. Abb. 39).

auch die Lithofazies b. Die nachfolgenden Lithofazies sind hingegen an Mur-tätigkeit (Lithofazies c1) bzw. Wildbachtätigkeit (Lithofazies c2) gebunden und entsprechen den Kegelablagerungen am Ausgang des Gsieser Tals. Das Geröllspektrum deutet auf ein Liefergebiet im Gsieser Tal hin. Zu diesem Zeitpunkt lag das Basisniveau deutlich über dem heutigen und stand in engem Zusammenhang mit der Entwicklung im Pusterer Haupttal. Laut KLEBELSBERG (1926) entsprechen diese Prozesse einer übergeordneten, regional bestimmten Situation, die das Basisniveau im Etschtal und in den Nebentälern steuerte.

Diese aufgeschlossene Sequenz beinhaltet keine eindeutigen Anzeichen von glazialen Ablagerungen, wie von einigen früheren Autoren angenommen wurde (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1928; 1956; DAL PIAZ, 1935).

Der schnelle Wechsel zu Lithofazies d deutet auf einen markanten Wechsel des Ablagerungsraumes hin. Es entwickelte sich eine alluviale Schwemmebene mit einer Geröllzufuhr aus dem Pustertal (Einzugsgebiet der Paläo-Rienz?), während die Einträge aus dem Gsieser Tal ausblieben oder zumindest stark abnahmen.

Die gesamte aufgeschlossene Abfolge zeigt einen hohen Verdichtungsgrad. Eine Zementation findet sich vor allem in der Lithofazies d, während die Sedimente darunter nur schwach (Lithofazies c) bzw. gar nicht zementiert sind. Diese nur lokal ausgeprägte Zementation äußert sich in Form von überhängenden Wän-



Abb. 41 - Welsberg-Synthem: scharfe Grenze zwischen alluvialen Konglomeraten und Sandsteinen (oben, Lithofazies d) mit Diamikten des Paläo-Murkegels des Gsieserbaches (unten, Lithofazies c1). Position: siehe Abb. 39.

den und Schichtbänken (Abb. 39 und 41). Der Zement ist meist mikrokristallin. Die Verwitterung der Sedimente ist gering ausgeprägt, örtlich kann man Eisenoxide und Eisenhydroxide in vereinzelt Flecken auf den Phyllit- und Quarzphyllitgeröllen und anderen Metamorphiten erkennen. Im Bereich der länger exponierten Konglomerate kommen oberflächige Lösungserscheinungen an einigen Karbonatklasten vor, begleitet von mm-dicken Verwitterungskrusten; Kleinere Hohlräume können auf eine komplette Lösung von Karbonatkörnern hinweisen (Abb. 42b).

Insgesamt erreichen die Ablagerungen des Welsberg-Synthems eine Mächtigkeit von über 50 m.

Die Ablagerungen des Welsberg-Synthems zeigen eine diskordante Untergrenze zum Felsuntergrund, der hier aus Quarzphylliten der Brixen-Einheit be-

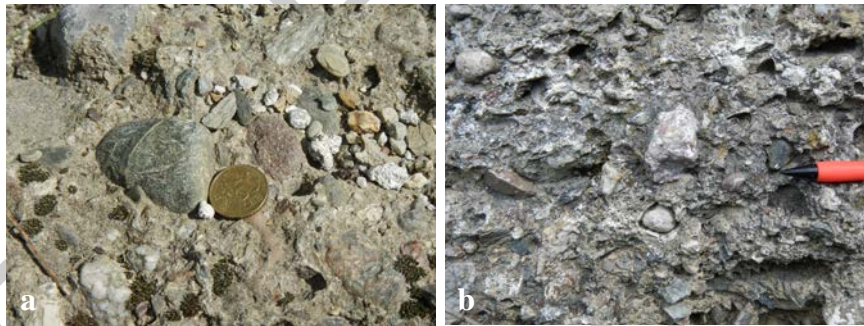


Abb. 42 - Welsberg-Synthem: a) Detailaufnahme der verschiedenen Lithotypen innerhalb der Konglomerate (Lithofazies d, siehe Text), man erkennt auch Porphyrklasten (rechts oberhalb der Münze); b) teilweise bis komplette Lösung der Karbonatklasten in den Konglomeraten von Welsberg. Aufschluss unterhalb Schloss Welsberg.

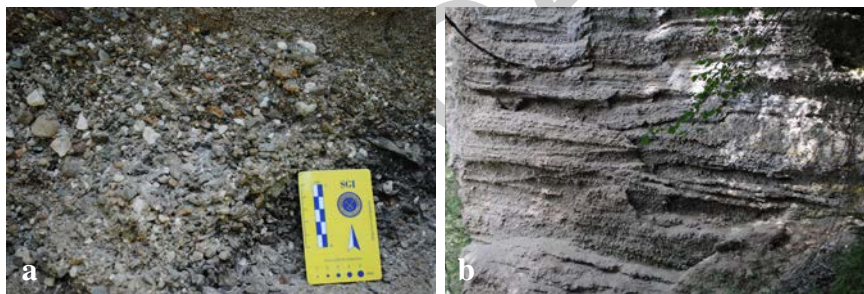


Abb. 43 - Konglomeratfazies des Welsberg-Synthems: a) Detail der Lithofazies (man beachte die allgemein geringe Korngröße, gerundete bis gut gerundete sowie gute sortierte Komponenten); b) planparallele Schichtung sowie flache Kreuzschichtung. Böschungsaufschluss im Westen von Schloss Welsberg.

steht. Die Untergrenze ist südlich des Klarissenklosters oberhalb des Radwegs aufgeschlossen. Hier liegen die Konglomerate der Lithofazies d direkt über den Phylliten. Im Osten der Burgruine Thurn, im Bereich der beschriebenen Sequenz, wird angenommen, dass der Felsuntergrund direkt unterhalb der Silte und Sande von Lithofazies a liegt, was aufgrund der Schuttbedeckung von mindestens 2-3 m Mächtigkeit nicht konkret beobachtet werden konnte.

Eine Besonderheit der Sedimente zwischen Burgruine Thurn und Schloss Welsberg ist das Vorkommen von zahlreichen NE-SW streichenden, subvertikalen Abschiebungen (vgl. Kap. VII.3.).

Die Obergrenze ist nicht aufgeschlossen. Über den aufgeschlossenen Konglomeraten folgen Eisrandbildungen des Nasen-Subsynthems (SGD<sub>20</sub>). Weitere mögliche, z.B. glazigene Ablagerungen am Top der Einheit können nicht ausgeschlossen werden, diese würden jedoch eine geringe Mächtigkeit besitzen.

Auf Basis von stratigraphischen Verhältnissen, Grad der Zementation und vor allem aufgrund der Lösungshohlräume an den Karbonatklasten der Konglomerate sind die Ablagerungen des Welsberg-Synthems zeitlich vor den letzten glazialen Hochstand zu stellen. Sie entsprechen einer Aufschotterungsphase im Gsieser Tals mit einem Basisniveau von mindestens 80 m über dem heutigen. In dieser Hinsicht ähneln sie stark den antiken Alluvionen im Überetsch (AVANZINI *et alii*, 2007) und den antiken Kegelablagerungen im Passeiertal und bei Schloss Tirol (BARGOSSO *et alii*, 2010), bzw. den Ablagerungen des Kaltern-Synthems. Entsprechend wurde das Welsberg-Synthem ins Oberpleistozän und vermutlich ins Mittelpleistozän gestellt.

#### 4.2.2. - Percha-Synthem (PRH)

Das Percha-Synthem entspricht zum Teil den interglazialen Alluvionen (*alluvioni interglaciali*) von DAL PIAZ (1935). Die Ablagerungen des Percha-Synthems treten nur in der nordwestlichen Blattecke im Westen von Nasen/*Nessano* auf. Die bedeutendsten Aufschlüsse finden sich am Ausgang des Litschbaches/*Rio Licio* sowie am gegenüberliegenden Hangfuß auf der linken Seite der Rienz. Somit liegen die meisten Aufschlüsse knapp außerhalb der westlichen Blattgrenze.

Diese Einheit besteht aus horizontal geschichteten bis flach kreuzgeschichteten Schottern und Sanden mit eingeschalteten, cm-dicken bis 30-40 cm mächtigen Lagen von mittel-grobkörnigen bis feinkörnigen Sanden. Nach oben treten die Sandlagen vermehrt auf und überwiegen mitunter gegenüber den Schottern (Abb. 44). Die Feinsande zeigen eine Kreuzschichtung mit Rippelstrukturen, die man örtlich sehr gut erkennen kann (Abb. 45b). Das Gefüge der Schotter reicht von offen (Abb. 45a) bis komponentengestützt, selten sind die sandreichen Fazies



matrixgestützt. Die Sedimente sind im Allgemeinen gut sortiert. Die Klasten sind vorwiegend gerundet bis gut gerundet mit einer mittleren Korngröße zwischen 1 und 5 cm sowie maximaler Komponentengröße von ca. 20 cm. Das Geröllspektrum ist vielfältig und die Gesteine im Einzugsgebiet der Rienz sind allesamt vertreten und gut verteilt: Orthogneise, Glimmerschiefer, Tonalite, Dolomite, Kalke, Siltsteine, Sandsteine und Phyllite.

Die gesamte Abfolge zeigt einen hohen Verdichtungsgrad, örtliche finden sich in den Schottern mit offenem Gefüge zerbrochene Klasten, die wahrscheinlich durch die Auflast des Gletschers beansprucht worden sind. Im Mündungsbereich des Litschbaches zeigt die Abfolge örtlich einen verstellten Aufbau mit leicht geneigten Schichten, die nach N und NW einfallen und mitunter mit Störungen und Verschiebungen einhergehen. Als Ursache für die Verwerfungen und Verkippungen werden die Gletschervorstöße mit den Drücken und dem Gewicht der Eismassen im Zuge des letzten glazialen Hochstandes angesehen.

Im Gelände zeigt die Abfolge eine Gesamtmächtigkeit von weniger als 10 m. Die Untergrenze ist unter den rezenten Alluvionen der Rienz begraben und nicht aufgeschlossen. Die Obergrenze konnte dank eines glücklichen Zufalls über einen begrabenen Bodenhorizont bestimmt werden, welcher infolge der anhaltenden Erosion an der Aufschlussequenz an einem der engen Geländerücken herauswitterte (Abb. 45c). Es handelt sich hierbei um einen abgeschnitten Boden mit konserviertem B-Horizont von brauner Farbe (10YR 4/3 der *Munsell Soil Color Charts*) und C-Horizont. Der Bodenhorizont erreicht örtlich eine Mächtigkeit von etwas mehr als 40 m. Der Bodenhorizont selbst wird durch eine Störung versetzt und verdoppelt. In den aufgeschlossenen Bereichen folgen über dem Bodenhorizont laminierte, graue, tonige Silte mit eingeschalteten sandigen Niveaus und Feinkieslagen (Abb. 45d). In diese Hauptabfolge eingeschaltet sind massige, matrixgestützte Diamikte mit wenigen Klasten und Blöcken, mitunter gekritz und teils auch von erheblicher Größe (über 1 m<sup>3</sup>). Diese Ablagerungen wurden als Eisrandsedimente kartiert und dem Nasen-Subsynthem zugeordnet. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass mindestens ein Teil davon von Tilliten der Vorstoßphasen des LGM gebildet wird. In den Aufschlüssen mit fehlendem Bodenhorizont ist das Top der Einheit neben dem Fazieswechsel zusätzlich durch eine markante Lage zementierter, sandiger Schotter (roter Pfeil in Abb. 44) unterhalb der Silte gekennzeichnet.

Die Aufschlüsse am Litschbach und entlang der Rienz bei Percha wurden bereits von mehreren Autoren (BLAAS, 1892; 1902; KLEBELSBERG, 1926; DAL PIAZ, 1935) beschrieben. Dal Piaz beschreibt im Detail die Aufschlüsse zu beiden Seiten des Litschbaches im Bereich der Einmündung in die Rienz. Der Autor interpretiert die Sedimente über den Alluvionen als Moränenablagerungen und zeichnet den Kontakt zwischen den beiden Ablagerungen als eine stark geneigte und unregelmäßige Oberfläche. Er stützt sich dabei auf die Interpretation von KLEBELSBERG



Abb. 44 - Percha-Synthem: Wechsel von Schotterbänken und Sandlagen mit horizontaler Schichtung und Kreuzschichtung im unteren Abschnitt; der Pfeil markiert die Grenze zur darüber liegenden Einheit aus dunkelgrauen Silten, verschiedenartig laminiert und mit Einschaltungen von Sanden, Sanden und Kiesen sowie Diamikten (Nasen-Subsynthem). Aufschluss am rechten Rienzifer wenig unterhalb des Mündungsbereichs des Litschbaches/Rio Licio (knapp außerhalb des Kartenblattes).

(1926), wonach „die alten Alluvionen bereits vor dem letzten Gletschervorstoß stark erodiert und abgetragen waren und entsprechend der Gletscher ohne tiefgreifende Auswirkungen nur die vorherigen Terrassen und Einschnitte bedeckte und mit einer unregelmäßig verteilten und recht dünnen Moränenschicht überzog“ (DAL PIAZ, zit., S. 4). Das Auffinden des oben beschriebenen, begrabenen Bodenhorizontes bestätigt grundsätzlich diese Auslegung und erlaubt eine genaue Positionierung der Obergrenze. Die nachfolgenden Sedimente sind hingegen ausgeprägter strukturiert und mehreren verschiedenen Fazies zuzuordnen, als die Beschreibung von Dal Piaz erahnen lässt (vgl. Kap. V.4.3.1.1.). Die Alluvionen des Percha-Synthem zeigen eine Materialzufuhr aus dem gesamten Einzugsgebiet der Rienz. Chronologisch gesehen wurde diese Einheit vor dem letzten glazialen Hochstand abgelagert, jedoch beschränkt auf das Oberpleistozän.

#### 4.3. - EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES (*LAST GLACIAL MAXIMUM*)

Das Garda-Synthem umfasst alle Sedimente, die während des Gletschervor-

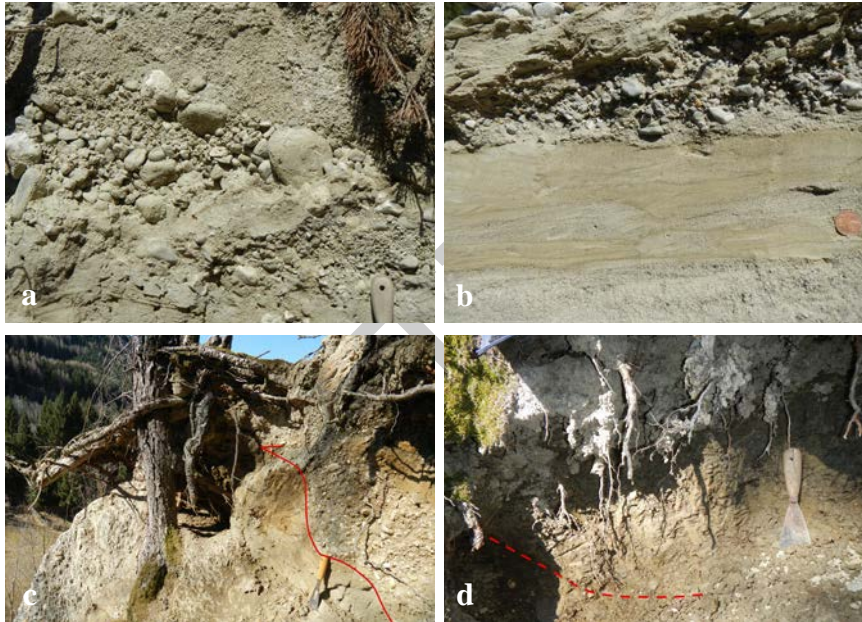


Abb. 45 - Percha-Synthem: a) Detail der Schotterfazies mit offenem Gefüge im unteren Teil der Abfolge; b) fein laminierte Schicht mit Kreuzschichtung und Rippelstrukturen, darüber eine horizontal geschichtete Kieslage mit leicht imbrikaten Klasten; c) begrabener Bodenhorizont, im Hangenden durch eine Aufschiebung abgesichert und versetzt; d) Top der Einheit, auf der linken Seite unterhalb der gestrichelten Linie sandige Schotter mit Anzeichen einer Bodenbildung, darüber undeutlich laminierte, dunkelgraue Silte des Nasen-Synthems (Aufschluss direkt rechts oberhalb des vorherigen Aufschlusses c). Rechtes Rienzufer, knapp unterhalb der Einmündung des Litschbaches.

stoßes, der maximalen Entwicklung und der Rückzugsphase der letzten regionalen Vergletscherung (*Last Glacial Maximum*) abgelagert wurden. Diese Ablagerungen können im gesamten Einzugsgebiet von Etsch und Sarca (CASTELLARIN *et alii*, 2005a; 2005b), Chiese (BARGOSSO *et alii*, 2016; BINI *et alii*, 2015), Brenta (AVANZINI *et alii*, 2010; CUCATO, 2007) sowie Astico (CUCATO, 2007) verfolgt werden. Eine vergleichbare Bedeutung kommt dem Piave-Synthem zu, welches sich im gleichnamigen Einzugsgebiet (NERI *et alii*, 2007) entwickelt und im geologischen Blatt Toblach nur in der südöstlichen Blattecke vorkommt. In beiden Einheiten treten Ablagerungen auf, die unmittelbar an das Vorkommen der Gletscher gebunden sind. Daneben finden sich auch Sedimente aus randglazialen oder proglazialen Ablagerungsräumen.

Die veröffentlichten paläogeographischen Rekonstruktionen (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) deuten darauf hin, dass sich im Pustertal zwischen Bruneck und Innichen ein mächtiger

Eissockel (SACCO, 1935) befand, der sehr flach nach beiden Richtungen abfiel. Der Scheitelpunkt lag in etwa bei Toblach, wo er bis auf über 2300 m hinaufreichte (Abb. 46). Dadurch ragten nur die höheren Rücken und Bergspitzen aus den Eismassen hervor, etwa die regionale Wasserscheide der Villgratner Berge/*Monti del Villgraten* entlang der heutigen Staatsgrenze zwischen Hochhorn/*Corno Alto* (2623 m), Toblacher Pfannhorn/*Corno di Fana* (2663 m) und Gumriaul (2524 m). Im südlichen Blattbereich ragten einige der bekanntesten Dolomitenmassive mit über 2400 m aus dem Eisschild hervor, darunter die Haunold-Gruppe (2966 m), die Dreischuster-Gruppe (3145 m), die Hohe Gaisl-Gruppe (3146 m). Der Pustertaler Gletscher wurde vorwiegend durch die Seitengletscher aus dem zentralen Bereich der Alpenkette gespeist, insbesondere zählten das Ahrntal, das Antholzertal und das Gsieser Tal zu den größten Liefergebieten. Dieser große Talgletscher floss nicht nur nach Westen in Richtung des Eisack und nach Osten zum Draubecken hin ab, sondern belieferte über den Kreuzbergpass/*Passo di Monte Croce Comelico* (1636 m) im Süden auch das Einzugsgebiet des Piave. Westlich von Bruneck vereinte sich der Pustertaler Gletscher bei Brixen mit dem Eisack-Gletscher und belieferte in weiterer Folge den großen Etsch-Gletscher.

Der Piave-Gletscher wurde neben der besagten Transfluenz auch durch lokale Gletscher gespeist. Im Blattbereich betrifft das allerdings nur den Gletscher, der sich im Süden der Gruppe Drei Zinnen/*Tre Cime di Lavaredo* (2999 m) - Paternkofel/*M. Paterno* (2744 m) - *M. Cengia* (2559 m) entwickelte.

Im Zuge der ersten Rückzugsphasen nahmen die Gletscherzuflüsse zum großen Pustertaler Gletscher ab und blieben schließlich ganz aus. Mit dem Mächtigkeitsverlust des Pustertaler Gletschers gingen auch die vorherigen Transfluenzen verloren. Ein Wendepunkt war das Ausbleiben der Transfluenz über den Kreuzbergpass (1636 m), wodurch dem Piave-Gletscher der wichtige Beitrag über des *Val Padola* abhandenkam. Zu diesem Zeitpunkt reichte der Pustertaler Gletscher in etwa bis auf eine Höhe von 1900 bis 1800 m hinauf und die Zuflüsse der Seitengletscher wurden mehr und mehr durch den jeweiligen Talverlauf gesteuert.

Mit dem Ausbleiben der seitlichen Gletscherzuflüsse entwickelte sich der Pustertaler Gletscher zusehends zu einer stagnierenden Eismasse. Am Rand und an der Oberfläche des Gletschers entwickelten sich Eisrandbedingungen und Strömungstransportprozesse nahmen überhand. Die ersten Zeugen finden sich nordwestlich von Welsberg, wo örtlich bereits auf einer Höhe von 1350 m Eisrandsedimente auftreten. In der Folge wurden vermehrt und verbreitet Eisrandsedimente auf Höhen von 1200-1300 m abgelagert. Sie sind auf beiden Talseiten sowie unterhalb von Toblach auch im Talboden zu finden. Örtlich ist eine typische Morphologie mit Kame-Terrassen erhalten. Die stagnierende Eismasse in Pustertal und im unteren Gsieser Tal steuerte das lokale Erosionsniveau und jenes der Seitentäler, wo Wildbachsedimente abgelagert und mächtige Murschuttfächer (Taisten, Silvestertal) aufgeschüttet wurden. Sämtliche Ablagerungen, welche

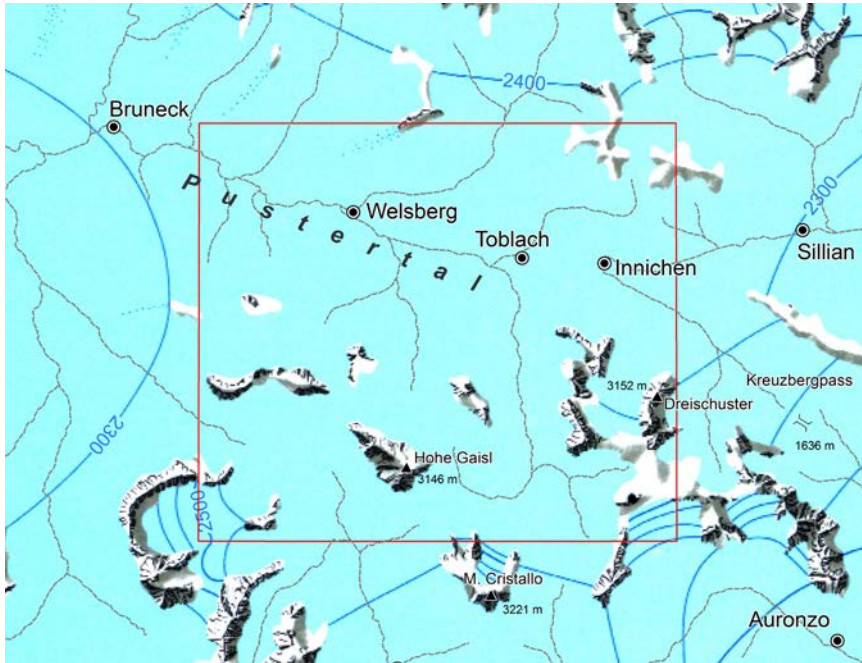


Abb. 46 - Rekonstruktion der letzten Vergletscherung bzw. des letzten glazialen Hochstands. Die gestrichelten Linien zeichnen den heutige Verlauf des Hauptgerinnenetzes nach (nach VAN HUSEN, 1983, modifiziert).

dieser relativ langen Stagnationsphase des Pustertaler Gletschers direkt oder indirekt zugeordnet werden können, wurden im Nasen-Subsynthem (SGD<sub>20</sub>) zusammengefasst.

In dieser Phase waren die Gletscher der Seitentäler bereits komplett vom Pustertaler Gletscher abgetrennt.

In den Haupttälern nördlich des Pustertals oder zumindest in den Talabschnitten des Blattbereiches konnten keine Anzeichen eines neuerlichen, lokalen Gletschervorstoßes gefunden werden. Anders die Situation im Süden des Pustertals. In den meisten Dolomitentälern gibt es Spuren einer verstärkten lokalen Vergletscherung mit dem Vorstoß von Eiszungen bis zum Talausgang, belegt durch teils gut erhaltene Moränenwälle (Höhlensteintal, Pragstal, Fischleintal, usw.). Da jeder Gletscher unterschiedlich auf klimatische Bedingungen reagiert und seine Schwankungen von der jeweiligen Massenbilanz, Talmorphologie, Gerölldecke an der Oberfläche etc. abhängt, wurden gemäß der Angaben von BINI *et alii* (2015) für jedes Haupttal und insgesamt 4 Subsynthemen unterschieden: Hochalpen-Subsynthem (SGD<sub>22</sub>), Prags-Subsynthem (SGD<sub>23</sub>), Höhlenstein-Subsyn-

them (SGD<sub>24</sub>) und Fischleintal-Subsynthem (SGD<sub>25</sub>). Jedes Subsynthem umfasst die glazigenen Ablagerungen der Haupt-Vorstoßphase des jeweiligen Lokalgletschers sowie die Ablagerungen der späteren Vorstoß- und Rückzugsphasen. Als Kriterium zur Aushaltung und Kartierung dieser Subsynthema dienen gut erhaltene Moränenwälle am Ausgang der wichtigsten Seitentäler, die zusammen mit der lithologischen Zusammensetzung eine objektive Unterscheidung zu den Ablagerungen des letzten glazialen Hochstandes (LGM) im Garda-Synthem erlauben. Obwohl alle diese Subsynthema generell dem „Spätglazial“ zugeschrieben werden können, ist keine genaue chronologische Einordnung möglich, ebenso wenig die Feststellung, ob die Bildungen im gleichen Zeitraum oder gleichzeitig abgelagert wurden. In den Gebieten, wo keine deutlichen Moränenapparate erkennbar sind oder nur eine untergeordnete Zuteilung zu kleinen Talgletschern oder Kargletschern möglich ist, wurden im Zuge der Kartierung informelle Einheiten mit unterschiedlichen Hierarchien verwendet. Zur besseren Lesbarkeit im Maßstab 1:50.000 wurden diese zahlreichen Untereinheiten von rein lokaler Bedeutung nicht eigens dargestellt.

Das Val Padeon-Subsynthem (SGD<sub>10</sub>) stellt einen Sonderfall dar. Es wurde im angrenzenden Blatt 029 *Cortina d'Ampezzo* (NERI *et alii*, 2007) eingeführt und wird im Blatt Toblach für die Ablagerungen verwendet, die der Vorstoßphase des Gletschers aus dem *Val Travenanzes* und dem Fanestal entsprechen. Die entsprechenden Stirnmoränen liegen bei *Podestagno* im heutigen Tal des Boite und des Felizonbachs. Die Bildungen dieses Subsynthema entsprechen einer Ablagerungsphase nach jener des Höhlenstein-Subsynthema. Im Kapitel 5.1.1.3. werden nicht nur die kartierten Ablagerungen beschrieben, sondern auch die Anhaltspunkte zur Überarbeitung dieser Einheit und des ebenfalls im Blatt 029 *Cortina d'Ampezzo* eingeführten *Podestagno*-Subsynthema (SGD<sub>11</sub>) erläutert.

#### 4.3.1. - Garda-Synthem (SGD)

Dieses Synthem entspricht zum Teil dem *morenico antico in generale* des Blattes *Monguelfo* (DAL PIAZ *et alii*, 1930) bzw. dem *morenico* des Blattes *Pieve di Cadore* (CASTIGLIONI *et alii*, 1940) der *Carta Geologica delle Tre Venezie* im Maßstab 1:100.000.

Das undifferenzierte Garda-Synthem wurde nicht weiter in Subsynthema unterteilt und fasst überwiegend glaziale Sedimente zusammen. Die meisten Ablagerungen wurden als „Moräne undifferenziert“ kartiert, da im Allgemeinen signifikante, unverwitterte Aufschlüsse fehlen und keine genauere Bestimmung der glazialen Fazies oder eine Extrapolation derselben möglich sind. Es handelt sich in der Regel um matrixgestützte, massige Diamikte. Die sandig-siltige Matrix zeigt eine braungraue bis graue sowie hellbraune bis rosarote Farbe je nach Farb-

ton des abgeschürften Felsuntergrundes. Bei metamorphem Felsuntergrund, wie z.B. Phyllite und Paragneise, erscheint die Matrix meist grau oder grau-bräunlich. Wenn hingegen karbonatische Gesteinsformationen betroffen waren, etwa Dolomite, dann besitzt die Matrix eine hellbraune bis braungelbliche Farbe.

Die lithologische Zusammensetzung spiegelt den jeweiligen Herkunftsbe- reich wider; so treten z.B. in den Täler nördlich des Pustertals (Gsieser Tal und Antholzertal) fast ausschließlich Metamorphite aus dem ostalpinen und süd- alpinen Grundgebirge auf. In den Tälern südlich des Pustertals überwiegen Sedi- mentgesteine. Die Ablagerungen im Bereich der abgerundeten Rücken auf bei- den Seiten des Pustertals zeigen eine ausgeprägte lithologische Schwankung, mal überwiegen Metamorphite (Phyllite, Paragneise, Quarzite, Orthogneise, etc.), mal Granodiorite, Dolomite, Kalke oder Sandsteine. In den Gebieten mit feh- lenden oder seltenen Aufschlüssen und Anschnitten kann das Vorkommen von exotischen Komponenten an der Oberfläche herangezogen werden: Es handelt sich in der Regel um gerundetes bis kantengerundetes Geschiebe von Orthognei- sen und Tonaliten mit charakteristischen Formen und auch metergroßen Blöcken (Erratika).

Grundmoränen besitzen in der Regel einen hohen Matrixanteil aus schwach sandigen Silten (Abb. 47). Kennzeichnend ist das Vorkommen von kantengerun- deten, glatt geschliffenen und im Fall von Karbonatgesteinen auch gekritzten Klasten. In gut erhaltenen Aufschlüssen kann man eine Überkonsolidierung der Ablagerungen sowie eine gewisse Einregelung der gelängten Klasten erkennen, sowie in besonders gut erhaltenen Abfolgen auch das Vorkommen von Scher- flächen.

Die Aussmelzmoräne besteht aus matrixgestützten massigen Diamikten.



Abb. 47 - Matrixgestützter, massiger Diamikt im Auf- schluss, stark überkonsoli- diert und als Grundmoräne interpretiert (Garda-Syn- them). SW von Bad Wald- brunn/Bagni di Monguelfo, auf einer Höhe von 1270 m ü.d.M.

Die Matrix ist sandig-siltig, während das Gefüge von kantengerundeten bis angerundeten Klasten und Blöcken von zumeist lokaler Herkunft gebildet wird. Seltener bestehen diese Ablagerungen aus einem komponentengestützten, massigen Diamikt. Im Vergleich zur Grundmoräne zeigt die Ausschmelzmoräne einen geringeren Anteil an Matrix und ist mitunter porös. Weiters ist die Ausschmelzmoräne weniger oder gar nicht konsolidiert.

Die glazialen Ablagerungen des Garda-Synthems sind im Blattbereich unregelmäßig verteilt. Sie treten vermehrt entlang der Pustertaler Hauptachse sowie im Norden bzw. im Bereich der metamorphen Gesteinseinheiten auf. Im Dolomitengebiet im Süden des Pustertals fehlen hingegen ausgedehnte und zusammenhängende Bildungen dieser Art, hauptsächlich aufgrund der starken postglazialen Erosion.

In der Regel reicht die Mächtigkeit dieser Ablagerungen von 1 m bis zu einigen Zehnermetern, zumeist liegt sie im Bereich von unter 5-6 m.

Auf der rechten Seite des Sextnertals wurden oberhalb des Zusammenflusses mit dem Fischleintal einige kiesig-sandige Ablagerungen als Eisrandsedimente kartiert. Es handelt sich um schlecht aufgeschlossene Ablagerungen, die eine Terrasse etwa 30-50 m über der Talsohle bilden. Die Oberfläche der Terrasse ist talseitig gut definiert und verschwimmt Richtung Hang. Diese Ablagerungen können als Eisrandsedimente vom Typ Kame-Terrasse interpretiert werden.

Wie schon erwähnt, umfasst das Garda-Synthem undifferenziert auch sämtliche Ablagerungen der Rückzugsstadien der lokalen Gletscher nach dem letzten glazialen Hochstand, sofern dafür nicht eigens Subsynthemen eingeführt wurden. Die Entwicklungsgeschichte dieser Gletscher, die im Zuge des allgemeinen Rückzuges in eigenständige Gletscherzungen zerfielen, kann anhand von gut erhaltenen Ablagerungen sowie dank der Stirnmoränen rekonstruiert werden. Trotz der undifferenzierten Benennung können sie gut abgegrenzt werden und sind vielfach durch die kartierten und in der Karte angeführten Moränenwälle auszumachen. Vorwiegend sind sie in den Seitentälern, an Hängetälern und im Bereich von Karen zu erkennen, wo die postglaziale Erosion und Umformung schwächer ausgeprägt waren. Bezüglich ausgezeichnet erhaltener Formen sei das Untertal/*Valle di Sotto* erwähnt, ein unscheinbares Nebental nördlich der Haunold-Gruppe (2966 m), das nach wenigen Kilometern bei Wildbad Innichen ins Sextnertal einmündet. Auf einer Höhe von 1350 m wird das hier rund 250 m breite Tal durch einen imposanten Moränenapparat versperrt. Zwei Reihen von Stirnmoränen reichen bis auf 1420 m hinauf, wobei die innere ca. 120 m von der äußeren entfernt ist. Beide sind mit den entsprechenden Seitenmoränen verbunden, welche auf der rechten Talseite nahezu verschmelzen. Es handelt sich um Ablagerungen des Gletschers im Norden des Haunold, der die zahlreichen Rinnen und Troge der Berggruppe bedeckte, darunter den oberen Teil des Untertals, welches sich nach oben fächerförmig verzweigt. Ein weiterer Ausdruck der Rückzugsstadien im Untertal ist das



Vorkommen einer Grundmoräne auf der Geländestufe zwischen 1650 und 1850 m; trotz ausgeprägter Erosion und Umlagerung durch Lawinen und Muren kann man an den seitlichen Hängen noch zwei Moränenwälle erkennen.

Im parallel zum Untertal ausgerichteten, aber deutlich breiteren Innerfeldtal, das ebenfalls ins Sextertal mündet, sind auf der linken Seite im Talschluss südlich des Unterebenkofels (2581 m) ebenfalls glaziale Ablagerungen der Rückzugsstadien erhalten. Zu diesem Zeitpunkt wurde der Gletscher vorwiegend aus dem Westen durch das Hangenalpental gespeist und dürfte bis auf eine Höhe von 1660 m gereicht haben, auf alle Fälle lag er oberhalb der Dreischusterhütte (1626 m). Unterhalb davon sind vereinzelte Reste von Seitenmoränen und Stirn- moränen der Seitengletscher erhalten. Am besten erhalten sind die Moränenwälle des Gletschers im Nordwesten des Gsellknoten (2773 m) in der Dreischuster- gruppe.

Im Norden des Pustertals finden sich zwei schön erhaltene Moränenapparate der Rückzugsstadien im Bereich von Plimisbach/*Rio Plimis* und Veresellbach/*Rio Vallerella*<sup>5</sup> in den Villgratner Bergen. Der erste stammt vom Gletscher aus den Hängetälern und Karen im Westen und Südwesten von Sealaspitz/*Punta Sella* (2499 m) - Hochhorn/*Corno Alto* (2623 m) - Golfen/*M. Calvo* (2493 m). Die Position der Gletscherstirn kann anhand zweier Seiten- und Stirn- moränen nachgezeichnet werden, die bis auf 1700 m herabreichen. Die Moränenwälle im Verselltal gehen auf den Gletscher in diesem Seitental zurück und finden sich gut erhalten vor allem in den höheren Tallagen, als sich der zurückziehende Gletscher in kleinere Eismassen in den Trogen und Karen aufteilte. Diese Moränenformen sind im angrenzenden Blatt Antholz/*Anterselva* sehr gut erhalten. Im Blatt Toblach ist der Moränenwall im Norden des Rückens Hochhorn - Toblacher Pfannhorn zu erwähnen.

Die Untergrenze des Garda-Synthems ist erosiv zum Felsuntergrund oder diskordant zu älteren quartären Ablagerungen. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist erosiv zum Alpenen Postglazialen Synthem. Das Top der Einheit ist, sofern nicht erodiert, durch das Auftreten eines Paläobodens gekennzeichnet, meist unter einem Meter mächtig und mit dem B-Horizont in der Munsell Farbe 10YR für nicht lithochromatisch beeinflusste Böden.

In zahlreichen Ortschaften liegen die Ablagerungen der Subsynthems des Garda-Synthems über den undifferenzierten Ablagerungen des Garda-Synthems. Diese Grenze ist, sofern aufgeschlossen, erosiv und zeigt keine Besonderheiten.

Das Garda-Synthem entspricht dem letzten glazialen Hochstand und wird demnach zeitlich ins Oberpleistozän *p.p.* gestellt.

---

<sup>5</sup> Beide rechts des Gsieserbaches fließend, mit Zusammenfluss im Hauptbach außerhalb des Kartenblattes.

#### 4.3.1.1. - Nasen-Subsynthem (SGD<sub>20</sub>)

Die Ablagerungen des Nasen-Subsynthems treten im Pustertal unterhalb von Toblach sowie im Gsieser Tal und im Silvestertal auf. Es kommen zahlreiche, unregelmäßig verteilte Aufschlüsse vor. Die schönsten Aufschlussprofile finden sich im Bereich von aktiven oder aufgelassenen Schottergruben (z.B. bei Riedl/*Novalino* südlich von Oberolang), an Straßenanschnitten (z.B. entlang der Staatsstrasse Nr. 49 beim Olinger Stausee) und vor allem in den Bacheinschnitten, wo die Abfolgen mit der größten Mächtigkeit untersucht werden können. So etwa auf der rechten Seite im untersten Abschnitt des Litschbaches im Westen von Nasen, wo die Untergrenze der Einheit aufgeschlossen ist. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und mehreren Zehnermetern, örtlich erreicht die Abfolge eine Mächtigkeit von über 150 m.

Das Nasen-Subsynthem besteht vorwiegend aus Eisrandsedimenten mit einer großen Faziesvielfalt.

Die am weitesten verbreitete Fazies besteht aus undeutlich bis gut geschichteten sandigen Schottern, generell ausgewaschen bis örtlich schwach siltig (Abb. 48). Daneben treten zahlreiche Einschaltungen von feinen bis mittelgroben Sanden in dm- bis m-mächtigen Schichten auf, oftmals kreuzgeschichtet bzw. kreuzlaminiert. Es finden sich auch reine Kiesniveaus und Schotterlagen mit einem lockeren oder zum Teil offenen Gefüge. Seltener kommen massige bis chaotisch angeordnete Kiese und Sande vor. Noch seltener sind laminierte, sandige Silte (Abb. 48b). Die Matrix besteht in erster Linie aus mittel- bis grobkörnigen Sanden von grauer Farbe. Der Großteil der Grobkornfraktion liegt im Bereich von mittel- bis grobkörnigen Kies, die maximale Komponentengröße liegt in der Regel zwischen 20 und 30 cm. Größere Steine und insbesondere große Blöcke sind eher selten und an örtliche Gegebenheiten gebunden, wie etwa in Hanglage mit

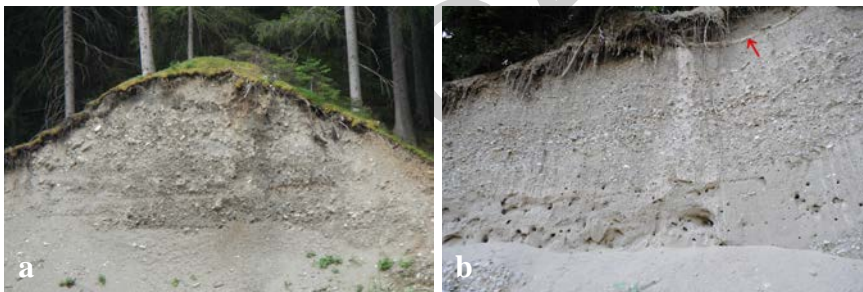


Abb. 48 - Typische Fazies des Nasen-Subsynthems aus sandigen Schottern mit undeutlicher horizontaler Schichtung (a) (SE von Bad Waldbrunn/ex Bagni di Monguelfo) sowie Kiesen und Sanden mit eingeschalteten Sandlagen mit Hummocky-Kreuzschichtung und einem siltigen Niveau (roter Pfeil) (b) (oberhalb des SS Nr. 49 am Ostende des Olinger Stausees/Lago di Valdàora).

abgelösten Blöcken aus den darüber liegenden Felswänden (siehe z.B. Abb. 49a). Die Klasten sind zumeist gerundet, aber es finden sich auch gut gerundete oder nur angerundete Komponenten. Das Geröllspektrum umfasst stets mehrere unterschiedliche Lithologien, die Verteilung hängt von der Lage ab. Am häufigsten sind Dolomite, Kalke, Phyllite, Gneise und Tonalite. Mitunter kann man in einigen Aufschlüssen, vorwiegend in den sandigen und schluffigen Partien, sekundäre Deformationsstrukturen erkennen, wie Abschiebungen und komplexe Faltenstrukturen, seltener finden sich flachwinkelige Aufschiebungen. In den meisten Fällen sind diese Strukturen auf Verformungen und Instabilität in Zusammenhang mit dem Abschmelzen von Toteis zurückzuführen.

Eingeschaltet in die oben beschriebenen Ablagerungen finden sich mitunter massige, matrixgestützte Diamikte mit unterschiedlich zusammengesetzten und ungleich gerundeten Klasten. Diese Einschaltungen treten in linsenförmigen Körpern auf, die Mächtigkeit ist sehr unterschiedlich, selten über 2-3 m. Bei guten Aufschlussverhältnissen erkennt man eine Umlagerung durch Strömungstransport. Diese Diamikte können zum Großteil als Fließmoräne interpretiert werden (Abb. 50a). In der Regel sind die Ablagerungen des Nasen-Synthem leicht konsolidiert bis überkonsolidiert.

Die höher gelegenen Eisrandsedimente treten in einem begrenzten Abschnitt auf der rechten Seite des Pustertals, zwischen 1225 und 1350 m ü.d.M. auf (zwischen Pichler/Maso del Colle und Maurer/Maso Maurer). Sie erreichen eine Mächtigkeit von einigen Metern bis zu wenigen Zehnermetern. Es handelt sich vorwiegend um schräggeschichtete, sandige Kiese, verdichtet bis gut verdichtet, örtlich schwach zementiert (Abb. 50b). Sie sind durch das Auftreten von zumeist gerundeten bis kantengerundeten Komponenten gekennzeichnet, es finden sich aber auch kantige bis abgekantete Klasten. Bei letzteren handelt es sich meist um



Abb. 49 - Nasen-Subsynthem: a) geschichtete, kiesig-sandige Ablagerungen mit einem metergroßen, kantengerundeten Phyllitblock (SE von Bad Waldbrunn/ex Bagni di Monguelfo); b) Sandlinsen und sandig-siltige Einschaltungen innerhalb der kiesig-sandigen Schotterfazies (aufgelassene Schottergrube bei Riedl/Novalino).

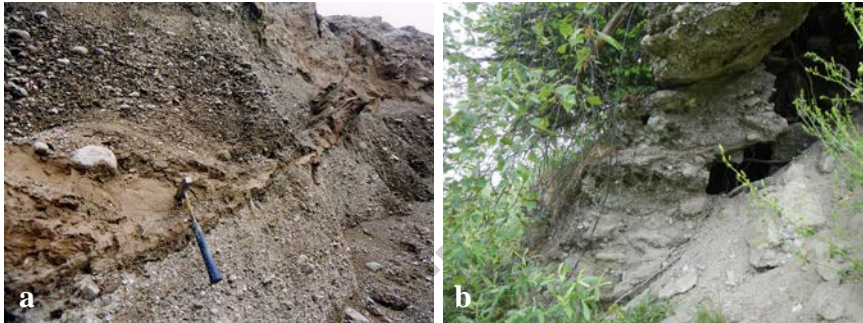


Abb. 50 - Nasen-Subsynthem: a) matrixgestützte, undeutlich geschichtete Diamiktlage, die als Fließmoräne interpretiert wurde; Einschaltung innerhalb der kiesig-sandigen Fazies im Bereich der mittlerweile verfüllten Grube in der Örtlichkeit Leachner; b) schräggeschichtete, kiesig-steinige Schotter mit dünnen Sandlagen, unterschiedlich stark zementiert; sie wurden als Eisrandsedimente interpretiert (am Hang im Nordosten des Olinger Stausees/Lago di Valdàora, beim Pichler/Maso del Colle, auf knapp 1300 m).

lokale Gesteinstypen bzw. Phyllite. Lithologisch gesehen überwiegen Dolomite, Paragneise, Quarzite, Sandsteine etc. Eingeschaltet in die Schotter treten mittel- bis grobkörnige Sande in verschiedenen mächtigen Lagen (einige Zentimeter bis zum Dezimeter) auf. Es finden sich auch Lagen von massigen, matrixgestützten Diamikten in dm-dicken Lagen. Die Matrix ist vorwiegend siltig-sandig mit eingebetteten kantigen Phyllitgeröllen. Die höchstgelegenen Aufschlüsse liegen im Taleinschnitt im Osten des Pichler an der linken Einschnittsböschung. Man erkennt eine deutliche Überkonsolidierung mit örtlich zerbrochenen Klasten, die auf eine Auflast bzw. Schubwirkung des Gletschers zurückzuführen sind (Abb. 51). In diesem Bereich wurden auch Verformungsstrukturen (Glaziotektonik) angetroffen. Das Ablagerungsmilieu ist von Eisrand-Bedingungen geprägt, noch bevor der Pustertaler Gletscher die große Stagnationsphase durchlebte.

Wie eingangs angesprochen, tritt eines der bedeutendsten Aufschlussprofile auf der rechten Seite im Mündungsbereich des Litschbaches, westlich von Nasen auf. Hier ist die Untergrenze zum Percha-Synthem (vgl. Kap. V.4.2.2.) aufgeschlossen. Der untere Teil der aufgeschlossenen Abfolge umfasst graue, laminierete tonige Silte mit Einschaltungen von Sanden und Feinkieslagen. Neben dieser dominierenden Fazies finden sich noch massige, matrixgestützte Diamikte mit wenigen, teils gekritzten Geröllen und Blöcken bis über einen Meter Durchmesser. Dieser Abschnitt der Abfolge ist einem Eisrand-Milieu zuzuschreiben und mit rund einem Zehnermeter Mächtigkeit aufgeschlossen, darüber folgen ca. 12 m Schuttbedeckung. Der obere Teil der Abfolge (generell oberhalb von 980 m) ist ca. 8-12 m mächtig und steht teilweise gesimsartig und subvertikal vor, teilweise bösch das unkonsolidierte Material nach. Dieser Abschnitt besteht im unteren



Abb. 51 - Schwach kreuzgeschichtete, überkonsolidierte sandige Schotter mit eingelagerten Blöcken (Nasen-Subsynthem); in der Lage mit offenem Gefüge unterhalb des großen Blocks kommen zerbrochene Klatten vor, die wahrscheinlich durch den Gletscherdruck beansprucht worden sind. Örtlichkeit: Taleinschnitt im Osten vom Pichler/Maso del Colle, oberhalb der Gemeindestraße auf ca. 1350 m.

Teil aus grobkörnigen Sedimenten, im mittleren Teil aus Diamikten und am Top aus feinkörnigen Sedimenten bis an die obere Böschungskante hin, bzw. bis auf 990 bis 1020 m. Die grobkörnigen Sedimente bestehen meist aus Schottern bzw. gut sortierten sandigen Kiesen mit Einschaltungen von mittel- bis grobkörnigen Sanden in dm-mächtigen, kreuzgeschichteten Lagen. Der Ablagerungsraum ist weiterhin durch ein dominierendes Eisrand-Milieu mit vorwiegend mittelenergetischem Strömungstransport gekennzeichnet. Eingeschaltet finden sich massige, matrixgestützte Diamiktlinen mit siltig-sandiger Matrix. Diese nehmen nach oben und besonders Richtung Westen zu, wo auch komponentengestützte Diamikte mit lokalen, leicht angerundeten Geröllen (Abb. 52a) auftreten. Diese Ablagerungen wurden als Murschutt interpretiert, der aus dem Hang darüber stammt und über das



Abb. 52 - Fazies des Nasen-Subsynthems im Mündungsbereich des Litschbaches/Rio Licio in die Rienz (knapp westlich der Blattgrenze): a) massige, komponentengestützte Diamikte, übergehend in laminierte Sande und Silte, örtlich durch Störungen versetzt; b) dunkelgraue, schwach sandige Silte, deutlich im cm-Bereich laminiert.

Litschbachtal herabfloss (begrabener Paläofächer?). Die feinkörnigen Sedimente bestehen aus mäßig laminierten, tonigen Silten. Mitunter und vermehrt im unteren Bereich finden sich dünne Sandlagen mit eingelagerten Kiesen und Steinen. Die Farbe reicht von braun-gelblich bis dunkelgrau, seltener braun-rötlich (Farbton bedingt durch das Feinkorn, Aufarbeitung von Grödner Sandstein). Die Lamination wird nach oben hin feiner und deutlicher (Abb. 52b). Diese Fazies können einem glaziolakustrinen Milieu zugeschrieben werden, das sich lokal aus einem Eisrand-Milieu entwickelte.

Die gesamte aufgeschlossene Abfolge zeigt einen ungewöhnlichen Aufbau mit leicht talwärts geneigten Schichten, steilen Abschiebungsebenen im unteren und mittleren Abschnitt der Abfolge sowie Verfaltungen mit geneigter Faltenachse in den feinkörnigen glaziolakustrinen Ablagerungen am Top der Abfolge. Diese Verformungsstrukturen deuten auf eine nahegelegene Gletschermasse hin, die noch in Bewegung war.

Im Gsieser Tal sind bei Taisten, Wiesen und im untersten Abschnitt des Finsertbaches östlich von Unterplanken Reste von terrassierten, umgeformten bzw. zerfurchten und erodierten Fächerformen erhalten. Ihre Oberfläche liegt etwa 30 bis 150 m über dem heutigen Talboden, je nach Intensität der seitlichen Erosions-



Abb. 53 - Kegelablagerungen (vorwiegend Murschutt) auf der linken Seite des Rudlbach-Einschnittes (Nasen-Subsynthem). An der 25-30 m hohen Grabenböschung erkennt man besondere Erosionsformen wie Badlands-Kämme und Ansätze von Erdpyramiden. NW von Wiesen/Prati di Tesido, oberhalb von ca. 1600 m.

wirkung durch den Gsieserbach.

Diese Ablagerungen bestehen aus mächtigen Abfolgen von massigen bis grob gebankten, komponentengestützten und seltener matrixgestützten Diamikten (Abb. 53 und 54). Die Matrix ist sandig oder sandig-siltig. Das Geröllspektrum ist in der Regel lokal geprägt (Orthogneise, Schiefer, Phyllite und Quarzite). Die Zentimeter bis Meter großen Klasten sind zumeist angerundet bis kantengerundet. Diese Ablagerungen stammen von wiederholten Murgängen, welche die Kegel aufgeschüttet haben, als ein höheres Basisniveau aufgrund von Eismassen im Talboden vorlag. In der Regel sind die Ablagerungen leicht verdichtet, wodurch in einigen Erosionsbereichen kleinere Erosionsformen vom Typ Badlands und seltene Erdpyramiden entstehen.

Vergleichbare Ablagerungen in Punkto Fazies und Ablagerungsraum treten im Silvestertal bei Kandellen auf. Auch in diesem Fall ist das Top auf einer Höhe von 1500 m bis 1750 m teilweise erhalten geblieben.

Westlich von Toblach wurden an der linken Flanke des Pustertals bei Bad Maistatt/*Bagni di Pian di Maia* einige Reste glazialer Ablagerungen im Nasen-Subsynthem kartiert. Sie bilden kleine, längliche oder unregelmäßige Hügelformen, die gut auszumachen sind und rund 10-15 m über den flachen Talboden bzw. die verschmelzenden Kegelausläufer hinausragen. Diese Ablagerungen wurden bereits von KLEBELSBERG (1956, S. 153) erwähnt, der das Vorkommen von 0,5 m großen Blöcken von Gneis und Biotit-Granit an der Oberfläche beschrieb. In den wenigen zugänglichen Aufschlusspunkten sind massige, matrixgestützte Diamikte vorhanden. Die Matrix ist sandig, mitunter schwach siltig, die



Abb. 54 - a) Murablagerungen im oberen Einzugsgebiet des Rudlbaches (Nasen-Subsynthem): Die Ablagerungen zeigen ein massiges Gefüge und einen hohen Blockanteil. b) Detail des Aufschlusses aus „a“ mit der massigen Fazies des Diamikts. Nordwestlich von Wiesen, auf einer Höhe von ca. 1600 m.

kantengerundeten bis angerundeten Klasten spiegeln ein Geröllspektrum aus dem Pustertal wieder (es überwiegen Dolomite, Gneise und Phyllite). Diese Ablagerungen wurden als wahrscheinliche Ausschmelzmoräne interpretiert.

Im Blatt *Monguelfo* der *Carta Geologica delle Tre Venezie* im Maßstab 1:100.000 (DAL PIAZ *et alii*, 1930) wurde der größte Teil der Ablagerungen des Nasen-Subsynthems als „terrassierte, antike Alluvionen“ (*alluvioni antiche, terrazate*) kartiert und chronologisch dem „wahrscheinlich Riss-Würm-Interglazial“ (*probabilmente interglaciale Riss-Würm*) zugeschrieben. Im Zuge der neuen Kartierung wurde über diesen Ablagerungen an keiner Stelle eine deutliche Überlagerung durch Ausschmelzmoränen oder andere Moränen erkannt. Außerdem ist der Verdichtungsgrad der Ablagerungen zu niedrig, um subglaziale Bedingungen oder eine Auflast des Pustertaler Gletschers im LGM (Mächtigkeit von über 1000 m) anzunehmen.

Aus diesem Grund und auf Basis der sedimentären Eigenschaften wurden diese Ablagerungen in einem Subsynthem kartiert, welches der Rückzugsphase des Pustertaler Gletschers und der darauf folgenden Stagnationsphase entspricht. Die bisher beschriebenen Eisrandablagerungen sind klarerweise auf einen vorherrschenden Transport durch Schmelzwasser am Rand des stagnierenden Hauptgletschers in verschiedensten Milieus zurückzuführen. Daneben finden sich Sedimente, die auf der stagnierenden Gletschermasse abgelagert wurden. In der Regel gehen die Ablagerungen des Nasen-Subsynthems auf einen niedrig- bis mittlereenergetischen Strömungstransport zurück. Der stagnierende Gletscher hat nicht nur das Basisniveau an den Seiten gesteuert, sondern auch mit den abgelagerten Sedimenten interagiert bzw. diese gestaucht und verformt. Eine vergleichbare Situation wie im Pusterer Haupttal findet sich auch am Ausgang des Gsieser Tals. Nach dem Ausbleiben der Speisung des Gsieser Gletschers verblieb eine stagnierende Eismasse im Talboden, zunächst noch mit jener im Pustertal verbunden, später isoliert. Darauf lagerten sich Eisrandsedimente ab, vor allem auf der rechten Talseite. Die großen und heute deutlich terrassierten Murkegel bei Taisten und Wiesen wurden gegen Ende dieser Phase abgelagert, als die schnell abschmelzenden Eismassen in der Talmitte das lokale Basisniveau veränderten. Die Ablagerungen gemischter Herkunft an verschiedenen Orten im Silvestertal sind ebenfalls dieser Phase zugeschrieben worden. In einigen Fällen ist die Morphologie einzelner oder verschmolzener Fächer trotz der starken postglazialen Erosion noch gut zu erkennen (im Bereich Kandellen). Zu jener Zeit wurde die Sedimentation indirekt durch ein deutlich höheres Basisniveau als das heutige gesteuert, ausgehend von der stagnierenden Eismasse im Pustertal.

Eine ähnliche Entwicklung kann man im Drautal unterhalb von Obervierschach erkennen, wo zwischen Winnebach und Sillian Eisrandsedimente am Hangfuß beider Talflanken (SCHÖNLAUB *et alii*, 2000) sowie am Ausgang des Gailtals/*Rio Gail* vorkommen. Ablagerungen mit vergleichbarer stratigraphischer Lage, Fazies und Höhenstufe wurden jüngst auch weiter östliche bei Lienz



entlang von Drautal und Iseltal beschrieben (Ainet-Einheit von REITNER *et alii*, 2016).

Die beschriebene Entwicklung des Pustertaler Gletschers zeigt große Ähnlichkeit mit den Gletschern in vielen Haupttälern in Österreich (VAN HUSEN, 1997) und Südtirol (z.B. Vinschgau/*Val Venosta*, wo die geologischen Aufnahmen nahezu abgeschlossen sind). In sämtlichen Fällen fehlen Stirnmoränen oder Moränenformen, die eine Abgrenzung der Eismassen während der Rückzugsphasen erlauben könnten. Es treten hingegen Eisrandsedimente der unterschiedlichsten Art und Ablagerungsräume auf, die eine kontinuierliche Schmelzphase ohne Stillstand oder neuerlichen Gletschervorstoß dokumentieren (VAN HUSEN, 1997).

Im Falle von gut erhaltenen Ablagerungen stimmt die Obergrenze mit der topographischen Geländeoberfläche überein und meistens ist ein Bodenhorizont vorhanden (im Mittel unter 0,8 m mächtig, Munsell-Farbe des B-Horizontes zwischen 7,5YR und 10YR). In den übrigen Bereichen ist die Obergrenze erosiv zu den Ablagerungen der Subsynthema Hochalpen und Olang bzw. zum Alpenen Postglazialen Synthem.

Die Beziehungen zu den älteren Einheiten konnten nur in seltenen Aufschlüssen beobachtet werden. Im Aufschlussprofil am Litschbach ist die Untergrenze leicht erosiv bis parakondant zum Percha-Synthem. Wie in Kapitel 4.2.2. beschrieben, ist am Top des Percha-Synthems ein Bodenhorizont erhalten. Andernorts wurde die Abgrenzung zu den Bildungen des undifferenzierten Garda-Synthems auf der Basis der Geometrie der Sedimentkörper durchgeführt.

In chronologischer Hinsicht ist das Nasen-Subsynthem den ersten Phasen des Spätglazials zuzuschreiben (Oberes Pleistozän *p.p.*), bzw. der „Eiszerfallsphase“ - *phase of ice decay* (VAN HUSEN, 1997; REITNER *et alii*, 2016).

#### 4.3.1.2. - Hochalpen-Subsynthem (SGD<sub>22</sub>)

Die Ablagerungen des Hochalpen-Subsynthems treten verbreitet am Nordhang der Hochalpen-Gruppe/*Gruppo dei Colli Alti* auf, zwischen Flatschkofel/*Col Vallaccia* und Kühwiesenkopf/*Monte Prà della Vacca*, im Tal des Furkelbaches/*Rio Furcia* sowie im Talschluss des Brunstbaches/*Rio Brusà* auf.

Die Hauptfazies besteht aus massigen, matrix- bis komponentengestützten Diamikten, leicht verdichtet und mit einer sandigen, schwach siltigen Matrix von brauner Farbe und meist karbonatischer Zusammensetzung. Die Klaster sind unterschiedlich groß, kantengerundet bis angerundet und mitunter gekritzelt. Das Geröllspektrum spiegelt das Liefergebiet wider und umfasst nahezu die gesamte permo-triassische Abfolge sowie die Phyllite des südalpinen Grundgebirges. Die meisten Ablagerungen wurden als Ausschmelzmoräne interpretiert. Bereiche mit undifferenzierter Moräne sind durch fehlende oder sehr wenige Aufschlüsse gekennzeichnet; in diesem Fall stützt sich die Interpretation auf morphologische

Merkmale.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen reicht von 1 m bis zu einigen Zehnermetern.

Im Bereich von Gassl/*Casola*, am Austritt des Furkelbaches in das Olinger Becken, kann man zwei Moränenwälle (Stirn- und Seitenmoräne) erkennen, die den Stand des Talgletschers dokumentieren. Die Ablagerungen unter diesen Moränen entsprechen gleichzeitig jenen auf der niedrigsten Höhenstufe und markieren den maximalen Vorstoß des Talgletschers nach der Ablagerung der Sedimente des Nasen-Subsynthems. Die stratigraphischen Verhältnisse (Überlagerung) zum Nasen-Subsynthem wurden anhand der Geometrie und Lage der Moränenapparate definiert, eine leichte Erosion an der Untergrenze des Hochalpen-Subsynthems ist wahrscheinlich.

Entlang des Brunstbaches wird der maximale Vorstoß des Talgletschers durch Ausschmelzmoränen am rechten Hang nahe des Talausgangs markiert. Während dieser Phase wurde der Paläoverlauf des Brunstbaches versperrt. Zu diesem Zeitpunkt hatte der Bach die Ablagerungen des Nasen-Subsynthems bereits zerfurcht und erodiert. Als Beleg für den alten Bachverlauf gilt ein isolierter Taleinschnitt im Osten des kleinen Friedhofs von Oberolang, der nicht mit den heutigen geringen Abflussmengen übereinstimmt. Mit dem Rückzug des Talgletschers wurde der Brunstbach Richtung Westen in seine heutige Position verlegt. Die folgende Erosion betrifft glaziale Sedimente des Hochalpen-Subsynthems und zum Teil auch Sedimente des Nasen-Subsynthems sowie eine epigenetische Eintiefung im Felsuntergrund. Weitere glaziale Vorstoßphasen sind durch kleine Moränenformen im Talschluss der beiden Einzugsgebiete, im Bereich von Karen oder Hängetälern dokumentiert. Diese Formen sind auf untergeordnete Seitengletscher nach dem Zerfall des Talgletschers zurückzuführen und sind untereinander nicht korrelierbar.

Die Untergrenze des Hochalpen-Subsynthems ist erosiv zum Felsuntergrund und zum Garda-Synthem undifferenziert, leicht erosiv oder parakonkordant zum Nasen-Subsynthem. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist erosiv zum Postglazialen Alpen Synthem.

Dieses Subsynthem entspricht einer erneuten, lokalen Gletscher-Vorstoßphase im Zuge des regionalen Spätglazials und wird entsprechend ans Ende des oberen Pleistozäns gestellt.

#### 4.3.1.3. - Prags-Subsynthem (SGD<sub>23</sub>)

Die Ablagerungen des Prags-Subsynthems treten vorwiegend am Hangfuß des Pragsertals/*Valle di Braies* auf, insbesondere im untersten Talabschnitt zwischen Schmieden und der Einmündung ins Pustertal.

Die häufigsten Ablagerungen sind Ausschmelzmoränen, die entlang der Straße nördlich der Ortschaft Lercha/*Larici* an mehreren Stellen aufgeschlossen sind (Abb. 56b). Sie bestehen aus massigen, matrixgestützten Diamikten. Die Matrix ist sandig, schwach siltig und von hellbrauner Farbe sowie karbonatischer Zusammensetzung. Die Klasten sind unterschiedlich groß, kantengerundet bis abgerundet und mitunter gekritzelt. Das Geröllspektrum entspricht dem Liefergebiet mit reichlichen Dolomiten (Hauptdolomit, Kassianer Dolomit) und Kalken (Graukalke), untergeordnet kommen kalk-terrigene Gesteine der permo-triassischen Abfolge und Phyllite vor. Selbstverständlich fehlen letztere in den Ablagerungen in den hinteren Talbereichen, da die Ausgangsgesteine dort nicht auftreten. Bereiche mit undifferenzierter Moräne sind durch fehlende oder sehr wenige Aufschlüsse gekennzeichnet; in diesem Fall stützt sich die Interpretation auf morphologische Merkmale.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen reicht von 1 m bis zu einigen Zehnermetern.

Das Subsynthem kann am Talausgang deutlich abgegrenzt werden, wo es vor allem auf der rechten Seite eine ausgedehnte, dreieckige Verflachung ca. 60 m über dem Pustertal bildet (Abb. 55). Eine detaillierte Betrachtung der Morphologie zeigt hier kleine, längliche Rücken mit unterschiedlichem Richtungsverlauf. Am Außenrand bei Lercha kann man eine Seitenmoräne erkennen, die in zwei Teile getrennt ist und eine Höhe von 1230 bis 1240 m erreicht (Abb. 56a). Hinter dem Moränenwall kann nach Norden und nach Süden eine Vertiefung ausgemacht werden, die dem ursprünglichen Übergang von der Moräne zum Hang entspricht. Auf der linken Seite des Talausgangs kann man einen stark erodierten Moränenwall zwischen 1220 und 1240 m erahnen. Diese Moränen markieren die maximale Ausdehnung des Pragser Talgletschers im Bereich der Auffächerung am Ausgang ins Pustertal. Weitere Anzeichen von Gletschervorstößen betreffen kleine Seitengletscher nach dem Zerfall des Pragser Gletschers im Verlauf von dessen Rückzug. Die Moränenformen finden sich in den Karen im Nordosten der Hohen Gaisl-Gruppe mit Stirnmoänen bis über 2000 m hinauf.

Im Tal von Innerprags/*Braies di Dentro* tritt unterhalb des Pragser Wildsees auf der rechten Talseite eine Schuttmasse von ca. 1300 m Länge und ca. 400 m Breite auf. Sie reicht bis auf über 50 m über den Talboden und bildet zusammen mit dem postglazialen Kegel auf der westlichen Talseite die Talversperrung des Pragser Wildsees. Morphologisch gesehen besteht diese Schuttmasse aus parallel zum Tal ausgerichteten Rücken, die zwischen 200 und 400 m lang und zwischen 100 und 150 m breit sind. Die Kornverteilung reicht dabei von großen Blöcken bis zu einem massigen, matrixgestützten Diamikt. Die Matrix besteht aus Feinkies bis siltigen Sand. Die Blöcke bestehen aus vorwiegend massigen bis untergeordnet gut geschichteten Dolomiten (hauptsächlich Kassianer Dolomit). Die Ablagerung wird als ein Bergsturz interpretiert, der auf den Pragser Gletscher



Abb. 55 - Übersicht auf den Ausgang des Pragser Tals vom gegenüberliegenden Hang aus gesehen: die gelbe Linie darstellt die Ausdehnung des Pragser Gletschers im Bereich der Einmündung in das Pustertal (im Vordergrund) während der Vorstoßphase des Pragrs-Subsynthems.

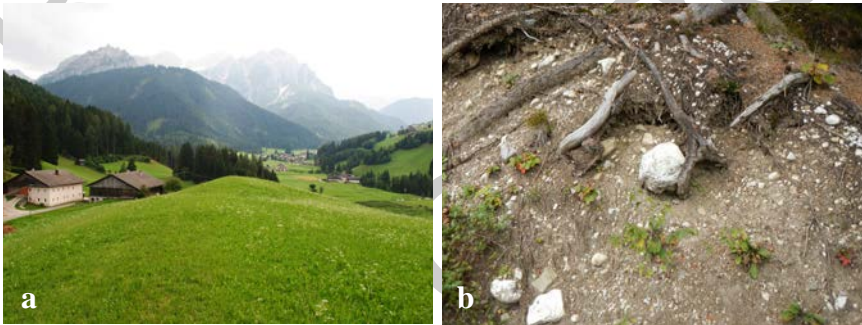


Abb. 56 - a) Oberseite der rechten Seitenmoräne des Pragser Gletschers als Zeuge des maximalen Gletschervorstoßes des Pragrs-Subsynthems; links erkennt man die Häuser der Ortschaft Lercha/Larici, im Hintergrund das Pragser Tal von NE aus gesehen. b) Aufschluss bzw. Anbruch einer Ausschmelzmoräne des Pragrs-Subsynthems (entlang der Straße im Norden von Lercha/Larici).

abging und schließlich von diesem bis in die heutigen Position verfrachtet wurde.

Die Untergrenze der Bergsturzmassen ist nicht aufgeschlossen, die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet. Im Osten wird der Bergsturzkörper

konkordant von Moor- und Hangschuttablagerungen überlagert, im Westen hingegen mit leicht erosivem Kontakt von jüngeren Bergsturmassen (vgl. Kapitel VII.2.) und dem Murkegel von Riedl.

Geologische und morphologische Hinweise deuten auf eine wahrscheinliche Herkunft der Bergsturmassen aus dem Bereich des Schwarzbergs/*Monte Nero* westlich des Pragser Wildsees hin, im Detail aus der Ostflanke der Bergspitze, und nicht aus der Nordflanke wie von FURLANIS (2013) angenommen.

Im Altpragstal sind im Einzugsgebiet des Stollabaches/*Rio Stolla* auf einer Höhe zwischen 1850 und 2000 m Murablagerungen vorhanden, die nach unten abgeschnitten sind, jedoch im oberen Bereich die ursprüngliche Oberfläche teilweise noch nachzeichnen. Es handelt sich um massige, matrixgestützte bis teilweise komponentengestützte Diamikte und grob gebankte Schotter. Die lithologische Zusammensetzung entspricht einem lokalen Eintrag (Graukalke, Hauptdolomit). Die Ablagerungsbedingungen unterscheiden sich deutlich von den heutigen, das Basisniveau lag wesentlich höher, während eine Gletscherzunge den unteren Abschnitt des Stollatales besetzte und versperrte.

Die Untergrenze des Prags-Synthem ist erosiv zum Grundgebirge und zum Garda-Synthem undifferenziert. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Postglazialen Alpen Synthem und zum Olang-Subsynthem.

Dieses Subsynthem entspricht einer erneuten, lokalen Gletscher-Vorstoßphase im Zuge des regionalen Spätglazials und wird entsprechend ans Ende des oberen Pleistozäns gestellt.

#### 4.3.1.4. - Höhlenstein-Subsynthem (SGD<sub>24</sub>)

Die Ablagerungen dieses Subsynthems treten am Talaustritt des Höhlensteintals sowie oberhalb von Schludersbach und vor allem in den zahlreichen Seitentälern auf. Die sehr begrenzten Vorkommen im Abschnitt südlich von Schludersbach scheinen eher an die morphologischen Gegebenheiten und insbesondere an die steilen Talflanken gebunden zu sein und nicht auf eine postglaziale Erosion.

Das Höhlenstein-Subsynthem umfasst Ausschmelzmoränen und undifferenzierte Moränen. Die Ausschmelzmoränen bestehen aus massigen, matrixgestützten Diamikten, mit sandiger, schwach siltiger Matrix. Die Farbe reicht von hellbraun über rosarot bis zu einem sehr hellen Grau. Die Klaster sind unterschiedlich groß, kantengerundet bis angerundet und mitunter gekritzelt. Sie bestehen zumeist aus Dolomiten und seltener aus Kalken, andere Lithotypen sind sehr selten. Bereiche mit undifferenzierter Moräne sind durch fehlende oder sehr wenige Aufschlüsse gekennzeichnet; in diesem Fall stützt sich die Interpretation auf morphologische Merkmale.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen reicht von 1 m bis zu einigen Zehnermetern.

Wie auch im Fall des Prags-Subsynthems, wurde dieses Subsynthem auf Basis von Moränen am Ausgang des Höhlensteintals und anhand der lithologischen Zusammensetzung definiert. Im Südosten der *Colonia Pontificia* treten einige aneinander gereihete Hügel auf die ca. 30 m aus dem flachen Talboden hervorstehen. Die größeren liegen nahe am Hang und können als rechte Seitenmoränen interpretiert werden. Sie markieren die maximale Ausdehnung des Höhlensteintal-Gletschers, als dieser bei einem erneuten Vorstoß das Pustertal erreichte. Dieser Gletscher entstand aus dem Zusammenfluss von mehreren kleineren Gletschern aus den Seitentälern des Höhlensteintals. Das Einzugsgebiet war verhältnismäßig groß und umfasste auch Beiträge aus dem Felizental, bzw. von deutlich außerhalb der heutigen Wasserscheide, die im Gemärk/*Cimabanche* (1530 m) liegt und wo die Gletscher von Fanestal und Boitetal einmündeten. Während des Rückzuges zerbrach der Höhlensteintal-Gletscher in viele kleine Nebengletscher, die aus den Seitentälern, Hangetälern und Karen gespeist wurden. Aus dieser Rückzugsphase sind zahlreiche und mitunter mächtige glaziale Ablagerungen erhalten geblieben, darunter auch Stirn- und Seitenmoränen. Als Beispiel sei das Hängetal im Nordosten des Dürrensteins genannt; die glazialen Ablagerungen sind auf der rechten Seite aufgeschlossen, auf der linken Seite werden sie bis auf 1900 m hinunter durch gemischte Fächer überdeckt, danach kommen zwei schöne Moränenwälle (Seiten- und Stirn- und Seitenmoränen) zum Vorschein. Diese Moränenwälle entsprechen der Position des lokalen Gletschers in einer der letzten Rückzugsstadien.

Im oberen Rienztal/*Val Rimbon* treten diese Ablagerungen besonders großflächig und spektakulär auf und bedecken nahezu komplett die strukturelle Hochebene im Norden der Drei Zinnen, zwischen 2200 und 2400 m Höhe. Die Ablagerungen sind auf Moränenapparate in den Karen in diesem Gebiet zurückzuführen. Viele dieser Ablagerungen entwickelten sich zu Blockgletschern.

Auch im Talschluss des *Rio de Rimbianco* treten verbreitete Ablagerungen des Höhlenstein-Subsynthems auf. In den letzten Phasen des Spätglaziales musste dieser Bereich von einem Gletscher besetzt gewesen sein, der aus den zahlreichen Rinnen und Tälern der *Cadini di Misurina* gespeist wurde. Im Osten der *Forcella Bassa* treten zudem ausgedehnte glaziolakustrine Ablagerungen aus geschichteten Silten auf.

Oberhalb vom Gemärk bzw. westlich des Passes sind die Ablagerungen vor allem im Talschluss des *Rio Gotres*, bei *Castello di Valbones* und bei *Forcella Lerosa* in ausgeprägter Weise vorhanden. Seltener und dünnmächtig sind hingegen die Ablagerungen auf den Hochflächen von Fosses und Senes.

Die Untergrenze des Höhlenstein-Subsynthems ist erosiv zum Felsuntergrund und zum Garda-Synthem undifferenziert; im Tal des *Rio Gotres* ist die Grenze

örtlich erosiv zu den Bildungen des Monte Spinale-Synthem. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Postglazialen Alpen Synthem.

Dieses Subsynthem entspricht einer erneuten, lokalen Gletscher-Vorstoßphase im Zuge des regionalen Spätglazials und wird entsprechend ans Ende des oberen Pleistozäns gestellt.

#### 4.3.1.5. - Fischleintal-Subsynthem (SGD<sub>25</sub>)

Die Ablagerungen des Fischleintal-Subsynthems kommen im Einzugsgebiet des gleichnamigen Baches vor. Es handelt sich um ein Untereinzugsgebiet des Sextenbaches. Im Kartenblatt treten diese Ablagerungen nur in einem begrenzten Bereich an der östlichen Blattgrenze auf: bei der Bodenalpe/*Alpe dei Piani* im Norden der Berggruppe Paternkofel-Einserkofel (Sextner Dolomiten). Es handelt sich um glaziale Ablagerungen, die zumeist als Ausschmelzmoräne kartiert wurden. Sie bestehen aus massigen, matrixgestützten Diamikten mit sandig-siltiger Matrix von einer sehr hellen braunen Farbe. Die nahezu ausschließlich dolomitischen Klasten sind unterschiedlich groß und nur leicht abgekantet. Einige dieser Ablagerungen entwickelten sich zu Blockgletschern.

Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen reicht von 1 m bis zu einigen Zehnermetern.

Dieses Subsynthem erstreckt sich auch bis ins angrenzende Blatt 017 *Monte Cavallino* (in Ausarbeitung) und ist durch deutlich erkennbare Stirn- sowie Stirn- und Seitenmoränen am Ausgang des Fischleintals ins Sextner Tal gekennzeichnet. Die Ablagerungen im Bereich der Bodenalpe sind den letzten glazialen Rückzugsphasen zuzuschreiben und werden durch Stirn- und Seitenmoränen im Norden und Osten des östlichen Bodensees (2207 m) klar abgegrenzt.

Die Untergrenze des Fischleintal-Subsynthems ist erosiv zum Felsuntergrund. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Postglazialen Alpen Synthem.

Dieses Subsynthem entspricht einer erneuten, lokalen Gletscher-Vorstoßphase im Zuge des regionalen Spätglazials und wird entsprechend ans Ende des oberen Pleistozäns gestellt.

#### 4.3.1.6. - Val Padeon-Subsynthem (SGD<sub>10</sub>)

Das Val Padeon-Subsynthem umfasst Ablagerungen unterschiedlicher Genese (glaziale Ablagerungen, Eisrandsedimente, fluvioglaziale Bildungen und Murablagungen), die im südlichen Blattbereich bzw. auf dem Territorium der Region

Venetien (Felizental, Fanestal und rechte Seitentäler des Boite im Bereich von *Antruilles*) auftreten.

Die glazialen Ablagerungen bestehen vorwiegend aus Ausschmelzmoräne bzw. aus massigen, komponenten- bis matrixgestützten Diamikten mit sandiger, schwach siltiger Matrix von hellbrauner bis rosaroter Farbe und karbonatischer Zusammensetzung. Die ausschließlich karbonatischen Klasten sind kantengerundet bis angerundet und reichen vom Zentimeter bis in den Meterbereich. Auch in diesem Fall wurden die nicht oder nur schlecht aufgeschlossenen Ablagerungen als undifferenzierte Moränen kartiert. Auf jeden Fall ist die Zusammensetzung dieser Ablagerungen ähnlich der oben beschriebenen Moränen. Die maximale Mächtigkeit erreicht rund zehn Meter.

Die Eisrandsedimente treten sehr gut aufgeschlossen unterhalb der Staatsstrasse Nr. 51 *Alemagna*, entlang des Bacheinschnittes im Süden von *Ponte d'Ancona*, auf und zeigen eine große Fazies-Vielfalt. Die besten Aufschlüsse finden sich am Radweg darunter bzw. orographisch links des Einschnittes (Abb. 58). Es kommen massige bis undeutlich geschichtete, sandige Schotter im Wechsel mit massigen bis gradierten, matrixgestützten Diamikten und untergeordneten Lagen von sandigen Silten vor. Seltener finden sich Einschaltungen von massigen, komponentengestützten Schottern. Die Diamikte sind in der Regel normal gradiert, der Übergang erfolgt schnell; auf wenigen Zentimetern gehen die matrixgestützten Diamikte zuerst in feinsandige Kiese, dann in immer feinkörnigere Sande und schließlich in schwach laminierte, sandige Silte über. Der darauf folgende Zyklus zeigt eine erosive oder leicht erosive Untergrenze und eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis über einen Meter. Die Matrix der Diamikte und der Schotter besteht zumeist aus schwach siltigen Sanden von sehr heller brauner bis gelblich-brauner Farbe. Die Klasten bestehen aus mittel- bis grobkörnigen Kiesen und sind meist kantengerundet bis angerundet. Es kommen fast ausschließlich karbonatische Komponenten vor, darunter auch kretazische Lithologien, was eine Speisung von Westen her (T. Boite-Einzugsgebiet) vermuten lässt, sowie glazial gekritzte Gerölle.

Diese Ablagerungen sind verkippt und die Schichten fallen steil in Richtung NNE ein (Abb. 58a). Die Schichtneigung nimmt taleinwärts ab, von rund 80° im Bereich des Radwegs bis auf ca. 20° rund 80 m weiter taleinwärts, unterhalb des Aufschlusses in Abb. 59. Hier treten die oben beschriebenen Fazies nur an der Basis des Aufschlusses in den wenigen Bereichen ohne Schuttbedeckung auf. Es handelt sich um Sande und Silte von hellbrauner bis hellgrauer Farbe, welche eine ausgeprägte, planparallele horizontale Lamination aufweisen; daneben finden sich cm-dünne Sandlagen, mitunter gradiert. Es kommen auch Kieseinschlüsse vor, entweder isoliert oder in Lagen angeordnet bzw. an der Basis von gradierten Sandlagen; seltener sind die oben beschriebenen Diamikte eingelagert. Unterhalb von *Ponte d'Ancona* ist die Lamination der Sande und Silte nicht mehr horizontal,





Abb. 57 - Val Padeon-Subsystem: massiger, matrixgestützter Diamikt mit sandiger, schwach siltiger Matrix, der als Ausschmelzmoräne interpretiert wurde (Forststraße knapp nördlich von Podestagno).

sondern zunehmend nach Süden geneigt bis ca. 10-15°. Im großen Maßstab und unter Berücksichtigung der Neigungen oberhalb des Radwegs bildet diese Fazies eine große, asymmetrische synforme Falte, die talwärts stärker geneigt ist und den Scharnierbereich ca. 40 m unterhalb von *Ponte d'Ancona* aufweist. Neben dieser großen Faltenstruktur ist die gesamte Abfolge bei näherer Betrachtung, insbesondere in den feinkörnigen Fazies, von kleinen Abschiebungen mit geringem Versatz (1-10 cm) durchzogen (Abb. 60). Diese Ablagerungen sind in der Regel leicht überkonsolidiert bis überkonsolidiert, örtlich finden sich zerbrochene Klatten als Ausdruck einer glazialen Auflast.

Die bisher beschriebenen Fazies deuten auf ein glaziolakustrines Becken hin, welches großteils durch Eismassen entlang der Talachse gestützt war und umfangreiche Einträge aus den Hangbereichen erfuhr. Anfangs dominierten Massenbewegungen aus den oberen Hangbereichen und Strömungstransport im Wasser, später nahm die Sedimentation im stehenden Gewässer überhand mit der Ablagerung von Laminiten. Diese Ablagerungen können in ihrer Gesamtheit einem Eisrandmilieu zugeschrieben werden.

Über den laminierten Silten und Sanden folgen grobe Schotter und sandige Schotter, horizontal bis flach kreuzgeschichtet (Abb. 59). Mitunter und vermehrt

auf der Hangseite sind auch Blöcke bis 60 cm Durchmesser eingelagert. Der Kontakt zu den unterlagernden Sanden und Silten ist leider nicht aufgeschlossen.

Der Rundungsgrad und die lithologische Zusammensetzung der Komponenten erinnern an die unterlagernden Eisrandsedimente. Häufig sind laminierete Sande in max. 15-20 cm dicken Linsen eingeschaltet. Nach oben hin nimmt der Sandanteil tendenziell ab, sowohl in der Matrix, als auch die eingeschalteten Linsen und Lagen. Daneben ist die Dachziegellagerung der Klasten deutlicher ausgebildet und zeigt einen Transport von Westen her an, also aus dem Gebiet von Podestagno (knapp außerhalb des Blattes). In der Regel erreichen diese Ablagerungen eine Mächtigkeit von 10-12 m und belegen einen Übergang zu mit-

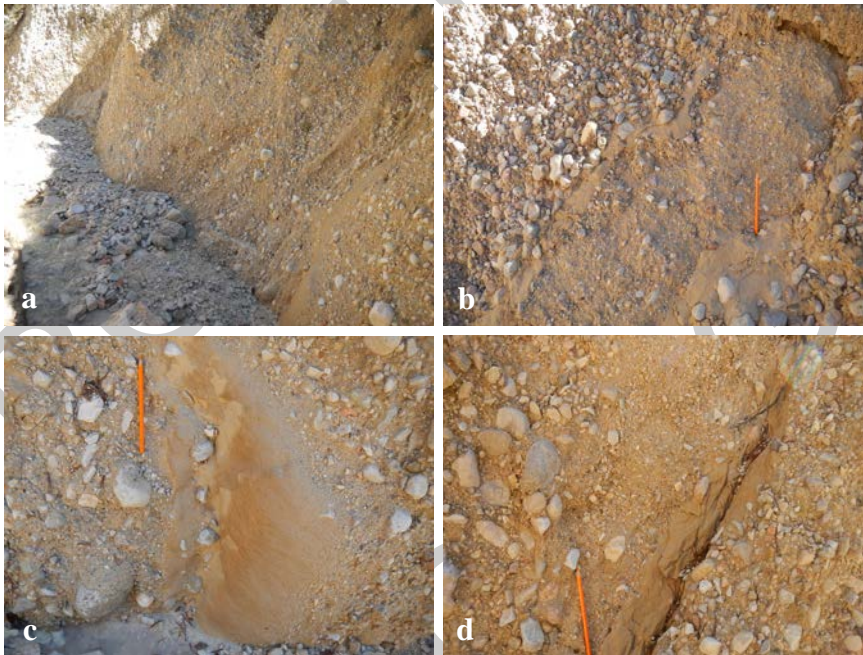


Abb. 58 - Eisrandsedimente des Val Padeon-Subsynthems; a) Übersicht der auftretenden Fazies; man erkennt die steile, gegen den Hang einfallende Neigung der Schichten; b) massiger, matrixgestützter Diamikt in einer Mehrdezimeter mächtigen Lage mit scharfer erosiver Untergrenze und konkordanter Obergrenze zu sandigen Silten (links oben); c) von rechts nach links: normal gradierter Diamikt, der in sandige Schotter übergeht, danach Sande, siltige Sande und sandige Silte. Die eingelagerten Klasten in den Silten in der Bildmitte bilden die Basis eines neuen gradierten Zyklus von ca. 10 cm Mächtigkeit, der mit einer dünnen Siltlage rechts des Farbstiftes endet; nach links folgt die Basis einer neuen Diamiktlage. d) komponentengestützter Diamikt (links) mit erosiver Untergrenze über einer Lage von schwach laminierten, sandigen Silten. In allen Fotos ist die Polarität der Schichten von rechts nach links ausgerichtet. Bacheinschnitt im Süden von Ponte d'Ancona entlang der SS 51 Alemagna, Bereich oberhalb des Radweges.

tel- bis hochenergetischen, fluvioglazialen Bedingungen mit Einträgen aus dem abschmelzenden Gletscher. Zu diesem Zeitpunkt reichte die Gletscherstirn vermutlich in den Bereich von Podestagno.

Ablagerungen gemischter Herkunft (Wildbach- und/oder Mur- und/oder Lawinenablagerungen) treten verbreitet im unteren Hangbereich an der Südflanke des Bergrückens M. Cadin - Croda d'Ancona auf. Sie sind seitlich und an der Basis erodiert und befinden sich in leicht überhöhter Position gegenüber den angrenzenden Bereichen. Sie wurden als Relikte von miteinander verschmolzenen, großen Fächern interpretiert, die in der Folge lateral und distal eingeschnitten und erodiert wurden. Das entsprechende Basisniveau lag über dem heutigen. Diese Ablagerungen sind nur in wenigen Bacheinschnitten erkennbar, z.B. im Einschnitt oberhalb von *Ponte d'Ancona*. In diesem Bereich treten massige, komponenten- bis matrixgestützte Diamikte mit sandig-siltiger Matrix von sehr heller brauner Farbe auf. Man erkennt nur selten eine grobe Bankung. Die Klasten sind ausschließlich karbonatisch und sehr unterschiedlich hinsichtlich Rundungsgrad (kantig bis angerundet) und Korngröße (cm bis über einen Meter).

In der Regel verschmelzen und verzahnen die Ablagerungen gemischter Herkunft mit der fluvioglazialen Ebene, die weiter taleinwärts von *Ponte D'Ancona* bestand. Nach dem Rückzug des Gletschers und der Eintiefung des *Rio Felizon* in der fluvioglazialen Ebene, setzte die Erosion und Zerfurchung der Fächerformen ein, sodass nur mehr die beschriebenen Reste verblieben.

Das Val Padeon-Subsynthem entspricht einer glazialen Phase, die nach jener des Höhlenstein-Subsynthems einsetzte. Die Gletscherzunge aus dem *Val Travenanzes* und dem Fanestal sowie aus den Hochflächen von Senes und Fosses reichte noch bis in das heutige Felizental, als das Höhlensteintal schon frei von

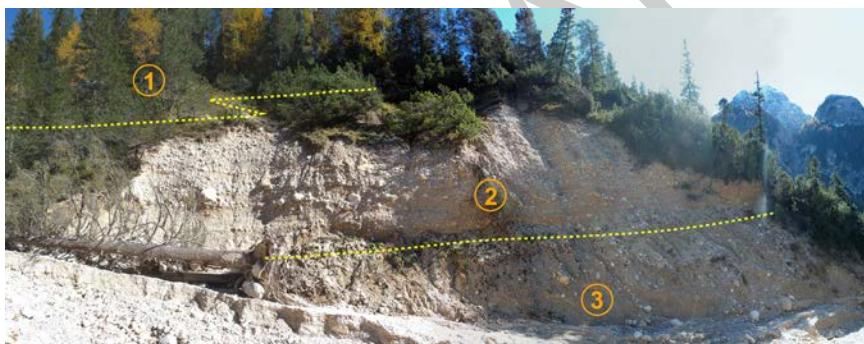


Abb. 59 - Val Padeon-Subsynthem: großflächiger Aufschluss auf der linken Seite des Bacheinschnittes unterhalb von Ponte d'Ancona entlang der SS 51 Alemagna. 1 = Murablagerungen; 2 = fluvioglaziale Ablagerungen mit Antransport von Westen (rechts) her; 3 = glaziolakustrine Ablagerungen, zum Großteil durch Hangschutt aus dem oberen Böschungsbereich verdeckt.



Abb. 60 - Val Padeon-Subsynthem: laminierte, sandige Silte in Wechsellagerung mit Sanden, seltene Lagen mit reichlich Kieseinschlüssen (oben). Die Pfeile markieren einige der Abschiebungen mit kleinsten Versätzen (unter 1 cm) in der Lamination. Knapp unterhalb von Ponte d'Ancona entlang der SS 51 Alemagna.

Eismassen war. Die riesigen Schutt- und Geschiebemengen aus der Abschmelzung des Eises und aus den Einträgen aus den Seitentälern und den angrenzenden, eisfreien Hängen sammelte sich im Talboden und wurde von der sich allmählich zurückziehenden Gletscherstirn aufgearbeitet.

Im Gegensatz zum angrenzenden Blatt 029 *Cortina d'Ampezzo* wurden im Blatt Toblach die Ablagerungen des Podestagno-Subsynthems nicht eigens ausgehalten, sondern mit dem Val Padeon-Subsynthem zusammengefasst. Diese Entscheidung entstand aus der Entdeckung von glazialen Ablagerungen mit Moränenformen über den fluvioglazialen Ablagerungen des Podestagno-Subsynthems. Die Moränenapparate belegen eine Gletscherstirn im unteren Abschnitt des Felizontals und nicht erst weiter taleinwärts (Westen), wie in den Erläuterungen zum Blatt *Cortina d'Ampezzo* angenommen wurde. Entsprechend sind alle Ablagerungen in einem einzigen Subsynthem zusammenzufassen, und zwar entsprechend der Definition im vorherigen Blatt (NERI *et alii*, 2007) im Val Padeon-Subsynthem.

Die Untergrenze des Val Padeon-Subsynthems ist nicht aufgeschlossen oder erosiv zum Felsuntergrund. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche ge-

bildet oder ist diskordant zum Postglazialen Alpenen Synthem.

Dieses Subsynthem entspricht einer erneuten, lokalen Gletscher-Vorstoßphase im Zuge des regionalen Spätglazials und wird entsprechend ans Ende des oberen Pleistozäns gestellt.

#### 4.3.2. - *Piave-Synthem (PVI)*

Die Ablagerungen des Piave-Synthems wurden nur in der südöstlichen Blattecke, im Einzugsgebiet des T. Ansei kartiert. Die wichtigsten Aufschlüsse liegen im Südosten des Passportenkofels/*Croda Passaporto*, im Süden der Drei Zinnen sowie bei den Schutzhütten Lavaredo und Auronzo. Moränenwälle sind im Bereich von Rif. Auronzo gut erhalten. Weitere Formen treten im Südosten des Passportenkofels und im *Valon de Lavaredo* auf. Im *Valon de Lavaredo* sind die Bildungen schlecht aufgeschlossen, an allen anderen Stellen konnten die Ablagerungen hingegen als Ausschmelzmoräne klassifiziert werden. Es handelt sich um massige, matrixgestützte Diamikte. Die Matrix ist sandig-siltig und von sehr heller brauner Farbe. Die Klasten bestehen vorwiegend aus Dolomiten und untergeordnet Kalken, sie sind unterschiedlich groß und weisen einen generell schlechten Rundungsgrad auf.

Die Mächtigkeit reicht von 1 m bis zu einigen Zehnermetern (*Valon de Lavaredo*). Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen oder erosiv zum Felsuntergrund. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Postglazialen Alpenen Synthem.

Die Ablagerungen wurden dem oberen Pleistozän *p.p.* zugeschrieben.

#### 4.4. - ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM (PTG)

##### 4.4.1. - *Allgemeiner Überblick*

Das Alpine Postglaziale Synthem (PTG) umfasst sämtliche Sedimente nach der Hauptvergletscherung (LGM) und der späteren Rückzugsphasen gegen Ende des Oberpleistozäns. Die Untergrenze ist klar diachron ausgebildet, die Obergrenze wird hingegen von der Geländeoberkante gebildet. Diese Einheit umfasst zeitlich alle Sedimente zwischen dem Oberpleistozän und heute. Sie entspricht in ihrer Definition der Postglazialen Einheit von BINI *et alii* (2004), hinsichtlich der Eigenschaften der diskontinuierlichen Grenzflächen hingegen dem Po-Synthem, das vorwiegend in den Blättern im Bereich der Poebene Anwendung findet.

Eine grundlegende Rolle für die weitere Unterteilung dieses Synthems spielt

die Entwicklungsgeschichte der Ablagerungen in der Talsohle des Pustertals. Die Terrassenbildungen, die heute nur mehr einer Erosion unterliegen bzw. sämtliche Bildungen, die nicht mehr unmittelbar von den aktuellen Ablagerungsprozessen betroffen sind, wurden im Olang-Subsynthem zusammengefasst. Außerdem, wurden die Ablagerungen, die der Vorstoßphase der sogenannten Kleinen Eiszeit zuzuschreiben sind, im Amola-Subsynthem kartiert.

#### 4.4.2. - *Alpines Postglaziales Synthem (PTG): undifferenzierte Ablagerungen*

##### 4.4.2.1. - Alluviale Ablagerungen und Wildbachablagerungen, Schwemmkegel

In der Talsohle des Pustertals bestehen die alluvialen Ablagerungen meist aus grobkörnigen Sedimenten: sandige Schotter, Schotter und Sande, seltener treten reine Schotter aus Stein- und Kieselementen auf. Im Bereich von gut aufgeschlossenen Bildungen kann man eine horizontale Schichtung oder eine flache Kreuzschichtung erkennen. Die Schichtung wird durch die Kornverteilung oder durch eine besondere Ausrichtung der Klaster hervorgehoben. Es überwiegen mittel- bis grobkörnige Schotter mit meist gerundeten bis gut gerundeten Komponenten. Die maximale Größe von Steinen und Blöcken schwankt zwischen ca. 15 und 30 cm. Die lithologische Zusammensetzung variiert je nach Einzugsgebiet. Aus dem Dolomitengebiet dominieren karbonatische (Kalke und Dolomite), kalkig-terrigene (Mergel) und terrigene (Sandsteine, Siltite, etc.) Komponenten, aus dem Bereich der Gsieser Berge werden vorwiegend Metamorphite (Gneise, Schiefer und Phyllite) und Quarz geliefert. Im Bereich des Olinger Kessels und talabwärts davon sind beide Liefergebiete vertreten, wenn auch Kalke und Dolomite überwiegen, gefolgt von Gneisen und Phylliten und deutlich untergeordnet alle weiteren Lithologien. Zahlreich sind die eingeschalteten, Mehrdezimeter mächtigen Linsen und Lagen von horizontal bis kreuzgeschichteten Sanden. Der Ablagerungsraum ist vorwiegend durch aktive oder erst in jüngerer Vergangenheit verlassene Fließbrinnen sowie Flussebenen usw. gekennzeichnet.

An verschiedenen Stellen sind im Talboden feinkörnige Deckschichten (Sand, siltige Sande) aus Überflutungsereignissen vorhanden. Diese zeigen meist eine geringe Mächtigkeit (0,5-0,8 m) sowie eine begrenzte laterale Kontinuität und können im Maßstab 1:50.000 nicht dargestellt werden. Dasselbe gilt auch für weite Strecken des Talbodens der Drau; hier wird örtlich eine größere Mächtigkeit erreicht (1,5-2 m), jedoch ist die Erstreckung durch das enge Tal umso mehr eingeschränkt.

Feinkörnige Ablagerungen mit signifikanter Mächtigkeit und Ausdehnung

treten vorwiegend in den Randbereichen des Talbodens auf, z.B. im Schattenbereich zwischen zwei angrenzenden Fächerformen, in den distalen Bereichen sowohl des Hauptflusses, als auch der Seitenkegel. Andere Gebiete entsprechen ehemaligen Überflutungsbereichen, die nach Regulierungsarbeiten am Flussbett nicht mehr von Überschwemmungen betroffen sind. Die wichtigsten Vorkommen finden sich nördlich des Bahnhofs von Olang orographisch rechts der Rienz sowie oberhalb von Innichen.

Die wichtigsten Schwemmfächer sind jener des Silvester Baches (oder Toblacher Kegel), jener auf der anderen Talseite aus dem Höhlensteintal und der Kegel von Sexten. Der Kegel des Gsieserbachs (oder Welsberger Kegel) ist aufgrund der Enge des Haupttals (ca. 300 m) relativ klein ausgebildet. Die Ablagerungen der Schwemmfächer bestehen vorwiegend aus groben bis sehr grobkörnigen sandigen Schottern, mit reichlich Steinen und Blöcken im proximalen Bereich, weniger Grobkorn und vermehrt Sanden in den distalen Abschnitten. Im Bereich des Toblacher Kegels finden sich schwach kiesige Silte und Sande, die bis 1,5-2 m unter Gelände reichen, ausgenommen im distalen Bereich, der heute noch aktiv ist bzw. in der jüngeren Vergangenheit beliefert wurde.

In den Bereichen außerhalb des Pusterer Haupttals treten alluviale Ablagerungen verstärkt in den Talsohlen der wichtigsten Seitentäler (Höhlensteintal, Pragsertal, Silvestertal, Gsieser Tal und Antholzertal) auf. Die auftretenden Sedimente bestehen aus grobkörnigen Schottern mit Steinen und Blöcken sowie aus sandigen Schottern, Kiesen und Sanden. In den teilweise oder komplett durch Seitenkegel versperrten Talbereichen kommen auch feinkörnige, sandig-siltige Sedimente vor, insbesondere am Übergang zu aufgestauten Seen (z.B. im Höhlensteintal).

Die alluvialen Ablagerungen in der Talsohle des Pustertals sind zwei unterschiedlichen Einzugsgebieten zuzuordnen, dem Rienz-Einzugsgebiet, einem Untereinzugsgebiet der Etsch, und dem Drau-Einzugsgebiet, seinerseits ein Untereinzugsgebiet der Donau. Die Wasserscheide liegt im Bereich des „Toblacher Sattels“ oder „Toblacher Feld“ mit der Wasserscheide auf 1210 m im Bereich des Toblacher Bahnhofes. Dieser Punkt bildet auch die morphologische Grenze zwischen dem Schwemmfächer des Silvester Baches (Toblacher Kegel) im Norden und jenem der Rienz im Süden (am Ausgang des Höhlensteintals). Entsprechend verläuft die Wasserscheide auf beiden Fächerformen, wenn auch auf jenem der Rienz ganz am Rande. Heute und in der jüngeren Vergangenheit fließt der Silvester Bach im Westen seines Kegels ab und mündet in die Rienz. Es gibt jedoch klare morphologische Hinweise, dass in der Vergangenheit der Bach über einen langen Zeitraum in Richtung Osten abfloss und entsprechend den Ursprung der Drau bildete. Dies wird durch die Entwicklung des Kegels in Richtung Osten unterstrichen und durch Bohrdaten und geomorphologische Betrachtungen bestätigt (siehe Kap. 4.4.2.2).

Westlich des Toblacher Sattels sind die Alluvionen der Rienz stark terrassiert.

Eine Terrassierung der alluvialen Ablagerungen in der Talsohle ist bereits am Ausgang des Höhlensteintals zu erkennen.

Talabwärts von Welsberg verengt sich der Talboden drastisch und verstärkt durch die vordringenden Seitenkegel (z.B. jener des Nasenbaches) bilden sich abschnittsweise enge Flussrinnen bzw. im Felsuntergrund eingeschnittene Schluchtrinnen aus. Oberhalb von Olang befindet sich ein künstlich angelegter Stausee, der ein neues Basisniveau darstellt und die Sedimentation talaufwärts und talabwärts unterbricht und steuert.

Östlich von Toblach, bzw. im Einzugsgebiet der Drau ist die Talsohle durch die Seitenkegel beeinflusst und örtlich stark eingeengt. Einige Kegel versperren fast komplett das Tal (z.B. jener von Innichen). In anderen Fällen ist die Verengung des Talbodens durch das Auftreten des Felsuntergrundes bedingt, so etwa durch den Phyllithärtling von Obervierschach. Hier ist die Talsohle nur ca. 50 m breit. Oberhalb von Innichen ist die Drau nur ein kleines Rinnsal, erst weiter unterhalb steigt der Abfluss durch den beträchtlichen Zustrom des Sextenbaches deutlich an. In der Vergangenheit zeigte die Drau oberhalb von Innichen einen kurvigen Verlauf, während sich nach der Einmündung der Sextenbaches Mäander bildeten.

#### 4.4.2.2. - Daten aus dem Untergrund des Pustertals

Informationen über die Sedimente im Untergrund des Pustertals stammen in erster Linie aus der Datenbank der Autonomen Provinz Bozen<sup>6</sup> zu den durchgeführten Tiefbohrungen bzw. den entsprechenden Schichtprofilen sowie aus eigens durchgeführten Handbohrungen im Rahmen der Kartierungsarbeiten, in signifikanten Bereichen. Daten zur Tiefe des Felsuntergrundes stehen bis auf vereinzelte Bohrpunkte nicht zur Verfügung und fehlen im Bereich der Talachse (siehe weiter unten).

Im Bereich des Olander Kessels und insbesondere zwischen Neunhäusern/*Novese*, Niederolang/*Valdaora di Sotto*, dem Bahnhof von Olang und Neu-Goste/*Nuova Gosta*, tritt der Felsuntergrund (Quarzphyllite der Brixen-Einheit) an zahlreichen Stellen auf. Zum einen beißt er an den Hügeln und Rücken aus, die aus dem Terrassenformen des Olang-Subsynthems und des Nasen-Subsynthems herausragen. Zum anderen ist er entlang der Rienz verbreitet im Bereich der Talsohle und der Schluchtwände ca. vom Barteler bis an den Ostrand des Stausees aufgeschlossen. Es wird daher angenommen, dass die quartären Bedeckungen relativ dünnmächtig sind, von wenigen Metern bis ca. 30 Meter Mächtigkeit.

<sup>6</sup> Die Lage der Bohrungen kann in der Datenbank der Autonomen Provinz Bozen im neuen Geobrowser konsultiert werden, unter folgender Adresse:

[http://gis2.provinz.bz.it/geobrowser/?project=geobrowser\\_pro&view=geobrowser\\_pro\\_atlas-b&locale=it](http://gis2.provinz.bz.it/geobrowser/?project=geobrowser_pro&view=geobrowser_pro_atlas-b&locale=it)



Eine vergleichbare Situation findet sich auch unterhalb von Niederolang.

Die Einmündung des Antholzerbaches in die Rienz erfolgt über einen epigenetischen Taleinschnitt. Die alte, begrabene Antholzer Talachse verläuft weiter im Osten, etwa auf Höhe der Abzweigung der Landesstraße Nr. 44 Antholz. Hier fehlen Aufschlüsse des Felsuntergrundes, sowohl im Bereich des aktuellen Flussbettes der Rienz, als auch nördlich und südlich davon. Der heutige Verlauf des Antholzerbaches ist hingegen von örtlichen Felsaufschlüssen an den Hängen gekennzeichnet. In einer Bohrung zum Bau der neuen Straßenbrücke wurde der Felsuntergrund rund 3 m unter dem Bachbett angetroffen. Es stehen keine Daten zur Tiefe des Felsuntergrundes im Bereich des Paläobachbettes des Antholzerbaches zur Verfügung.

Eine Bohrung in der Talsohle der Rienz im Bereich der Industriezone von Olang durchörterte zunächst ca. 2 m heterogenes Aufschüttungsmaterial und anschließend eine Abfolge aus sandigen Silten (2÷3,8 m), die auf organischen Sedimenten - teils mit Torfeinschaltungen, teils schluffreich - liegen (3,8÷5 m), darunter siltige Sande und Tone (5÷6 m). Diese Abfolge eines Überflutungsbeereichs mit anfänglichem Moorcharakter liegt ihrerseits auf ca. 3 m massigem, matrixgestütztem Diamikt (Grundmoräne des Garda-Synthems). Der Felsuntergrund (Quarzphyllite) wurde 9 m unter der Geländeoberkante angetroffen. Es wurden zwei Holzreste aus 4,05 und 4,65 m Tiefe entnommen und auf ein kalibriertes Alter von ca. 4.700 bzw. über 5.000 Jahre datiert (siehe Tabelle 1 für Details). Daraus ergibt sich für diesen Zeitabschnitt eine mittlere Sedimentationsrate von 0,75 m/1000 Jahren mit Spitzen von 1 m/1000 Jahren. Dies sind relativ niedrige Ablagerungsraten und entsprechen nur etwa der Hälfte bis einem Viertel der vergleichbaren Raten an verschiedenen Orten des Etschtals (BARGOSSO *et alii*, 2010; AVANZINI *et alii*, 2012).

Ein weiterer epigenetischer Taleinschnitt ist im Westen von Welsberg zu erkennen, wo die Rienz durch den Kegel von Ried/*Novale* an die rechte Talseite abgedrängt wurde und sich in die Phyllite einschnitt. Die tiefste Bohrung im distalen Bereich des Kegels von Ried reicht bis in 50 m Tiefe und durchörtert eine abwechslungsreiche Abfolge von Kiesen, Sanden und sandigen Silten, ohne den Felsuntergrund zu erreichen. Die hierbei erreichte Tiefe (1052 m) liegt über 30 m unter der felsigen Flusssohle der Rienz (1084 m). Diese ehemalige und nunmehr verfüllte Talsachse verläuft wahrscheinlich zwischen dem Tunnel der Pustertaler Eisenbahn und der Ortschaft Ried.

Eine Bohrung im Nordwesten von Welsberg durchörtert den distalen Bereich des heutigen Kegels und durchquert eine Abfolge aus ca. 8,5 m Aufschüttungsmaterial und zwischen 8,5 und 11,3 m Tiefe aus Silten und schwach kiesigen Sanden mit dm-mächtigen organischen (Pflanzenreste) und torfigen Zwischenlagen. Diese Lagen entsprechen einer Ruhephase des Gsieserbaches mit überwiegend feinkörnigen Ablagerungen im Zuge von Überflutungen und periodischen

Stillwasser- und Moorbedingungen. Nach unten folgen vorwiegend sandige und sandig-kiesige Bildungen mit eingelagerten Geröllen aus Granit und Gneis bis 25 cm Durchmesser; diese Ablagerungen sind auf einen Bachtransport durch den Gsieserbach zurückzuführen.

Zwei Proben von Pflanzenresten aus den erwähnten organischen Lagen ergaben ein kalibriertes Alter von ca. 1.000 bzw. 500 Jahren (siehe Tabelle 1). Abzüglich der aufgeschütteten Bereiche, ergibt sich daraus eine Sedimentationsrate über der ersten datierten Probe von ca. 1,8 m/1000 Jahren. Die Sedimentationsrate im Intervall zwischen den zwei datierten Proben beträgt hingegen knapp 3 m/1000 Jahren. Diese Ablagerungsraten sind vergleichbar mit jenen von ähnlichen Ablagerungen im Etschtal (vgl. z.B. AVANZINI *et alii*, 2012).

In der Talsohle gegenüber des Welsberger Kegels und weiter talaufwärts besteht der Untergrund aus vorwiegend Kiesen und Sanden, sandigen Schottern mit untergeordneten, sandigen Einschaltungen im Meterbereich. Dies wurde bis in eine Tiefe von 10-20 Metern direkt erkundet. Einen Wechsel der Sedimentfazies kann man in den verfügbaren Bohrprofilen erst oberhalb der Einmündung des Pragserbaches in die Rienz erkennen, zwischen der Örtlichkeit Marbach/Mara und dem westlichen Dorfende von Niederdorf. Verfügbare Bohrungen am linken Rand der heutigen Flussebene der Rienz durchquerten zunächst 2-3 m sandige Schotter, die auf einer monotonen Abfolge aus nahezu ausschließlich Feinsedimenten liegen. Diese feinen Sedimente bestehen aus einer Wechsellagerung von siltigen Feinsanden, sandig-tonigen Silten, tonigen Silten und untergeordnet siltigen Tonen, Sanden sowie Sanden mit Feinkies; sie reichen bis auf mindestens 30 m unter das Gelände.

Diese Abfolgen werden so interpretiert, dass unter den heutigen und rezenten Alluvionen der Rienz fluviatile und lakustrine Ablagerungen des Olang-Subsynthem vorkommen, die am Top erodiert wurden. Ähnliche Fazies kommen im unteren Teil des alten Pragser Kegels und in den Ablagerungen der angrenzenden Terrassen von Marbach vor und wurden ebenfalls im Olang-Subsynthem kartiert. Wahrscheinlich verursachte der Vorstoß des alten Pragser Kegels eine Absperung im Haupttal mit der Bildung eines Sees entlang der Talachse, ähnlich der heutigen Situation am Olinger Stausee. Es fehlen eindeutige Elemente für die genauere chronologische Einstufung dieses Ereignisses; es wird angenommen, dass die Ablagerungen einer frühen sedimentären Phase des Olang-Subsynthems entsprechen.

Richtung Osten bzw. talaufwärts und bis nach Toblach überwiegen bis in mindestens 20-30 m Tiefe grobkörnige Fazies (Schotter, Kiese und Sande, mit Meter-dicken Sandlagen). Nur im Bereich des Campingplatzes Olympia zwischen Niederdorf und Toblach wurden unterhalb von 10-15 m ab Gelände überwiegend sandige Bildungen erbohrt, die mit den oben beschriebenen, fluviatilen und lakus-

Tabelle 1 - Zusammenstellung der Ergebnisse der AMS <sup>14</sup>C-Datierungen, die an Proben aus verschiedenen Ortschaften auf Blatt „Toblach“ durchgeführt wurden.

Analyse Nr.	Örtlichkeit	Höhe (m ü.d.M.)	Tiefe (m unter GOK)	Einheit	Kennzeichnung	Fazies	Untersuchtes Material	14C-Alter in Jahren BP	Kalibriertes Alter (*) ± 2 σ (95,4 %) / Anmerkungen
KIA 16602	Welsberg, Bohrung 6	1082	9,76(**)	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Holz	520±30	507-557 BP (89%) 605-626 BP (11%)
KIA 16603	Welsberg, Bohrung 6	1082	10,65(**)	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Torf	980±20	795-958 BP
KIA 16603	Welsberg, Bohrung 6	1082	10,65(**)	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Torf, Huminsäure	1050±40	915-1058 BP
KIA 16604	Industriezone Olang, Bohrung 4	992	4,05	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Torf, Holz	4700±30	5321-5420 BP (60%) 5438-5481 BP (23%) 5532-5578 BP (17%)
KIA 16605	Industriezone Olang, Bohrung 4 (~240 m WSW dem Anfang des L.S. N° 44 Antholz)	992	4,65	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Holz	5235±30	5918-6023 BP (85%) 6078-6114 BP (9%) 6154-6174 BP (4%) 6051-6061 BP (1%)
KIA 16605	Industriezone Olang, Bohrung 4	992	4,65	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Holz, Huminsäure	5325±35	5994-6209 BP (99,8%) 6255-6256 BP (0,2%)
Prags_1	St. Veit - Innerprags, Bohrung 3	1345	2,5	PTG	Moorablagerung / lakustrin		Kohlereste	964±36	790-735 BP
LTL3209A	St. Veit - Innerprags, Bohrung 3	1345	6,8	PTG	Moorablagerung / lakustrin		Diffuse organische Substanz	7326±45	8015-8207 BP (97%) 8263-8289 BP (3%)
KIA 16606	St. Veit - Innerprags, Bohrung 3	1345	8,08	PTG	Moorablagerung / lakustrin		Diffuse organische Substanz	30420±200	— / (***)
KIA 16607	St. Veit - Innerprags, Bohrung 3	1345	9,20	PTG	Moorablagerung / lakustrin		Diffuse organische Substanz	29470±170	— / (***)
KIA 16608	St. Veit - Innerprags, Bohrung 3	1345	10,33	PTG	Moorablagerung / lakustrin		Diffuse organische Substanz	30040±340	— / (***)
LTL15437A	Obervierschach, Bohrung S5	1140	3,64	PTG	fluviatil		Holz	682±45	621-691 BP (60%) 554-610 BP (40%)
LTL15438A	Obervierschach, Bohrung S5	1140	6,88	PTG	fluviatil		Holz	2209±45	2122-2336 BP
SC_A	Innichen Aushub S vom Bahnhof	1175	3,0	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Holz	8740±60	9546-9921 BP (98%) 10084-10114 BP (2%)
SC_B	Innichen Aushub S vom Bahnhof	1175	2,4	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Kohlereste	8150±60	8992-9286 BP
SC_C	Innichen Aushub S vom Bahnhof	1175	2,0	PTG	fluviatil/ Moorablagerung		Kohlereste	6513±47	7319-75088 BP (99,3%) 7547-7552 BP (0,7%)
LTL16119A	Val Felizon, S.S. N° 51, 1 km a W Rifugio Ospitale	1495	2,0	PTG	suolo sepolto in debris-flow		carboni	3448±45	3606-3835 BP (99,1%) 3594-3601 BP (0,9%)

(\*) Alter kalibriert mit dem Programm Calib 7.04, verfügbar unter der Adresse: <http://calib.org> (Copyright 1986-2014 - M. Stuiver & P.J. Reimer).

(\*\*) Die ersten 8 m der Bohrung bestehen aus Aufschüttungsmaterial.

(\*\*\*) Datierung nicht gesichert, da sie mit dem stratigraphischen Kontext nicht übereinstimmt (siehe Text).

trinen Ablagerungen korreliert werden könnten.

Im Untergrund des Toblacher Kegels treten bis in eine tiefe von mindestens 10 m sandige Kiese mit Siltlagen und untergeordneten Sandlagen auf.

Im Ost-Südosten von Neutoblach/*Dobbiaco Nuovo* wurde im Bereich der Eisenbahnlinie eine Bohrung bis auf 12,2 m unter GOK abgeteuft; sie durchörtert mittel-grobkörnige, sandige Schotter mit einigen dünnen Einschaltungen von schwach tonigen Silten von hellbrauner Farbe. Die Schotter weisen fast ausschließlich eine kalkige und dolomitische Zusammensetzung auf und können deshalb einem Liefergebiet aus dem Höhlensteintal bzw. dem oberen Rienzlauf zugeordnet werden. Diese Daten bestätigen das Bild der Detail-Geomorphologie aus den Lidar-Daten, dass es sich nicht um den Ausläuferbereich des Kgels des Silvester Bachs handelt. Zwischen 12,2 und 26 m Tiefe (Bohrende) kommen mittel-grobkörnige bis grobkörnige, schwach sandige Schotter mit sandigen oder sandig-kiesigen Zwischenlagen vor. Das Geröllspektrum wird hier von ostalpinen Metamorphiten dominiert und geht entsprechend auf Einträge durch den Silvester Bach zurück.

Drei weitere Bohrungen wurden am rechten Draufer zwischen Kammerwiesen (1,6 km westlich von Innichen) und dem westlichen Dorfrand von Innichen abgeteuft. Sie zeigen eine seichte Deckschicht aus Silten und Sanden, schwach kiesig und mit organischen Einlagerungen; deren Mächtigkeit reicht von 2 m (Kammerwiesen) bis auf 4,5 m im Bereich von Innichen. Darunter folgen bis in ca. 7-8 m Tiefe sandige Schotter, meist mittel-grobkörnig. Darunter kommen bis in 10 m Tiefe feine Ablagerungen (Silte, Sande) mit vereinzelt organischen Lagen oder Kieseinschlüssen vor. In einer Baugrube für eine Tiefgarage im Bereich des Bahnhofes Innichen konnte die oberste Deckschicht genauer untersucht werden. Die freigelegte Abfolge umfasst schwach laminierte Silte, sandige Silte, vielfach mit organischer Substanz durchsetzt, sowie Lagen und Linsen von kiesigen Sanden und seltener sandigen Feinkiesen. Im unteren Abschnitt (3,30-4,00 m) treten sandige Schotter, teils siltig, von grauer Farbe und vorwiegend karbonatischer Zusammensetzung auf. Der Ablagerungsraum war im unteren Abschnitt des Aushubs durch fluviatile Bedingungen und mittlere Energien gekennzeichnet, der nach oben relativ schnell zu niedrigerenergetischen Bedingungen und mitunter Abflussschwierigkeiten bzw. Stillwasserbedingungen übergeht. Diese Bedingungen sind typisch für fluviatile Überschwemmungsbereiche mit einem Übergang zu Moorbedingungen, die periodisch mit niedrigerenergetischem Strömungstransport überflutet wurden. Besonders interessant sind 3  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Kohleresten und Holzresten (siehe Tabelle 1 für Details), die aus den obersten 3 m der seichten Deckschicht entnommen wurden. Die Datierungen ergaben kalibrierte Alter von 10.000 Jahren bis ca. 7300 Jahren für die oberste Probe. Daraus folgt eine sehr niedrige Sedimentationsrate im Holozän mit langen Ruhephasen und Sedimentationslücken.

Auf Basis der Datierungen im Westen von Innichen lag der Talboden bereits vor 10.000 Jahren nur wenig unterhalb des heutigen Geländes, mit seither einer sehr niedrigen Sedimentationsrate. Daraus folgt, dass die Umlenkung des Sextenbaches nach Osten in Richtung Drau durch die Progradation des Kegels von

Toblach (KLEBELSBERG, 1957) bereits vor über 10.000 Jahren stattgefunden haben müsste. Dies geschah wahrscheinlich am Ende des Spätglazials oder zu Beginn des Postglazials.

Der Kegel von Innichen wird bis in eine Tiefe von 15 m unter GOK vorwiegend von sandigen und steinigen Schottern, mitunter schwach siltig, aufgebaut. Untergeordnet finden sich sandige oder sandig-siltige Einschaltungen. Im westlichen distalen Kegelbereich sind an der Oberfläche feinkörnige, sandig-siltige Sedimente vorhanden.

Ein Tiefbrunnen im Nordosten von Innichen an der Basis der linken Talflanke unterhalb der SS 49 durchhörte bis in eine Tiefe von 10 m sandige Schotter mit überwiegend karbonatischen und untergeordnet kristallinen Klasten, darunter 2 m schwach sandige Silte und schließlich bis in eine Tiefe von 37 m verschieden stark sandige Schotter mit einem gleichen Anteil an karbonatischen und kristallinen Geröllen. Grobkörnige Sedimente aus vorwiegend Kiesen und Sanden kennzeichnen die obersten ca. 10 Meter des Untergrunds auch im Osten von Innichen.

Die Ortschaft Obervierschach liegt auf einem felsigen Hügel, wodurch die Talsohle stark eingeengt wird und nur mehr ca. 50 m breit ist. Es sind 5 Bohrungen knapp oberhalb davon verfügbar, die ein gutes Bild über die Stratigraphie der obersten 15 m liefern. Ab GOK treten ca. 0,5 bis 2 m siltige Feinsande (Auelehme mit Bodenbildung) auf. Darunter folgt bis auf 3 m unter GOK eine Lage aus siltigen, teils bzw. schwach kiesigen Feinsanden. In der Regel liegen diese über Kiesen und Sanden oder kiesigen Sanden, die bis in eine Tiefe von fast 10 m vorkommen. In diesem Abschnitt und auch in höheren Niveaus findet sich Totholz, teilweise in richtigen Lagen angeordnet. Die Sedimentation erfolgte eindeutig fluviatil mit Fazies von Fließbrinnen und proximalen Flussebenen. Im tiefsten erbohrten Abschnitt ab ca. 10 m unter GOK treten schwach laminierte, feinkörnige Sedimente auf, die einer distalen alluvialen Ebene zugeordnet werden können. Holzreste wurden in einer Tiefe von 3,64 und 6,88 m unter GOK entnommen und ergaben kalibrierte Alter von rund 700 Jahren in der höheren Probe und 2.200 Jahren in der tieferen. Die daraus resultierende mittlere Sedimentationsrate beträgt zwischen 2 m/1000 Jahren bis 5 m/1000 Jahren.

#### 4.4.2.3. - Moorablagerungen und Seeablagerungen, rezente Moore und Torfe

Moorablagerungen wurden nur selten und in begrenztem Ausmaß kartiert. Die größten Ablagerungen finden sich im Talboden der wichtigsten Täler, vorwiegend im Schattenbereich zwischen den Seitenkegeln und dem Hang. In Punkto Erstreckung seien die Moorablagerungen knapp südlich von Niederrasen (Örtlichkeit „Im Moos“) erwähnt, im Zwickelbereich zwischen dem Kegel von Rasen im

Norden und den Ablagerungen des Nasen-Subsynthems im Süden, welche hier als schmale Terrasse fest mit der linken Talflanke verbunden sind und steil nach Norden und Süden abfallen. Dadurch versperren diese Terrassen den Wasserabfluss im Mündungsbereich des Antholzerbaches in die Rienz. Die Einmündung erfolgt über einen schluchtartigen Bachabschnitt an der gegenüberliegenden rechten Seite des Antholzertals. Im Gebiet der Moorablagerungen dominieren feinkörnige Sedimente (Silte, sandige Silte, Sande) mit eingeschalteten organischen Zwischenlagen.

Die heutigen Mooregebiete können zwei unterschiedlichen morphologischen Gegebenheiten zugeordnet werden:

- kleine Feuchtgebiete mit stehendem Gewässer aufgrund von morphologischen Senken oder fehlendem bzw. eingeschränktem Wasserabfluss auf karbonatischen Bergrücken oder phyllitischen Hügelbereichen; die stauende Unterschicht wird entweder vom Felsuntergrund oder von dünnmächtigen glazialen Ablagerungen gebildet. Diese Gebiete können auch am Rand von kleinen, ständig oder nahezu dauerhaft Wasser führenden Seen liegen. Beispiele dafür sind die Torfgebiete am Rand der Bodenseen/*Laghi dei Piani* in der Paternkofel-Gruppe (Abb. 61), das Torfgebiet im Nordosten der Fanes-hütte/*Rifugio Fanes* (2020 m) oder jenes im Osten der Lavaredo-Hütte (2175 m). Auf der Senes Alm/*Alpe di Sennes* kommen zwei Torfmoore in Glazio-



Abb. 61 - Bodenseen/*Laghi dei Piani* im Norden des Paternkofel/Monte Paterno: Es handelt sich um Karseen in ausgeschürften Senken in einem großen Glaziokarst-Gebiet (Bodenalpe/*Alpe dei Piani*); im Randbereich treten die typischen Torfmoore dieser hochalpinen Gegenden auf (Foto: Michele Da Pozzo).

karst-Karen vor, das nördliche wird durch einen kleinen Kolluvium-Kegel eingerahmt, das südliche liegt am Rand des kleinen Sees Lè de Senes. Hier wurden 7 Handbohrungen durchgeführt, die das Auftreten einer ca. 1,5 m mächtigen, oberflächigen Lage aus grauen siltigen Tonen (Seeablagerungen) mit Kalklasten an der Basis (ca. 4,5 m unter GOK) zeigten.

- Gebiete in der Talsohle, mitunter auch weite Talbodenabschnitte, in der Nähe von stehenden Gewässern oder im Bereich von Senken oberhalb von Versperrungen durch Bergsturz- oder Rutschmassen. Mooregebiete in der Talsohle im unmittelbaren Nahbereich von Seen finden sich am Dürrensee und beim Toblacher See. Der Dürrensee wird durch zwei gemischte Fächer aufgestaut, die das Höhlensteintal sowohl abstromig, als auch anstromig versperren. Auf beiden Seiten des Sees sedimentieren Delta-Kegel-Formen in Richtung See. Diese besitzen eine sehr flache Oberfläche, die periodisch überflutet wird und eine typische Moorvegetation aufweist. Der Toblacher See wird ebenfalls durch einen Seitenkegel aufgestaut. Im Anstrombereich bzw. im Auflandungs- und Übergangsbereich zur Flussebene weiter im Süden ist ein ausgedehntes Mooregebiet vorhanden. Weiter taleinwärts im Höhlensteintal und bis auf die andere Seite der Wasserscheide zwischen Rienz und Piave kommen weitere kleinere Moore in der Talsohle vor (zwischen Im Gemärk und *Rifugio Ospitale*), die an eine Versperrung des Talbodens durch Seitenkegel gebunden sind. Das größte davon umrahmt den *Lago Bianco*. In der südwestlichen Blattecke befindet sich im oberen Rautal um den Lé Piciodèl - einem typischen Abdämmungssee durch eine Massenbewegung (siehe Kap. 4.4.2.6) - ein vielfältig strukturiertes Mooregebiet. Im Pragser Tal wurden Mooregebiete teilweise bonifiziert. Sie treten in versperrten Talabschnitten (Massenbewegungen, z.B. im Nordwesten des Herrsteins) sowie auch in Senken auf den Rutschmassen des Typs „Rock Avalanche“ (z.B. oberhalb von St. Veit) auf. Hier sind örtlich Bohrdaten und <sup>14</sup>C-Datierungen verfügbar, die im Kap. 4.4.2.6 beschrieben werden. Weitere Daten beziehen sich auf den Pragser Wildsee und insbesondere auf die Sedimentation am Seeboden und das Alter der Ablagerungen. Eine Übersicht zu diesen Untersuchungen und den aktuellen Kenntnisstand sind im nachfolgenden Kapitel V.4.4.2.4 angeführt, da sie für die Rekonstruktion von Murgängen im Bereich der angrenzenden Kegel verwendet wurden.

#### 4.4.2.4. - Gemischte Ablagerungen (Wildbäche und/oder Murschuttströme und/oder Lawinen)

Im Bereich des Kartenblattes Toblach treten gemischte Ablagerungen sehr verbreitet auf, sowohl im Hochgebirge, als auch in den Tälern, vor allem am Fuß

der Hänge und am Ausgang der Seitentäler und Gräben, wo sie teilweise miteinander verschmelzen. Diese Ablagerungen sind an mehrere Ablagerungsprozesse gebunden. Diese Prozesse können zusammenwirken oder auch einzelne gegenüber den anderen überwiegen, bzw. nur eine Nebenrolle einnehmen. Murgänge und Lawinen beherrschen die Umlagerungsprozesse im Hochgebirge, Transport und Geröllaufarbeitung durch Fließgewässer betreffen hingegen größere Ablagerungsräume.

Im Hochgebirge treten diese Ablagerungen vor allem an der Basis der Hangschutthalden auf. Hier wird das Geröll erodiert und umgelagert und über Murschuttströme weiter ins Tal befördert. Im Winter können Lawinenabgänge zusammenwirken. Die Murablagerungen zeigen eine typische Morphologie (Abb. 62a) aus oberflächigen, subparallelen Rinnen, die im unteren Kegelbereich von kleinen, teils verzweigten Wällen und schließlich Loben begleitet werden, die am Hangfuß diskontinuierliche und übereinander gestapelte Körper ausbilden. Am Ausgang der Seitentäler und Gräben bilden die Murgänge und untergeordnet die Lawinen oftmals die typischen Fächerformen, die teilweise auch miteinander verschmelzen. Die Neigungen dieser Formen erreichen in der Regel 15-30° und sind entsprechend niedriger als jene der gravitativ angelagerten Schuttkegel. Im Allgemeinen besteht die Ablagerung aus unterschiedlich großen, schlecht sortierten Schottern bis hin zu massigen Diamikten; untergeordnet können Linsen aus sandigen imbrierten Schottern auftreten, die generell an den konzentrierten Abfluss von Oberflächenwasser in den Rinnen gebunden sind. Im Dolomitengebiet wurden örtlich 10-20 cm mächtige Linsen von schwach laminierten, tonigen und sandigen Silten von sehr heller brauner Farbe beobachtet, die als langsame Nachsedimentation in verbliebenen Tümpeln im Ablagerungsbereich interpretiert wurden (Abb. 62c).

In den distalen Kegelbereichen treten nicht selten Verwitterungsniveaus auf, anhand derer unterschiedliche Ablagerungsereignisse unterschieden werden können. Seltener finden sich begrabene Bodenhorizonte oder Anfangsstadien einer Bodenbildung mit einem hohen organischen Anteil (Abb. 62d). Aufgrund der kurzen Transportstrecke sind die Klasten meist kantig oder kantengerundet und zeigen eine lithologische Zusammensetzung gemäß den oberhalb vorkommenden Hangschuttablagerungen. Das Vorkommen von gerundeten Klasten und ortsfremden Gesteinsarten ist eindeutig auf die Aufarbeitung von glazialen oder generell andersartigen Ablagerungen zurückzuführen.

Im Bereich der Talsohlen bzw. am Ausgang der Seitenbäche sind die Fächerformen in der Regel auf eine Zusammenwirkung von Muren und Wildbachtätigkeit zurückzuführen. Im Bereich von kleinen, örtlichen Sedimentationssystemen bzw. pulsierender Ablagerung nimmt die Wildbachtätigkeit hingegen eine untergeordnete Rolle ein. Diese Ablagerungen bestehen aus matrixgestützten Diamikten mit Lagen und Linsen von massigen bis grob gebankten Schottern, teilweise



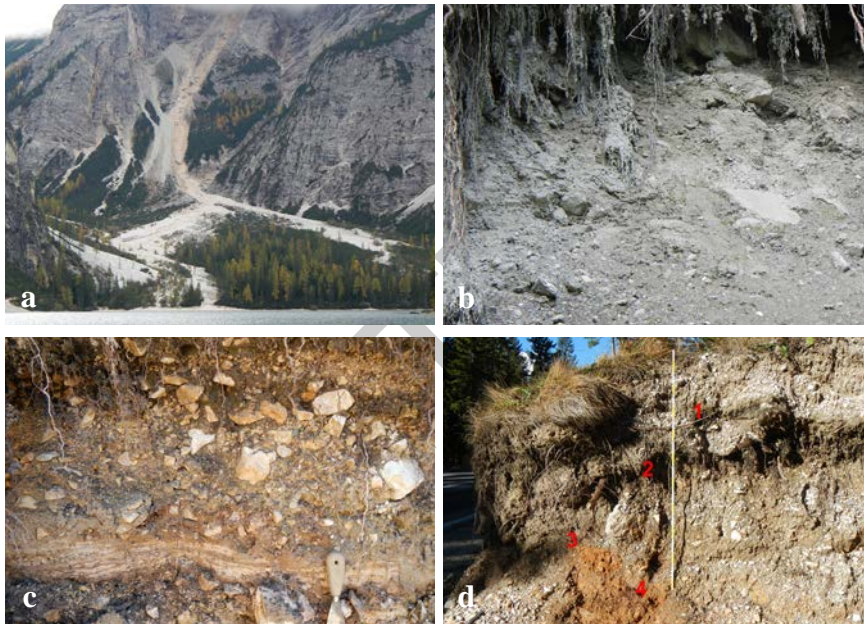


Abb. 62 - Alpines Postglaziales System: a) Fächer mit dominierender Murtätigkeit im Süden des Prager Wildsees/Lago di Braies; b) typische Fazies der Murschuttfächer aus massigen, matrixgestützten Diamikten und Lagen von massigen sandigen Kiesen (unten links). Kleiner Murschuttfächer auf der linken Seite des Gsieser Tals/Val di Casies zwischen Taisten/Tesido und Wiesen/Prati di Tesido; c) laminierte, sandige und tonige Siltlagen (ruhige Sedimentationsphase) unterhalb von massigen, matrixgestützten Diamikten, die als Murablagerungen interpretiert wurden. Felizional, neben der SS Nr 51 Alemagna, ca. 1 km westlich von Rifugio Ospitale; d) verschiedene Generationen von Murablagerungen, die durch begrabene Bodenhorizonte (1, 2, 3, 4) getrennt sind; die Böden enthalten diffus organisches Material und mitunter auch Kohlereste. Örtlichkeit wie in Foto c.

mit einer Dachziegellagerung. Daneben sind auch Linsen und Lagen von Sanden und kiesigen Sanden vorhanden, die im distalen Kegelbereich tendenziell zunehmen. Örtlich kommen im distalen Bereich oder in den Zwickelbereichen verschmelzender Kegel auch Silt-reiche Fazies vor mit einem unterschiedlichen Anteil an Kies und Sand (z.B. nördlich des Bahnhofs Innichen). Die Diamikte sind in der Regel massig, mitunter sind sie invers gradiert. Der Übergang zwischen den unterschiedlichen Sedimenteinheiten ist oftmals verschmiert und diese nicht zu unterscheiden. Die lithologische Zusammensetzung der Komponenten spiegelt das jeweilige Einzugsgebiet wider. In Abhängigkeit der Transportstrecke und der betroffenen Gesteinsart sind die Klaster meist kantengerundet bis angerundet. Bei der Aufarbeitung und Umlagerung von älteren quartären Ablagerungen können die Klaster auch gerundet bis gut gerundet sein.

Unter den größten gemischten Fächern seien jene im untersten Abschnitt des

Antholzerals genannt. Sie sind auf beiden Talseiten vorhanden und bestehen aus verschmolzenen Fächern. Im distalen Bereich berühren sich die Fächer beider Talseiten beinahe und sind nur durch den Einschnitt des Antholzerbaches getrennt. Bedeutende gemischte Fächer kommen auch in Wiesen, Mahr zu Adlitz Hausen/*Masseria* und Henzing/*Masi* vor. Teilweise sind diese zwischen älteren Fächern des Nasen-Subsynthems eingeschlossen bzw. werden von deren Erosionsprodukten mitbeliefert.

Zu diesen Ablagerungen sind nur wenige Datierungen in begrenzten Gebieten verfügbar. So wurden in den letzten Jahren im Bereich des Prager Wildsees Untersuchungen durchgeführt, um die Frequenz von Vermurungen am See zu ermitteln und den Einfluss auf die Sedimentation zu untersuchen. Die Untersuchungen stützen sich auf sedimentologische und dendro-geomorphologische Kriterien bzw. auf radiometrische ( $^{14}\text{C}$ ), isotonen-gestützte ( $^{137}\text{Cs}$ ), petrographische, palynologische, dendro-chronologische und sedimentologische Analysen und Messungen (IRMLER, 2003; IRMLER *et alii*, 2005; 2006; SCHNEIDER *et alii*, 2009; STRUNK, 1995; THIELEMANN *et alii*, 2007; THIELEMANN, 2010).

Auf Basis von Varvenzählungen und weiterer Analysen rekonstruierten IRMLER *et alii* (2006) eine Zeittafel der Murereignisse innerhalb der Seeablagerungen des Prager Wildsees in den letzten 2250 Jahren. In dieser Zeitspanne schwankt die Wiederkehrzeit von Murereignissen zwischen 1 und 127 Jahren, im Mittel entspricht das einem Murgang alle 16 Jahre. Es konnten keine besonderen Zusammenhänge mit Klimawechseln erkannt werden. Es wurde eine Unstimmigkeit zwischen den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und den palynologischen Daten in den tiefsten Sedimentabschnitten festgestellt. Die theoretische mittlere Sedimentationsrate im Prager Wildsee liegt gemäß den gezählten Varven zwischen 6,2 mm/Jahr in den letzten 250 Jahren und ca. 1,7 mm/Jahr unter Berücksichtigung der Zeitspanne bis 2250 Jahren zurück. Für frühere Perioden stehen zahlreiche  $^{14}\text{C}$ -Datierungen zur Verfügung, insbesondere aus einer Kernbohrung an der tiefsten Stelle des Sees (-37,8 m). Die älteste Datierung betrifft eine Kiefernnadel aus einer Tiefe von -12,2 m unter dem Seegrund und ergab ein kalibriertes Alter von  $7460 \pm 100$  Jahren cal. BP (IRMLER, 2003). Die mittlere Sedimentationsrate am Seegrund wurde anhand der  $^{14}\text{C}$ -Daten auf ca. 0,6 mm/Jahr im Zeitraum zwischen 2000 und 4000 Jahren BP bzw. ca. 1,9 mm/Jahr im Zeitraum zwischen 5000 und 7500 Jahren BP berechnet. THIELEMANN (2010) bezweifelt die Tatsache, dass im Prager Wildsee Varvenablagerungen mit einer Jahreszyklizität vorkommen und berechnet anhand von neuen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen für den obersten Bereich deutlich geringere mittlere theoretische Sedimentationsraten: 0,9 mm/Jahr im Zeitraum zwischen 0 und 2160 Jahren cal. BP bzw. 0,2 mm/Jahr im Zeitraum zwischen 2160 und 4280 Jahren BP.

Im Felizental befindet sich ca. 1 km westlich von *Rifugio Ospitale*, direkt an der SS 51, ein rund 2,5 m hoher Böschunganschnitt mit begrabenen Boden-

horizonten bzw. beginnender Bodenbildung. Diese Horizonte weisen auf eine längere Ruhephase zwischen den Murstößen hin (Abb. 62d). Die Murschuttströme werden durch die Erosion der hangseitigen Hangschutthalde gespeist<sup>7</sup>. Der tiefste Bodenhorizont liegt etwa 2 m unter dem heutigen Gelände und enthält Kohlereste, die mit der <sup>14</sup>C-Methode datiert wurden (Tabelle 1). Das kalibrierte Alter stellt diese Reste in einen Zeitraum zwischen 1890 und 1640 v.Chr.<sup>8</sup>. Daraus folgt eine örtliche mittlere Sedimentationsrate von ca. 1 m/1000 Jahren. Das Auftreten von mehreren eingeschalteten Bodenhorizonten belegt auf jeden Fall wiederholte Ruhephasen in der Ablagerung mit anhaltender Stabilität über längere Zeiträume hinweg.

#### 4.4.2.5. - Hangschuttablagerungen und Schutthalden, lokal Blockschutt

Es handelt sich um Ablagerungen aus locker bis offen gelagerten Kiesen oder Kies-Block-Gemischen mit kantigen Klasten lokaler Herkunft und einem variablen Matrixanteil, je nach Verwitterungsanfälligkeit der Gesteine (hoch für Phyllite, Schiefer und Sandsteine und gering für Kalke und Dolomite). Die Ablagerungen erreichen eine Mächtigkeit von einigen Metern bis zu mehreren Zehnermetern; sie können sowohl massig ausgebildet sein, als auch eine Schrägschichtung aufweisen. Letzteres ist für die Hangschutthalden an der Basis von Felswänden kennzeichnend. Hier wirkt vor allem die Frostsprengung, speziell im Hochgebirge, woraufhin sich der Hangschutt gravitativ in Decken parallel zum Hang abgelagert. Wenn die Materialzufuhr vorwiegend entlang von Rinnen erfolgt, bilden sich auch Fächerformen (Schuttkegel). Sie bilden sich besonders gut ausgeprägt unterhalb von kalkigen und dolomitischen Felswände, etwa im mittleren und südlichen Blattbereich (Dolomiten), insbesondere in den Bereichen, wo der Gebirgsverband durch Störungen und Kataklysezonen bereits aufgelockert wurde (z.B. Haunold-Gruppe, Drei Zinnen, Abb. 63).

Die grobblockigen Hangschuttablagerungen sind durch große Mengen an metergroßen oder noch größeren Blöcken gekennzeichnet. Ein Großteil dieser Ablagerungen geht auf diffuse Felssturzphänomene zurück, die durch eine starke Zerlegung des Gebirges hervorgerufen werden, insbesondere bei entsprechender Zerklüftung und morphostruktureller Ausrichtung (talwärts geneigte Schichtflächen) der Felswände. Diese Ablagerungen treten vermehrt im Bereich von großen Bergstürzen oder tiefgründigen Massenbewegungen auf und finden sich auch in Bereichen ohne ausgeprägte Felswände. Ein Beispiel hierfür findet sich am Ost-

<sup>7</sup> Aus Maßstabgründen sind auf der Karte nur Hangschuttablagerungen dargestellt.

<sup>8</sup> Kalibrierte Altersbestimmung mit 95,4% Wahrscheinlichkeit (Konfidenzintervall: 2 Standardabweichungen)

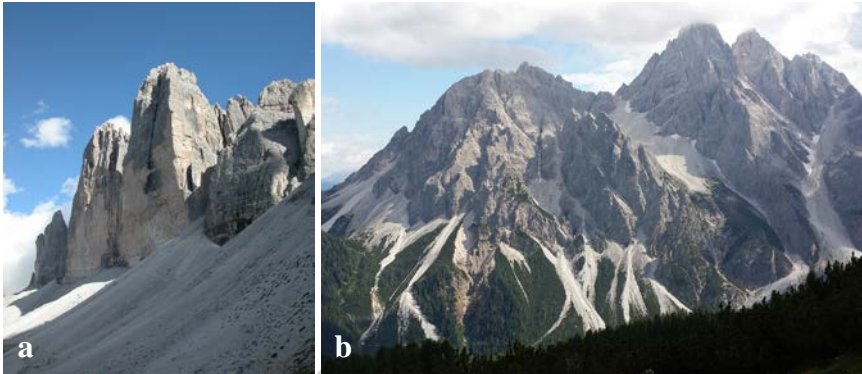


Abb. 63 - Schutthalden an der Basis der Dolomitenwände: a) Drei Zinnen/Tre Cime di Lavaredo, b) Gsellknoten/Cima di Sesto und Dreischusterspitze/Cima dei Tre Scarperi.

hang des Haunoldköpfl im Innerfeldtal.

Abgesehen von aktiven Schutthalden, weisen die Ablagerungen eine mehr oder weniger kontinuierliche Vegetationsbedeckung auf; mitunter bilden sich auch Böden, falls die Materialzufuhr schon seit geraumer Zeit ausgeblieben ist. Vorwiegend im Hochgebirge sind die Schuttkegel und Halden von Murrinnen und Lawinenkanälen eingeschnitten und an deren Basis finden sich entsprechende Ablagerungen mit variabler Erstreckung. Vielfach sind diese Sedimente schwer auseinander zu halten, da sie miteinander verzahnen. Kartographisch wurde die Grenze auf Basis des überwiegenden Ablagerungsprozesses gezogen.

#### 4.4.2.6. - Massenbewegungen

Auf der Karte sind die Ablagerungen von Massenbewegungen wie folgt unterteilt: Zunächst wird unterschieden, ob die Ablagerung von großen Blöcken gekennzeichnet ist oder nicht, und dies entsprechend dargestellt. Weiters werden die Massenbewegungen nach dem Alter unterteilt (antike Massenbewegung oder nicht). Das Konzept des „Alters“ einer Massenbewegung bzw. der entsprechenden Ablagerung beruht auf relativen Altersbestimmungen, da normalerweise keine Datierung der Bewegung/Platznahme zur Verfügung steht. Außerdem kann eine „antike“ Rutschmasse weiter umgelagert werden oder auch durch eine neue Massenbewegung ganz oder teilweise überdeckt bzw. auch mit einbezogen werden. Die Einstufung als „Ablagerung einer Massenbewegung“ gibt zudem keinen Aufschluss über die Aktivität des Phänomens. Sämtliche kartierte und beschriebene Massenbewegungen gehen auf Ereignisse im Postglazial zurück, viele davon sind heute teilweise noch immer aktiv oder ruhend.

Die Zusammensetzung der Massenbewegungsablagerungen ist sehr unterschiedlich und hängt von den jeweils einbezogenen Gesteinen und den Bewegungsmechanismen ab. Sturz-, Kipp-, und Gleitprozesse entwickeln sich im Festgestein und führen bei Karbonaten überwiegend zu Ablagerungen aus unterschiedlich großen Kiesen und Blöcken, darunter auch riesigen Blöcken von mehreren Metern im Durchmesser. Sie besitzen ein locker gelagertes bis komponentengestütztes Gefüge. Die Komponenten sind lokaler Herkunft und meist kantig. Der Matrixanteil hängt vom betroffenen Gestein und vor allem von der Zerlegung und Zertrümmerung ab und reicht von feinkörnigen Kiesen bis zu Sanden und Silten.

Rotationsrutschungen und Schuttströme betreffen hingegen mergelig-terrigen Gesteine sowie glazigene Bildungen; die Produkte dieser Massenbewegungen bestehen daher in der Regel aus massigen, matrix- bis seltener komponentengestützten Diamikten. Die Matrix ist sandig-siltig bis tonig je nach Zusammensetzung der betroffenen Ausgangsbildungen und dem Verwitterungsgrad.

Nachfolgend wird auf einige der älteren und größeren Massenbewegungen im Blattbereich eingegangen. Die Hangstabilität allgemein bzw. aktive Massenbewegungen sind in Kapitel VII.2 behandelt.

#### *Rock Avalanche im Pragser Tal*

Im Pragser Tal kann man unterhalb des Pragser Wildsees eine Reihe von kleinen, grabbewachsenen Hügeln erkennen, die aus dem Talboden herausragen. Sie kommen zum Teil in zusammenhängender Form vor, teilweise werden sie allerdings von alluvialen Flussebenen oder Seitenkegeln unterbrochen und zergliedert. Diese Hügel verbindet eine Gemeinsamkeit: Sie bestehen aus unterschiedlich großen und zum Teil riesigen Blöcken aus nahezu ausschließlich Dolomit. Diese Ablagerungen erstrecken sich über eine Länge von ca. 7 km zwischen der Kaserhütte/*Casera Nuova* (1950 m) im Westen des Pragser Wildsees und der Ortschaft Außerprags (1165 m), ca. 1 km vor dem Talausgang ins Pustertal (Abb. 64). Insgesamt bedecken diese Ablagerungen eine Oberfläche von ca. 1,3 km<sup>2</sup>. Unter Berücksichtigung der Bereiche, die von jüngeren Sedimenten überdeckt werden, kann eine Oberfläche von mindestens 3 km<sup>2</sup> abgeschätzt werden.

Hinsichtlich Morphologie und Gefüge können die Ablagerungen in eine proximale und eine distale Portion unterteilt werden. Direkt unterhalb des Pragser Wildsees finden sich Wälle und große, unregelmäßige Erhebungen mit zahlreichen Blöcken. Die Ablagerungen bestehen hier aus einem massigen, matrixgestützten Diamikt mit einem lockeren und zum Teil offenen Gefüge. Es kommen Blöcke und Megablöcke aus massigen Dolomiten vor, die Matrix ist kiesig und schwach sandig (Abb. 65a). Sämtliche Komponenten sind kantig bis kantengerundet. Unterhalb von St. Veit ist die Morphologie weniger chaotisch und zeigt eine gewisse Struktur: Die Hügel sind eng aneinandergereiht und jeweils 5-10

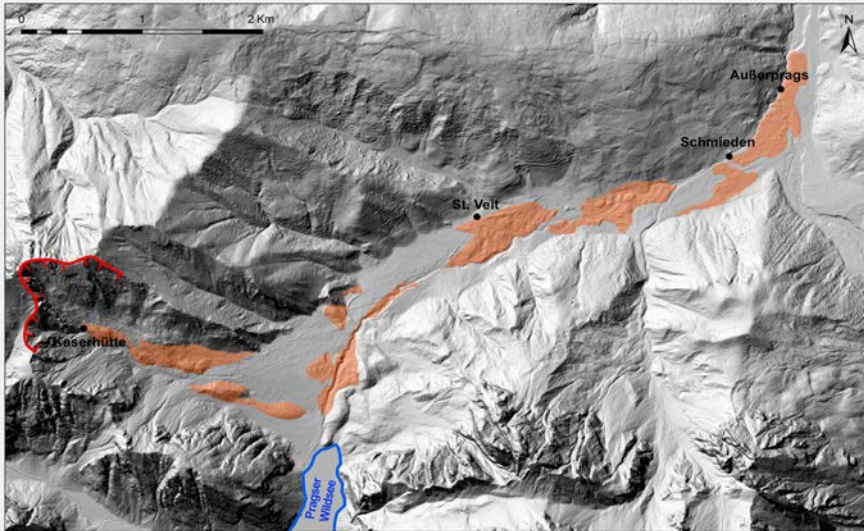


Abb. 64 - Darstellung der wichtigsten Bereiche mit Ablagerungen der Prager Rock Avalanche. Die Abbruchkante ist durch eine rote Linie dargestellt.



Abb. 65 - Prager Rock Avalanche: a) typische Fazies im proximalen Bereich aus einem massigen Diamikt mit teils offenem Gefüge und unterschiedlich großen Blöcken aus gut geschichtetem Dolomit in einer kiesig-sandigen Matrix (Foto S. Furlanis); b) Block aus massivem Dolomit der Schlern-Formation (im Osten von St. Veit/S. Vito, entlang der Landesstraße Nr. 47).

m hoch, im Durchmesser erreichen sie 10-70 m. Im untersten Abschnitt bzw. nördlich von Schmieden ragen die Hügelformen nur mehr 2-4 m aus der Talsohle hervor, der Durchmesser liegt zwischen wenigen Metern und maximal 20 m (Abb. 65b). Hier bestehen die Ablagerungen aus einem komponenten- bis matrixgestützten Diamikt mit einer kiesig-sandigen Matrix. Der Matrixanteil nimmt Richtung Tal zu, die Größe der Klasten gleichzeitig ab (FURLANIS, 2013).

Die Ablagerungen wurden in der Vergangenheit als „Moränenmaterial“ bzw. *morenico* (PIA, 1937; DAL PIAZ *et alii*, 1930) oder als Bergsturzmasse mit Umlagerung und Transport durch Gletscher interpretiert (KLEBELSBERG, 1927; 1956; CASTIGLIONI, 1964). Detaillierte Untersuchungen an den Aufschlüssen belegen, dass das Material durchwegs unterschiedliche Korngrößen aufweist und die Komponenten stets kantig oder gar sehr kantig sind. Es fehlen die typischen Anzeichen von glazialen Ablagerungen bzw. glazialen Transport wie etwa geschliffene oder gekritzte Geschiebe oder ähnliches, sowohl an der Oberfläche, als auch im Inneren der Ablagerung. Auch in Punkto Zusammensetzung sind die Ablagerungen sehr eintönig, es überwiegen überall Gesteinstypen der Schlern-Formation, untergeordnet finden sich Kalke der Buchenstein-Formation und triassische Vulkanite der Fernazza-Formation (FURLANIS, 2013).

Die lithologischen und stratigraphischen Eigenschaften der abgelagerten Blöcke bzw. die große Anzahl an verfügbaren Elementen erlaubten es, den ursprünglichen Herkunftsort im Talschluss des Seitentals im Nordwesten des Pragser Wildsees zu lokalisieren. An den Felswänden im Westen und Norden der Kaserhütte kann man noch recht gut eine Abbruchstelle erkennen. Neben Anzeichen von Erosion und Fließprozessen kann man noch weitere Felssturzmassen aus diesem Bereich erkennen. Diese werden hier durch den lithostratigraphischen Bau und talwärts geneigte Schichtflächen sowie eine ausgeprägte Zerlegung des Gebirges begünstigt.

Auf Basis der sedimentologischen und morphologischen Eigenschaften der Ablagerungen und der fehlenden Anzeichen eines glazialen Transportes wird angenommen, dass die Ablagerungen auf einen großen Bergsturz bzw. ein Felsgleiten zurückgehen, woraus sich eine Rock Avalanche („Felslawine“) bildete. Der Abbruch betraf den gesamten Kammbereich im Osten des Hochalpenkopfes/*Cima dei Colli Alti* (FURLANIS, 2013) und die Hänge im Norden und Süden der Pragser Furkel/*Forcella di Braies* (2225 m).

Die Morphologie der Hügel unterhalb von St. Veit (Abb. 66) und die charakteristischen Veränderungen von den proximalen zu den distalen Bereichen wurden auch in anderen Bereichen der Alpen bei Bergstürzen beschrieben und pulsierenden Bewegungen von Rock Avalanches (OSTERMANN *et alii*, 2012) bei einem wassergesättigten Untergrund zugeschrieben (ABELE 1997, PRAGER *et alii*, 2006).

Der maximale Abstand (L) zwischen dem oberen Punkt der Abbruchkante (2400 m) und den distalsten verbliebenen Ablagerungen im Norden von Außerprags auf einer Höhe von 1080 m beträgt ca. 7,8 km (bei einem Höheunterschied H von 1320 m). Daraus ergibt sich eine Fahrböschung<sup>9</sup> von rund 10°. Eine Bestimmung des Gesamtvolumens der Rock Avalanche Ablagerung gestaltet sich

---

9 Entspricht der Neigung der Verbindungsgeraden zwischen dem obersten Ausbruchrand und dem entferntesten Punktes der Ablagerung (Engl.: reach angle It: Angolo di proiezione): Arkustangens des Verhältnisses H/L.



Abb. 66 - Typische Geländeformen der Rock Avalanche Ablagerungen Pragser Tal: a) aufgereihte Hügel (Toma) bis 10 m über den Talboden erhöht zwischen St. Veit/S. Vito und Schmieden/Ferrara (Örtlichkeit Huberschneider); b) kleine, isolierte Hügel bis 2-4 m über Talsohle im Bereich von Schmieden/Ferrara (Foto: S. Furlanis).

schwierig, da der Großteil der angenommenen Oberfläche nicht direkt aufgeschlossen ist und nur wenige Daten über die Mächtigkeit und Mächtigkeitschwankungen vorliegen. Die Höhe der Hügel und Rücken über dem Talboden beträgt zwischen 20 m im proximalen Bereich und weniger als 4 m im distalen Bereich. Am Talrand hat sich der Bach örtlich in die Ablagerungen eingeschnitten, ohne jedoch deren Untergrenze freizulegen, wodurch die Mächtigkeit hier um ca. 10 m erhöht werden kann. Eine verfügbare Kernbohrung an der Landesstraße Nr. 47 im Bereich der Brücke über den Pragserbach erkundete die Untergrenze der Rock Avalanche Ablagerungen in einer Tiefe von 14,7 m unter GOK. Dieser Bereich im Westen des Huberschneiders liegt zwischen zwei Hügeln mit aufgeschlossenen Bergsturzablagerungen an der Oberfläche. Einen weiteren Anhaltspunkt liefert eine Bohrung im flachen Gelände direkt im Norden der Kirche von St. Veit. Hier stehen an der Oberfläche Moorablagerungen an. Anhand der Bohrkerne konnten drei Lithofazies unterschieden werden, von oben nach unten (GOK 1345 m):

- Lithofazies 1 (0÷10,5 m unter GOK): Silte und graue Tone mit diffus vorkommender organischer Substanz, nach unten abnehmend (Moorablagerungen die nach unten in Moor- und Seeablagerungen übergehen);
- Lithofazies 2 (10,5÷18,0 m unter GOK): massige, matrixgestützte bis teils komponentengestützte Diamikte von sehr heller grauer Farbe, ausschließlich kantige, dolomitische oder kalkig-dolomitische Klasten (Rock Avalanche Ablagerung);
- Lithofazies 3 (18,0÷22,0 m unter GOK): massige, matrixgestützte Diamikte von grauer bis dunkelgrauer Farbe, Klasten unterschiedlicher Herkunft, überkonsolidiert (glaziale Ablagerungen).

Entsprechend sind die Rock Avalanche Ablagerungen hier rund 7,5 m mächtig



und bildeten eine Senke, die von See- und Moorablagerungen aufgefüllt wurde. Eine überschlägige Ermittlung anhand der verfügbaren Informationen ergab für die Prager Rock Avalanche ein Volumen zwischen 20 und 40 Millionen Kubikmeter.

Die zeitliche Einstufung der Prager Rock Avalanche erfolgte mit Hilfe von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an den oben erwähnten Deckschichten der "Lithofazies 1" (Tabelle 1). Die organische Materie ergab ein Alter von 790-735 BP<sup>10</sup> in einer Tiefe von 2,5 m unter GOK bzw. von ca. 8000 bis 8290 in 6,8 m Tiefe (siehe Tabelle 1 für Details). Proben aus größeren Tiefen ergaben ein nicht kalibriertes Alter von über 29.000 Jahren und wurden als unzuverlässig eingestuft. Das Fehlen von glazialen Ablagerungen bzw. von glazialer Erosion über der Rock Avalanche sowie die gering entwickelte Bodenbildung lassen jedenfalls ein Alter vor dem glazialen Hochstand ausschließen. Nachdem die älteste verfügbare Datierung der Sedimente des Prager Wildsees bei 7460±100 Jahren BP (IRMLER, 2003) liegt, sollte die Prager Rock Avalanche entsprechend älter sein bzw. ins untere Holozän fallen.

#### *Bergsturz Valun de Fanes*

Es handelt sich um eine grobblockige Bergsturzmasse im Südwesten des Kartenblattes im Bereich der Cunturines-Berggruppe. Die Bergsturzmasse bedeckt zum Großteil den Talboden des Valun de Fanes/*Vallon di Rudo*. An der Oberfläche finden sich unterschiedlich große Blöcke aus Hauptdolomit. Nicht selten sind hausgroße Blöcke von über 600-700 m<sup>3</sup> vorhanden. In den künstlichen Einschnitten der Wanderwege und der Forststraße zur Pederü-Hütte erkennt man einen massigen, matrixgestützten Diamikt mit einer kiesig-sandigen Matrix, die durch eine ausgeprägte Zertrümmerung der Felsbrocken beim Sturzprozess entstand. Die Klaster sind meist kantig. Die Ablagerung ist in Richtung der Talachse gelängt und besitzt eine Gesamtlänge von 1,2 km bei einer mittleren Breite von rund 400 m. Durch die Versperrung des Tals bildete sich oberhalb der Bergsturzmassen der Piciodèl See. Infolge der stetigen Auflandung durch den Enneberger Bach/*Rio S. Vigilio* ist der See mittlerweile deutlich geschrumpft und von Mooregebieten gesäumt. Die Oberfläche der Bergsturzmassen fällt deutlich von der linken auf die rechte Talseite ab. Es besteht ein Höhenunterschied zwischen 50 und 80 m im mittleren Teil der Ablagerung.

Auf Basis von morphologischen Überlegungen und des Gesteinstyps wird angenommen, dass das Abbruchgebiet auf einer Höhe zwischen 2404 und 2207 m liegt. Hier sind die Dolomitbänke in Richtung Nordosten bzw. schräg zum Hang geneigt. Direkt im Norden schneidet allerdings ein NW-SE verlaufender Graben die Felsmassen ab. Daneben zergliedern bedeutende Störungssysteme das Gebirge und auch heute noch erkennt man labile Felsmassen und aus dem Verband

<sup>10</sup> BP = Before Present. Es sei angemerkt, dass das Bezugsjahr (Present) dem Jahr 1950 entspricht.

gelöste, riesige Felsblöcke. Die Bewegung dürfte einem Felsgleiten in Richtung Nordosten entsprochen haben bei gleichzeitiger Zerlegung der Felsmassen. Die Sturzmassen donnerten ins Tal und reichten bis auf den gegenüberliegenden Hang hinauf. Als Auslöser des Bergsturzes kann durchaus ein Erdbeben in Betracht gezogen werden. Die Bergsturzmassen bedecken heute eine Oberfläche von 0,5 km<sup>2</sup>, das Volumen wurde auf ca. 18 Millionen Kubikmeter geschätzt. Einzelne Formen an der Oberfläche deuten auf eine anschließende Entwicklung als Blockgletscher hin.

Aufgrund einer fehlenden durchgehenden Vegetationsdecke bzw. fehlendem Bewuchs in weiten Teilen der Ablagerung wird der Bergsturz ins mittlere Holozän gestellt.

#### *Bergsturzmassen im Süden des Lago Remeda Rossa*

Es handelt sich hierbei um eine grobblockige Bergsturzmasse im Südosten des Crosc del Grisc/*Croce del Gris* (2188 m) in der Berggruppe der Hohen Gaisl. Die Ablagerung bedeckt eine Oberfläche von ca. 12 ha und besteht aus unterschiedlich großen Kalkblöcken (Graukalke). Der Mechanismus entspricht einem Felsgleiten aus dem Hang weiter im Ost-Südosten, wo die Schichten markant in Hangrichtung einfallen. Gemäß BINI *et alii* (1995) gingen die Sturzmassen auf eine Glaziokarst-Senke ab und über diese hinweg. Im Bereich der Senke fehlen die Bergsturzmassen, die bis an deren nördlichen Rand vordrangen und mit einem steilen Abhang enden. Die Autoren erklären dies mit einer stagnierenden Eismasse in der Senke zum Zeitpunkt des Bergsturzes, wodurch dieser als antik einzustufen ist.

#### 4.4.2.7. - Kolluvium

Kolluviale Sedimente kommen recht verbreitet vor, erreichen jedoch selten eine signifikante Mächtigkeit und Ausdehnung, um sie im Maßstab 1:50.000 darzustellen. Sie entstehen meist am Hangfuß der weniger steilen Hangflanken im Pustertal, am Übergang zum Talboden oder zu den terrassierten Ablagerungen am Talrand (Oberolang). Sie bestehen vorwiegend aus Diamikt mit massigem bis undeutlich geschichtetem Gefüge mit Konzentration der größeren Klaster. Die Mächtigkeit liegt in der Regel zwischen unter einem Meter und wenigen Metern. Die Ablagerungen entstehen durch Auswaschung und langsame gravitative Umlagerung (*creep*) von quartären Lockergesteinen, vorwiegend aus glazialen Ablagerungen und Verwitterungsschutt.

#### 4.4.2.8. - Künstliche Aufschüttungen

Bedeutende künstliche Aufschüttungen treten im Pustertal im Talbodenbereich sowie auf den seitlichen Terrassen und Fächern auf. Es handelt sich um Kies-Sand-Gemische oder feinkörnige Sedimente, die vielfach als Waschrückstand oder bei Bauabrisen anfallen. Sie finden sich meist als Verfüllung von aufgelassenen Schottergruben und können dort auch eine Mächtigkeit von 10-20 m erreichen. Beispiele davon finden sich auf der linken Seite des Pustertals zwischen Niederdorf und der Einmündung des Pragserbaches in die Rienz. Hier gibt es an mehreren Stellen aufgelassene Gruben, die Schotter aus Ablagerungen des Alpenen Postglazialen Synthems wie auch des Olang-Subsynthems gewannen (siehe weiter unten). Nach der Verfüllung und Rekultivierung sind die Gruben morphologisch kaum mehr vom umgebenden Gelände zu unterscheiden.

#### 4.4.3. - Olang-Subsynthem (PTG<sub>4</sub>)

Das Olang-Subsynthem umfasst vorwiegend alluviale Sedimente, die unter anderen morpho-dynamischen Bedingungen als den heutigen abgelagert wurden. Es handelt sich um terrassierte, teils in Erosion befindliche Ablagerungen, die von den heutigen Sedimentationsprozessen nicht mehr betroffen sind.

Die meisten Ablagerungen bestehen aus Sedimenten einer alluvialen Ebene oder Schwemmfächerebene, untergeordnet treten auch Wildbach- und Murschutt-ablagerungen der Seitenbäche auf.

Diese Einheit umfasst die Terrassen im Pustertal unterhalb von Niederdorf, die zumeist mindestens 5-6 m über der heutigen Talsohle liegen. Sie werden heute nicht mehr durch den aktuellen Flussverlauf der Rienz oder Seitenbäche beliefert.

Die größten terrasierten Schwemmfächer treten im Mündungsbereich der wichtigsten Seitenbäche aus dem Dolomitengebiet in die Rienz auf, also auf der orographisch linken Seite des Pustertals. Hervorzuheben sind die ausgedehnten Terrassen bei Olang, die aus den miteinander verschmolzenen Fächern von Furkelbach/*Rio Furcia* und Brunstbach/*Rio Brusà* stammen. Daneben stechen noch der Fächer des Pragserbaches und jener von Ried gegenüber von Welsberg hervor. Auf der rechten Seite des Pustertals sei der große Fächer am Unterlauf des Gsieserbaches bei Welsberg erwähnt; dieser ist in zwei Teile gegliedert, wovon der orographisch linke deutlicher ausgeprägt ist.

Die Ablagerungen dieser Einheit wurden im geologischen Blatt *Monguelfo* der „*Carta Geologica delle Tre Venezie*“ im Maßstab 1:100.000 (DAL PIAZ *et alii*, 1930) teilweise den „antiken terrasierten Alluvionen unterhalb der Würm-Moränen, wahrscheinlich Riss-Würm-Interglazial“ (*alluvioni antiche, terrazzate, generalmente sottostanti a depositi morenici würmiani (prob. interglaciale riss-würm)*), zugeschrieben.

Die bedeutendsten Aufschlüsse befinden sich an den anerodierten Terrassenkanten. Gute Aufschlussprofile finden sich zudem im Bereich von Schottergruben, wo die Einheit mit Aufschlusshöhen von 15-20 m und einer guten lateralen Erstreckung begutachtet werden kann. Paradebeispiele hierfür sind die Schottergruben „Sanner“ bei Mitterrolang (Abb. 67) und „Platari“ in der Örtlichkeit Marbach, am Ausgang des Prager Tals ins Pustertal (Abb. 68).

Die häufigsten Fazies bestehen aus horizontal bis flach schräggeschichteten Kiesen und Sanden mit eingeschalteten Linsen und Lagen von Sanden, siltigen Sanden und untergeordnet sandigen Silten. Die Mächtigkeit der sandigen Einschaltungen liegt in der Regel unter 20-30 cm, nur vereinzelt erreichen sie bis zu einem Meter (Abb. 68). Die Farbe ist vorwiegend hellbraun bis braun-gelblich. Die Kiese sind meist mittelkörnig oder mittel- bis grobkörnig und besitzen gerundete bis gut gerundete Klasten. In den proximalen Bereichen der Schwemmfächer überwiegen grobe bis sehr grobkörnige Schotter, mitunter sind kleine Steine und Blöcke eingelagert. In den distalen Abschnitten der Fächer von Olang und Prags kommen feinkörnige, sandig-siltige Ablagerungen vor (Schottergrube „Platari“, Aushübe bei Niederolang). Es handelt sich um gut geschichtete Wechsellagerungen von planparallel geschichteten bis schräg laminierten Silten, sandigen Silten, Feinsanden und siltigen Sanden. Untergeordnet treten cm-dicke Einschaltungen von sandigen Kiesen auf, die an residuale Deflationspflaster (*lags*) erinnern.

Sandig-siltige Ablagerungen treten auch in den Terrassen der Pusterer Talsohle auf, beschränken sich aber auf kleine Bereiche und im Allgemeinen auf die oberflächigen Abschnitte der Alluvionen (feine Überflutungssedimente, Auelehme).

Die lithologische Zusammensetzung der Klasten spiegelt das entsprechende Liefergebiet wider, es überwiegen Gerölle der sedimentären Dolomitenabfolge (vorwiegend Dolomite, Kalke, Siltsteine etc.) sowie des südalpinen Grundgebir-



Abb. 67 - Olang-Subsynthem: Kiese und Sande mit Lagen und Linsen von Sanden, horizontal bis leicht schräggeschichtet, im Bereich des Olangler Fächers (der Antransport erfolgte von Süden her bzw. von rechts). Schottergrube „Sanner“ bei Mitterrolang/Valdaora di mezzo.



Abb. 68 - Olang-Subsynthem: kiesig-sandige Ablagerungen eines Schwemmfächers mit Einschaltungen von sandigen und siltigen Lagen und Linsen (mittlerer und unterer Bereich des Aufschlussprofils). Am Top ist ein Bodenhorizont von unter einem Meter Mächtigkeit erhalten. Schottergrube „Platari“ bei Marbach/Mara, am Ausgang des Pragser Tals/Val di Braies ins Pustertal.

ges. Einzig in den Ablagerungen am Ausgang des Gsieser Tals dominieren Orthogneise und Paragneise der Antholz-Einheit (Abb. 69).

Unterhalb der Kirche von St. Magdalena (Niederdorf) wurden zwei kleine Fächer kartiert, die im distalen Bereich aneroziert und von Bächen und Gräben zerfurcht sind. Es handelt sich um Fächer, die größtenteils auf Murschuttprozesse und

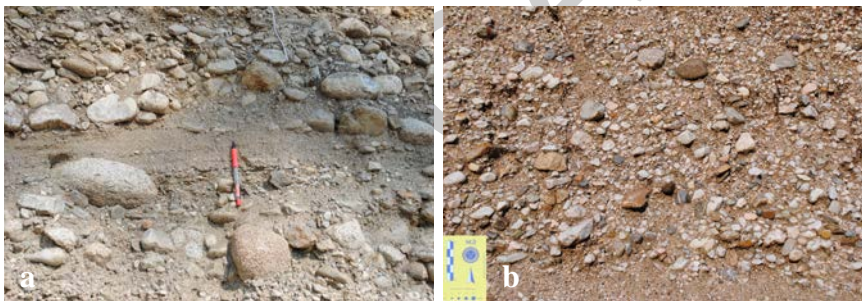


Abb. 69 - Olang-Subsynthem: a) sandige und steinige Schotter, grob gebankt, mit einer Linse von leicht schrägschichteten Sanden (Welsberg/Monguelfo, Aushub bei „Maria am Rain“, auf der linken Seite des Paläofächers des Gsieserbaches/Rio di Casies); b) Kiese und Sande mit vorwiegenden Kalkgeröllen in der Schottergrube „Platari“ am Ausgang des Pragser Tals/Val di Braies.

eine Aufarbeitung durch Wildbäche zurückgehen. Die auftretenden Fazies umfassen massige, matrixgestützte Diamikte mit vorwiegend kantigen Phyllitklasten und untergeordnet Geröllen aus glazialen Ablagerungen. Durch Strömungstransport eingeschaltete, kiesig-sandige Lagen spielen eine Nebenrolle.

Die Untergrenze des Olang-Subsynthems ist diskordant zum Garda-Synthem oder zu den Subsynthemen Nasen und Prags. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist diskordant zum Alpenen Postglazialen Synthem. Bereichsweise ist am Top ein brauner Bodenhorizont erhalten, der in der Regel unter einem Meter mächtig ist (Abb. 68).

Zeitlich kann das Olang-Subsynthem ans Ende des Pleistozäns und ins Holozän *pro parte* gestellt werden.

#### 4.4.4. - Amola-Subsynthem (PTG<sub>1</sub>)

Das Amola-Subsynthem umfasst nur glaziale Ablagerungen (Ausschmelzmoräne und Moräne undifferenziert) in direkter Verbindung mit den Gletschern der Kleinen Eiszeit.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Ablagerungen erreicht einige Zehnermeter.

Im Kartenblatt treten entsprechende Bildungen nur in der Berggruppe der Hohen Gaisl auf, in zwei Trogtälern im Norden und Nordosten der Hohen Gaisl (3146 m), dem *Cadin del Ghiacciaio* und dem *Cadin di Croda Rossa*, sowie im Nordosten der Kleinen Gaisl/*Piccola Croda Rossa* (2859 m). In allen drei Fällen handelt es sich um Hochgebirgsbereiche über 2300 m mit einer Ausrichtung nach Nordosten.

Eine kleine Stirnmoräne findet sich nur im Nordosten der Kleinen Gaisl zwischen 2380 und 2400 m. Die Ablagerungen bestehen aus Ausschmelzmoräne, bzw. einem massigen, matrix- bis komponentengestützten Diamikt mit kantigen und kantengerundeten karbonatischen Klasten und Blöcken. Die Komponenten entsprechen der lithologischen Zusammensetzung im Einzugsgebiet (Graukalke).

In den Trogen im Norden und Nordosten der Hohen Gaisl wurde hingegen vorwiegend Moräne undifferenziert kartiert. Auch in diesem Fall handelt es sich um massige Diamikte, die den vorherigen stark ähneln. Es sind keine eindeutigen Formen erhalten geblieben. Zum einen ist dies durch die anschließende weitere Entwicklung der Moränenwälle in Form von Blockgletschern bedingt. Zum anderen wurden die Bildungen in Murprozesse mit einbezogen. Jüngste Untersuchungen an den Blockgletschern bestätigten deren Aktivität und ermittelten eine Bewegungsrate zwischen 5 und 20 cm/Jahr (KRAINER *et alii*, 2010).

Die Ablagerungen des Amola-Subsynthems werden dem Holozän zugeschrieben (ca. 16. Jahrhundert bis heute). Ein Gletschervorkommen im *Cadin del Ghi-*

*acciaio*<sup>11</sup> ist in den Arbeiten von RICHTER (1888) und MARINELLI (1910) dokumentiert. RICHTER schreibt von einer Gletscherstirn auf einer Höhe von 2350 m und schätzte die Gletscheroberfläche auf ca. 20 ha. MARINELLI berichtet von einer Gletscherstirn auf ca. 2352 m im Jahr 1907 bzw. einem nahezu vollständig mit Schutt bedeckten Gletscher. Im Rahmen des Gletscherinventars durch Celli im Jahr 1934 (CELLI, 1935) war der Gletscher noch vorhanden, wenn auch fast komplett schuttbedeckt. Danach wurde im *Cadin del Ghiacciaio* kein Gletscher mehr erwähnt. Zu einem Gletschervorkommen im *Cadin di Croda Rossa*<sup>12</sup> schrieb LESCA (1974) sinngemäß: „auf der topographischen Karte aus dem Jahr 1905 (...) ist der Gletscher durch einen markanten Moränenwall auf einer Höhe von 2400 m erkennbar. In der Karte aus dem Jahr 1968 zeigen die Höhenlinien eine aktive, gewölbte Gletscherzunge, die trotz der Bedeckung aus Obermoränen klar abgegrenzt werden kann“.

Der kleine Gletscher im Nordosten der Kleinen Gaisl (Kleine Gaisl Ferner) wurde von LESCA (zit.) als wahrscheinlich vollständig abgeschmolzen gelistet. Auf jeden Fall wurden die letzten beiden Gletscher im vorigen Jahrhundert nie direkt beobachtet.

Eine erste Erwähnung von Blockgletschern in diesen ehemaligen Gletscherbereichen findet sich in BINI *et alii* (1995).

---

11 Es handelt sich um einen Kargletscher, der im Catasto dei Ghiacciai Italiani als Hohe Gaisl Ferner (Ghiacciaio della Croda Rossa d'Ampezzo) aufgelistet war und als abgeschmolzener Gletscher mit der Nummer 937 bis geführt wurde (LESCA, 1974).

12 Von Lesca (1974) als Pin Ferner (Ghiacciaio del Pin) gelistet (nicht im Kataster).

PROGETTO

CARG



## VI - STRUKTURELLER BAU UND METAMORPHOSE

### 1. - METAMORPHE ENTWICKLUNG DES GRUNDGEBIRGES

(V. Mair, C. Mazzoli, S. Meli, C. Morelli, L. Peruzzo, R. Sassi, R. Spiess)

#### 1.1. - METAMORPHE ENTWICKLUNG DES OSTALPINEN GRUNDGEBIRGE

Die metamorphe Entwicklung des ostalpinen kristallinen Grundgebirges im Bereich des Blattes „Toblach“ der Geologischen Karte von Italien kann auf Basis von radiometrischen Daten und petrologisch-mikrostrukturellen Untersuchungen drei Hauptereignissen bzw. Orogenesen zugeordnet werden: eine „kaledonische“ Phase, eine variszische Phase und eine alpidische Phase. Die bedeutendsten Beiträge zu diesem Thema sind in NEUBAUER & SASSI (1993) zusammengefasst; SASSI *et alii* (1994) stellen die paläozoische Entwicklung von Ostalpin und Südalpin gegenüber.

##### 1.1.1. - Prä-variszische Metamorphose

Ein prä-variszisches Ereignis in der metamorphen Geschichte der ostalpinen Grundgebirgseinheiten in den Ostalpen wird von den meisten Autoren (BECKER *et alii*, 1987; EBNER *et alii*, 1987; NEUBAUER & SASSI, 1993) mittlerweile als Tatsache geführt, es gibt aber auch gegensätzliche Auffassungen (STÖCKERT, 1985). Eine zeitliche Einordnung dieses Ereignisses ist hingegen problematisch und umstritten (SÖLLNER & SCHMIDT, 1981; NEUBAUER & FRISCH, 1993).

Die prä-variszische Metamorphose in den Ostalpen wird in der Literatur auch als „kaledonisch“ bezeichnet (SASSI & SCHMIDT, 1982; EBNER *et alii*, 1987; FRISCH *et alii*, 1984; 1987; SASSI *et alii*, 1987); wir setzen diesen Begriff unter Anführungszeichen, da er ausschließlich in zeitlicher Hinsicht benutzt wird, um eine ungefähre Gleichzeitigkeit zwischen den Ereignissen in den Alpen und jenen in den kaledonischen Gebirgen im engeren Sinne (Kaledoniden) zu unterstreichen.

Daten aus der Literatur (SASSI & ZANFERRARI, 1972; BORSI *et alii*, 1973; PURTSCHELLER & SASSI, 1975) unterstreichen das Vorhandensein eines bereits metamorphen Grundgebirges bei der Platznahme der granitoiden Plutone des oberen Ordoviziums (Rb/Sr-Isochronen an Gesamtgestein:  $434 \pm 4$  Ma, BORSI *et alii*, 1978;  $445 \pm 24$  Ma, HAMMERSCHMIDT, 1981), wie etwa der granitischen Orthogneise (SDT) und der tonalitischen Orthogneise (SDC) der Antholz-Einheit. Diese Granitoid-Plutone wurden variszisch metamorphosiert und zu Orthogneisen umgewandelt, weisen jedoch verfaltete Einschlüsse mit einer relikten, prä-variszischen Deformation auf. Außerdem wurde von SASSI *et alii* (1974b) angemerkt, dass ein solch ergiebiges Auftreten von sauren Gesteinsschmelzen nur durch eine bedeutsame regionale thermische Anomalie zu erklären ist. Entsprechend ist ein „kaledonisches“ metamorphes Ereignis relativ kurz vor dem ordovizischen Magmatismus durchaus plausibel. Radiometrische Daten bestätigen diese Annahme: Rb/Sr-Datierungen an Gesamtgestein aus verschiedenen Stellen des ostalpinen Grundgebirges ergaben Alter von  $497 \pm 38$  Ma (BORSI *et alii*, 1973),  $466 \pm 166$  Ma (BRACK *et alii*, 1977),  $460 \pm 30$  Ma in Paragneisen und  $463 \pm 37$  Ma in Migmatiten (SÖLLNER & SCHMIDT, 1981) sowie  $490 \pm 8$  Ma in den Migmatiten von Winnebach (KLÖTZLI-CHOWANETZ *et alii*, 1997). Diese Daten entsprechen dem Höhepunkt der regionalen „kaledonischen“ Metamorphose vor ca. 460-490 Ma. Bezüglich Druck und Temperatur werden die heute aufgeschlossenen bzw. exhumierten Gesteine als amphibolitfaziell eingestuft (Temperaturen von 550-700°C) mit einem thermischen metamorphen Gradienten von ca. 20°C/km (BÖGEL *et alii*, 1979).

### 1.1.2. - Variszische Metamorphose

Das ostalpine Grundgebirge erreichte am Peak der variszischen Metamorphose obere amphibolitfazielle Bedingungen. Dies führte zur lokalen Entstehung von Migmatiten, da die Temperaturen hoch genug waren, um eine partielle Aufschmelzung der Kruste zu ermöglichen. Es ist anzunehmen, dass in größerer Tiefe die Temperaturen noch weiter anstiegen und sich Granitschmelzen bildeten; diese könnten wiederum im Ursprung der Pegmatite stehen, die nördlich der Defereg-

gen-Antholz-Vals-Linie (DAV) recht häufig im ostalpinen Grundgebirge vorkommen (STÖCKERT, 1987).

Radiometrische Rb/Sr-Datierungen an Biotit und Muskovit zeigen, dass südlich der DAV die regionale Abkühlung vor 310-280 Ma erfolgte, nördlich der Linie hingegen erst vor 20-30 Ma (BORSI *et alii*, 1973; 1978; SASSI *et alii*, 1985). Das Alter der Metamorphose im Ostalpin wurde von SATIR & MORTEANI (1979) auf 350 und 320 Ma datiert, was dem Alter der beiden variszischen Rekristallisationsphasen entsprechen sollte. Die thermobarometrischen Metamorphosebedingungen wurden auch anhand der  $b_0$ -Werte der Kalium-führenden Hellglimmer aus metapelitischen Abfolgen in Grünschieferfazies bestimmt; daraus resultieren eindeutig Niederdruck-Bedingungen (ein Referenzverzeichnis findet sich in SASSI & SPIESS, 1992), bzw. ein thermischer Gradient von 38° C/km (BÖGEL *et alii*, 1979).

Die typischen Niederdruck-Mineralparagenesen in ansonsten amphibolit-faziellen Gesteinen werden diesem metamorphen Ereignis zugeschrieben. Auf diese Interpretation aufbauend, nehmen STÖCKERT (1987) und CESARE (1999) eine variszische Anatexis im Stabilitätsfeld von Sillimanit an. Andere Autoren (STÖCKERT, 1985) stufen hingegen als variszisch jene diffusen Aufschmelzungen ein, die an mehreren Stellen des ostalpinen Grundgebirges im Beisein von Kyanit und somit unter deutlich höheren Druckbedingungen erfolgten. Jüngere Studien scheinen dies zu bestätigen und zeigen, dass zumindest ein großer Teil der variszischen Metamorphose in der oberen Amphibolitfazies erfolgte, unter einem Druck von mindestens 7-8 kb (SPIESS *et alii*, 2001; MORETTI, 2001).

Die metamorphe Entwicklung der Gesteine der Antholz-Einheit, die im Süden der DAV auftritt und zumeist eine Mineralparagenese aus Grt+St+Ky±Sil aufweist, ist im Grunde vergleichbar mit etwas niedrigeren Temperaturen am variszischen Metamorphosepeak, immer bezogen auf die heute an der Oberfläche aufgeschlossenen Gesteinsdecken. In der Tat fehlen in den anstehenden Gesteinsformationen Anzeichen einer partiellen Aufschmelzung; es handelt sich wahrscheinlich um seichtere Krustenbereiche.

Die Thurntaler Einheit erfuhr prä-alpidisch eine Metamorphose mit niedriger Temperatur (<500°C) und niedrigem Druck (ca. 3-3,5 Kb) in der Grünschieferfazies bzw. der Chlorit-Zone (SASSI & ZANFERRARI, 1972; SASSI & SPIESS, 1992). Diese Metamorphose wurde als variszisch eingestuft (SATIR & MORTEANI, 1979). Der thermische Gradient im Verlauf der variszischen Metamorphose wurde in dieser Einheit, anhand der  $b_0$ -Werte der Kalium-führenden Hellglimmer auf ca. 40°C/km geschätzt (SASSI & SPIESS, 1992).

### 1.1.3. - *Alpidische Metamorphose*

Die ostalpinen Grundgebirgseinheiten im Blatt Toblach (Antholz-Einheit und Thurntaler Einheit) wurden alpidisch nur leicht oder unerheblich überprägt. Die alpidische Metamorphose beschränkt sich auf relativ schmale Bänder und äußert sich in einer lokalen Rekrystallisation im Bereich der stärker deformierten Portionen; dazwischen finden sich immer wieder Abschnitte ohne alpidische Deformation. Eine deutliche, regionale alpidische Überprägung ist nur in den ostalpinen Einheiten nördlich der DAV (außerhalb des Blattbereiches) erkennbar und erreichte Temperatur- und Druckbedingungen der Grünschieferfazies.

### 1.2. - METAMORPHE ENTWICKLUNG DES SÜDALPINEN GRUNDGEBIRGES

Die metamorphe Entwicklung des südalpinen kristallinen Grundgebirges im gegenständlichen Kartenblatt kann der variszischen Orogenese zugeschrieben werden. Die bedeutendsten Beiträge zu diesem Thema sind in SASSI & SPIESS (1993), SASSI *et alii* (1994) und SASSI *et alii* (2004) zusammengefasst.

#### 1.2.2. - *Variszische Metamorphose*

Die variszische Überprägung ist die einzige gesicherte Metamorphose und nahezu überall im südalpinen Grundgebirge auszumachen. Mit Hilfe von radiometrischen Untersuchungen wurden zwei unterschiedliche Entwicklungsphasen erkannt: Ein älteres Ereignis wurde in der Gegend von Brixen auf 350 Ma datiert (DEL MORO *et alii*, 1980), ein jüngeres Ereignis am Kronplatz/*Plan de Coronas* auf 320 Ma (DEL MORO *et alii*, 1984). Diese Alter stimmen mit den Ergebnissen von SATIR & MORTEANI (1979) im unteren ostalpinen Grundgebirge nördlich des Tauernfensters überein. Der Metamorphosepeak wurde in der zweiten Phase erreicht (HAMMERSCHMIDT & STÖCKERT, 1987). In jüngerer Zeit führte MELI (2004) radiometrische Rb/Sr- und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an einigen Gesteinsproben von sauren Metavulkaniten aus zwei unterschiedlichen Gebieten des östlichen südalpinen Grundgebirges (Sarntal/*Val Sarentino* und *Levico*) durch. Die Rb/Sr-Datierungen an Gesamtgestein ergaben Alter zwischen  $345 \pm 9$  und  $353 \pm 56$  Ma und stimmen mit den Ergebnissen von Rb/Sr-Datierungen an einem Grundgebirgsaufschluss im Villnößtal/*Val di Funes* überein; daraus lässt sich ableiten, dass in der ersten variszischen Phase, im Tournaisium, das metamorphe Ereignis synchron ablief. Die radiometrischen  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an grobkörnigen, postkinematisch gewachsenen Phengiten ergaben Werte von 325-326 Ma in den Proben aus dem Sarntal bzw. von 329-330 Ma in den Proben aus *Levico* (MELI, 2004).

Die variszische Metamorphose im Südalpin ist durch eine typische Grünschieferfazies gekennzeichnet, wobei der Metamorphosegrad von Südosten nach Nordwesten zunimmt bzw. von der Chlorit-Zone (*Comelico, Recoaro*) in die Almandin-Zone (Sarntal und Brixen) wechselt (Abb. 70).

Ein weiteres Indiz für den abnehmenden Metamorphosegrad in Richtung Süden ist das Fehlen einer metamorphen Überprägung an einem Granodioritkörper, der in der nördlichen Adria vor der Küste von Venedig in einer Tiefe von 4711 m erbohrt und auf ein Alter von  $463 \pm 4$  Ma datiert wurde (MELI & SASSI, 2003a; b).

Die niedrigen Drücke und der relativ hohe thermische Gradient wurden anhand der  $b_0$ -Werte der Kalium-führenden Hellglimmer in den phyllitischen Abfolgen ermittelt (SASSI, 1972; SASSI & SCOLARI, 1974; GUIDOTTI & SASSI, 1976; SASSI *et alii*, 1976). Daraus folgt ein thermischer Metamorphose-Gradient von  $40^\circ \text{C/km}$  (MAZZOLI & SASSI, 1988; SASSI & SPIESS, 1993). In Abb. 71 sind die Veränderungen der P-T-Bedingungen während der unterschiedlichen Phasen der variszischen Metamorphose im südalpinen Grundgebirge bei Toblach und Brixen dargestellt (RING & RICHTER, 1994a).

Zum heutigen Kenntnisstand gibt es keine Anzeichen oder radiometrischen Daten, die auf eine alpidische Metamorphose hindeuten würden. Einige Autoren (RANTITSCH, 1997) beschreiben eine alpidische Überprägung im untersten Abschnitt der post-variszischen Abfolgen in Karnien/*Carnia*, die auf jeden Fall mit der Platznahme von oligozänen Plutonen entlang der Periadriatischen Linie einhergeht. Ein Überblick zur Fachliteratur zu diesem Thema findet sich in SASSI *et alii* (2004).

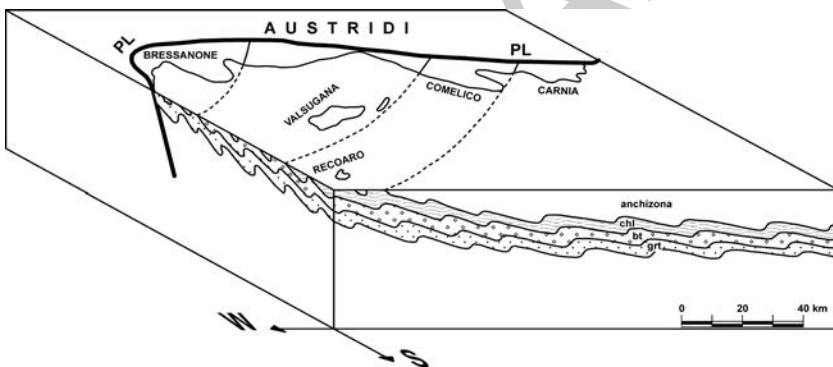


Abb. 70 - Schematische Darstellung der Metamorphose-Zonen des südalpinen Grundgebirges in den Ostalpen (nach MAZZOLI & SASSI, 1988).

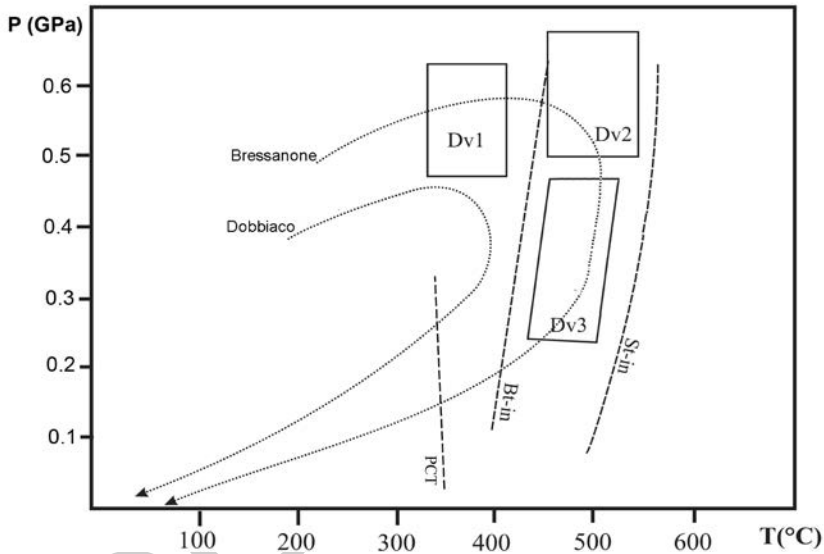


Abb. 71 - *P-T-t*-Pfade des metamorphen Grundgebirges im Bereich von Toblach/Dobbiaco und Brixen/Bressanone nach RING & RICHTER (1994a); die Druck- und Temperatur-Bedingungen des Metamorphosepeaks und der *P-T-t*-Verlauf im Bereich von Toblach sind aus HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT (1987) entnommen; die Grenzlinien von Biotit (Bt)-in und Staurolith (St)-in stammen aus YARDLEY (1989), die PCT-Kurve (phengite closing temperatures) aus WUBRANS et alii (1993). Die dargestellten Felder bezeichnen die angenommenen *P-T*-Bedingungen für die unterschiedlichen variszischen Deformationsphasen Dv1, Dv2 und Dv3.

## 2. - STRUKTURELLER AUFBAU

(P. Gianolla, C. Morelli, C. Siorpaes)

Im Blatt Toblach treten zwei tektonische Großeinheiten auf, das Ostalpin im Norden und das Südalpin im Süden. Die zwei Domänen werden durch die Pustertal-Linie getrennt, eine subvertikale Störungslinie, die ca. 2 km nördlich des Pustertals/Val Pusteria verläuft. Die Pustertal-Linie quert mit einem WNW-ESE-Verlauf den gesamten Blattbereich. Es handelt sich dabei um ein Segment des Periadriatischen Lineaments (LP) (DAL PIAZ, 1934, LAUBSCHER, 1974; 1988; ROEDER, 1989; SCHMID *et alii*, 1989; LAMMERER & WEGER, 1998; CASTELLARIN, 1981; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000), dem bedeutendsten Störungssystem der Alpen. Das Periadriatische Lineament erstreckt sich ausgehend von den Westalpen über mehr als 700 km bis in das nördliche Slowenien und bildet eine scharfe Grenze zwischen den südvergenten, südalpinen Einheiten (ohne alpidische Metamorphose) im Süden und den ostalpinen Einheiten im Norden.

## 2.1. - DIE PUSTERTAL-LINIE (INSUBRISCHES ODER PERIADRIATISCHES LINEAMENT)

Die Pustertal-Linie ist subvertikal ausgerichtet und wird als dextrale Seitenverschiebung interpretiert. Entlang dieser Linie wurde durch das nordwärts gerichtete Driften des Südalpins im Eozän der ostalpine Block zwischen dem LP und der DAV (Deferegggen-Antholz-Vals-Linie) seitlich nach Osten ausgequetscht (RATSCHBACHER *et alii*, 1989; 1991; MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2001). An der Oberfläche zeigt diese Linie vertikale bis steil nach Süden und Norden einfallende Störungsflächen, tiefer im Untergrund fällt sie steil nach Norden ein (CASTELLARIN *et alii*, 2006).

Die Pustertal-Linie ist vorwiegend durch spröde Verformungen gekennzeichnet, mit Ausnahme der Bereiche, wo im Oligozän tonalitische Körper intrudierten. Kleine Körper und Schuppen dieser Intrusivgesteine mit einer ausgeprägten magmatischen Foliation finden sich entlang der ganzen Periadriatischen Linie (SASSI *et alii*, 1974c; 2004; ROSENBERG 2003; 2004). Das Andauern der Deformation auch nach der Platznahme der oligozänen Tonalite (MÜLLER *et alii*, 2001) verwandelte das ursprünglich sehr kompakte Gestein zusehends in Kataklasite.

Da die Pustertal-Linie fast durchwegs von quartären Ablagerungen verdeckt ist, sind direkte Aufschlüsse im Blattbereich sehr selten. Der Verlauf der Linie kann anhand der Geomorphologie gut nachgezeichnet werden und äußert sich in einem breiten, stark zerlegten und erosionsanfälligen Band. Seltene Aufschlüsse finden sich im Antholzer Tal/*Valle di Anterselva* (in der Nähe von Nasen/*Nessano*), entlang des Taistnerbaches/*Rio di Tesido* bei Emmersberg/*Mezzomonte* (Gsieser Tal/*Val Casies*), an der Mündung des Finsterbaches/*Rio Fosco* im Gsieser Tal, sowie nördlich von Toblach/*Dobbiaco* bei Pfarra/*Caminatella*. In den wenigen Aufschlüssen ist die Hauptstörung einige Zehnermeter mächtig, die Störungsgesteine bestehen zumeist aus Kataklasiten mit unterschiedlicher Korngröße und Festigkeit in Abhängigkeit der auftretenden Lithologien. Im Bereich des Finsterbaches/*Rio Fosco* tritt ein Meter mächtiges Band aus einer kataklastischen Brekzie mit reichlich dunkler, toniger Matrix und gestriemten Phyllitschuppen sowie Resten des mesozoischen Drauzugs auf. Es sei angemerkt, dass entlang der Pustertal-Linie nur selten die metamorphen Grundgebirgseinheiten von Südalpin und Ostalpin im direkten Kontakt zusammentreffen, da direkt im Norden der Linie ein schmales Band mit mesozoischen Sedimenten des Drauzugs eingeschaltet ist (ZANFERRARI & PANAJOTTI, 1976). Dieses Band wird im Norden durch eine weitere tektonische Störungslinie, die steil nach Norden einfallende Drautal-Linie begrenzt. Die Drautal-Linie trennt den Drauzug vom ostalpinen kristallinen Grundgebirge. Der Drauzug besitzt eine maximale Mächtigkeit von 250 m und dünnt nach Westen hin aus bzw. ist dort nur mehr in Form von vereinzelt länglichen Schuppen aufgeschlossen. Die mesozoischen Einheiten des Drauzuges sind stark tektonisiert und kataklastisch und zeigen einen komplexen strukturellen Aufbau.

Die Drautal-Linie verläuft in etwa parallel zur Pustertal-Linie. Sie beginnt im Gsieser Tal, wo sie von der Pustertal-Linie abgeschnitten wird, und reicht Richtung Osten bis über die Blattgrenzen hinaus; dort biegt sie allmählich in NE-SW-Richtung um und erreicht, entlang das Drautal/*Valle della Drava*, Lienz im Osttirol. Im Bereich des Kartenblattes zeigt die Drautal-Linie vorwiegend eine kompressive Kinematik, weiter im Osten dominiert eine sinistrale Seitenverschiebungskomponente.

## 2.2. - STRUKTURELLER BAU DES OSTALPINEN GRUNDGEBIRGES

Im ostalpinen Grundgebirge wurden zwei tektono-metamorphe Einheiten unterschieden: die Antholz-Einheit und die Thurntaler Einheit. Diese beiden Einheiten sind durch einen alpidischen tektonischen Kontakt getrennt, die Marchkinkelle-Linie. Sie zeigen beide eine variszische Metamorphose, jedoch von unterschiedlichem Grad: die Antholz-Einheit ist mittel- bis hochgradig in Amphibolitfazies überprägt, die Thurntaler Einheit niedriggradig in Grünschieferfazies. Die Marchkinkelle-Linie verläuft in Richtung NE-SW und fällt mit 50-60° nach NW ein; die Antholz-Einheit liegt im Hangenden und die Thurntaler Einheit im Liegenden der Linie. Die Marchkinkelle-Linie beginnt knapp oberhalb des Zusammenflusses von Pfannbach/*Rio di Fana* und Silvester Bach/*Rio di San Silvestro*, wo sie von der Drautal-Linie abgeschnitten wird, und erstreckt sich bis über die Staatsgrenze hinaus (Bereich Marchkinkelle/*Cornetto di Confine*). Die Störungszone ist im Gelände wenige Meter mächtig und von ausgeprägt kataklastischen Zonen und Harnischflächen mit einer Rekrystallisation von Chlorit gekennzeichnet. Im Aufschluss konnten keine eindeutigen Bewegungsindikatoren ausgemacht werden, die geometrischen Verhältnisse der betroffenen Einheiten deuten jedoch auf eine vorwiegend aufschiebende oder transpressive Kinematik hin. Die neuen Erkenntnisse stehen im Kontrast zu den früheren Kartierungen und Interpretationen; laut SASSI & ZANFERRARI (1972) und PURTSCHELLER & SASSI (1975) stellt der Kontakt zwischen den beiden Einheiten eine paläozoische stratigraphische Diskordanz dar, nach HEINISCH & SCHMIDT (1976; 1984) handelt es sich um eine parallel zur Hauptschieferung ausgerichtete mylonitische Scherzone, entlang welcher sich die Thurntaler Einheit über die Antholz-Einheit schiebt. Demnach hätte die Nebeneinanderstellung der beiden Einheiten im Zuge der variszischen Orogenese syn-metamorph und syn-deformativ erfolgen müssen (SCHULZ, 1991; KREUTZER, 1992; SCHULZ *et alii*, 2008).

Auf Basis der Geländebeobachtungen und der Untersuchungen an Gesteinsproben wurde festgestellt, dass die Schieferung in den Phyllosilikat-reichen Lithologien (DPS und DSM) sehr engständig und ausgeprägt vorhanden ist, in den Orthogneisen (SDT und SDC) hingegen deutlich weitständiger ist. In beiden



Fällen handelt es sich um eine Achsenebenen-Schieferung, die in einer duktilen Phase mit der Bildung von isoklinalen Falten entstand.

Der geometrische Verlauf der Hauptschieferung in der Antholz-Einheit ist in den stereographischen Diagrammen in Abb. 72 dargestellt. Die Bereiche mit der größten Dichte an gemessenen Strukturen sind farblich hervorgehoben. Man kann zwei Hauptrichtungen erkennen, zum einen  $30^\circ$  bis  $50^\circ$  nach NW geneigte Flächen, zum anderen  $40^\circ$  bis  $50^\circ$  nach SE geneigte Flächen. Die übrigen Datensätze verteilen sich um diese Dichtepole und nur selten finden sich nach SW einfallende Schieferungsflächen, noch seltener nach NE einfallende. Die Tatsache dass die gemessenen Schieferungen so wenig streuen deutet auf einen relativen konstanten Verlauf der Strukturen hin, bzw. auf eine ältere isoklinale Verfallung, welche vorherige Deformationsspuren auslöschte. Die Verteilung der Strukturdaten auf zwei Hauptbereiche ist sehr wahrscheinlich an eine spätere Verfallung mit NE-SW-gerichteter Faltenachse gebunden.

Auch die Hauptschieferung der Thurntaler Einheit im Liegenden der Antholz-Einheit wurde in stereographischen Diagrammen dargestellt (Abb. 73). Der Verlauf der Hauptschieferung in dieser Einheit ähnelt teilweise jenem der Antholz-Einheit, wenn auch die Datengrundlage nicht so umfangreich ist. Es überwiegen erneut  $30^\circ$  bis  $40^\circ$  nach SE einfallende Flächen sowie variabel geneigte, nach NW einfallende Schieferungen. Man erkennt auch in der Thurntaler Einheit eine Verfallung mit NE-SW-gerichteter Faltenachse, gegenüber der Antholz-Einheit jedoch leicht im Uhrzeigersinn rotiert. In der Thurntaler Einheit fehlen ebenfalls nach NE einfallende Schieferungsflächen.

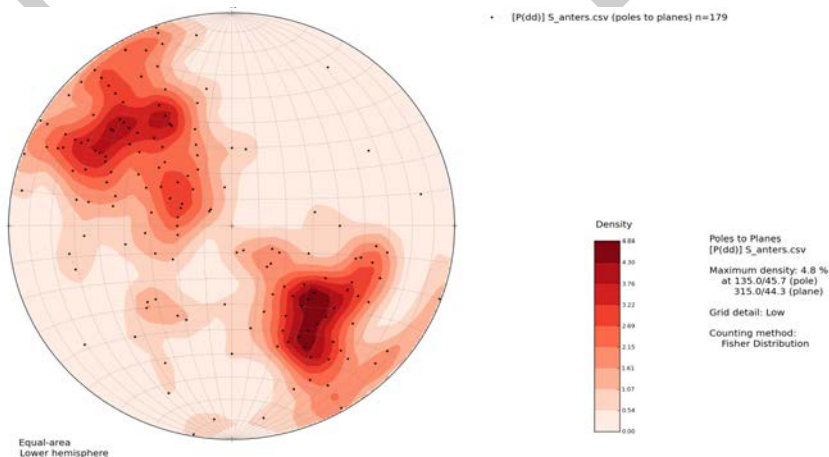


Abb. 72 - Stereographische Projektion der Hauptschieferung in der Antholz-Einheit.

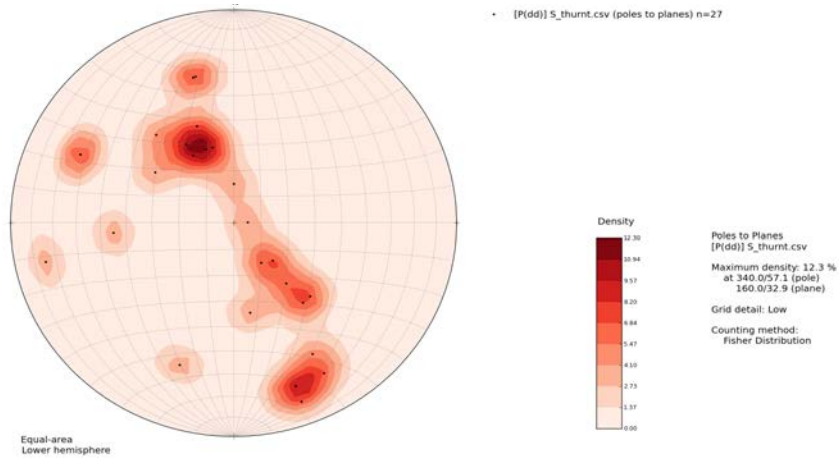


Abb. 73 - Stereographische Projektion der Hauptschieferung in der Thurmtaler Einheit.

### 2.3. - STRUKTURELLER BAU DES SÜDALPINEN GRUNDGEBIRGES

Das südalpine Grundgebirge wird im Blattbereich von den Quarzphylliten der Brixen-Einheit dominiert. Diese zeigen eine gut ausgeprägte, regionale Schieferung. Es handelt sich um eine Achsenebenenschieferung, die sich während einer duktilen Phase mit isoklinalen Falten entwickelte. Diese Deformationsphase verlagerte und verwischte sämtliche vorherigen Strukturen. Falten dieser Deformationsphase sind im Aufschlussmaßstab nur selten zu erkennen, am ehesten in Form von entwurzelten Faltscharnieren in den Millimeter bis mehrere Zentimeter dicken Quarzlagen. Die in dieser Phase entstandene Hauptschieferung wird als  $S_2$  bezeichnet, da sie eine vorherige planare Anisotropie ( $S_1$ ) überlagert. Die Strukturen  $S_1$  sind nur im Dünnschliff als Relikte innerhalb der Schieferung  $S_2$  oder als Einschlüsse in Albit- oder Granat-PorphYROblasten zu erkennen.

Der Verlauf der Hauptschieferung ist im Diagramm in Abb. 74 dargestellt: Es überwiegen Flächen entlang einer WNW-ESE gerichteten Achse mit drei hauptsächlichlichen Einfallswinkeln,  $90^\circ$  bzw. subvertikal,  $25^\circ$  nach N geneigt und  $35^\circ$  nach S geneigt. Diese Streuung geht auf eine spätere Deformationsphase mit WNW-ESE gerichteter Faltenachse zurück; die Achse fällt mit ca.  $30^\circ$  nach E ein (Abb. 75).

Diese Falten sind im Aufschluss immer gut sichtbar und treten als offene bis geschlossene, asymmetrische Falten (Abb. 76) auf, die nur im Ausnahmefall eine neue Schieferung bewirken. Mikrostrukturelle und radiometrische Untersuchungen (HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT 1987, RING & RICHTER, 1994b) stellen die Deformationsphase im Ursprung dieser Falten ans Ende der variszischen Oro-

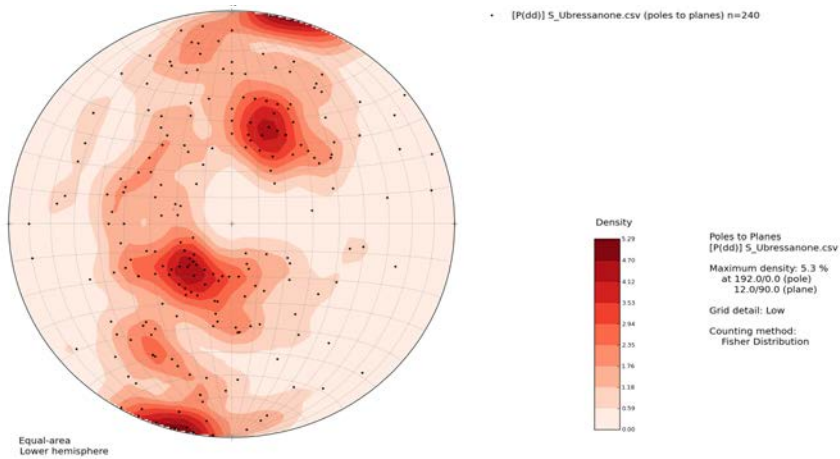


Abb. 74 - Stereographische Projektion der Hauptschieferung in der Brixen-Einheit.

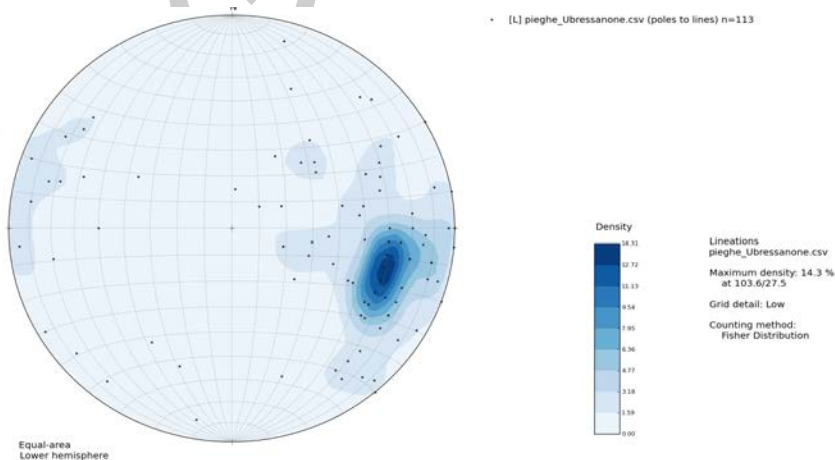


Abb. 75 - Stereographische Projektion der Faltenachsen, die auf ein Ereignis nach jenem der Hauptschieferung (post- $S_2$ ) in der Brixen-Einheit zurückzuführen sind.

genese.

Im Aufschlussmaßstab kann hingegen keine alpidische Verfaltung im Grundgebirge ausgemacht werden, wie dies hingegen in der permo-känozoischen Sedimentabfolge der Fall ist. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass im großen Maßstab Faltenstrukturen vorkommen, wie von AGTEMBERG (1961) im Bereich von *S. Stefano di Cadore* beschrieben. Alpidische Verfaltungen wurden im Blatt Meran (BARGOSSO *et alii* 2010) an permischen Gängen festgestellt; das



Abb. 76 - Geschlossene, post- $S_2$  Falten in den Quarzphylliten der Brixen-Einheit.

alpidische Alter wird dabei aus der fehlenden Abscherung am Übergang von den verfalteten permischen Abfolgen zum Grundgebirge abgeleitet.

Im Rahmen des internationalen Projekts TRANSALP zur Untersuchung der Tiefenstruktur der Südalpen und Ostalpen wurde eine Reflexion-Tiefenseismik entlang eines Nord-Süd Profils durchgeführt (TRANSALP WORKING GROUP, 2001; 2002). Die Ergebnisse wurden 2006 veröffentlicht (Tectonophysics, Band 414, Sonderheft zum Projekt) und zeigen die Möglichkeit auf, dass im Zuge der Kollision zwischen der Platte Apulien-Adria und der Europäischen Platte im Eozän der nördlichere Teil des südalpinen Grundgebirges entlang der Pustertal-Linie vertikal hervorgepresst wurde (Abb. 77). Eine solche Extrusion ist in den Faltenstrukturen der Phyllite auf mikroskopischer Ebene nicht erkennbar. Dies kann damit zusammenhängen, dass solche Strukturen an bestimmte Störungszonen gebunden und schwer aufzufinden sind. Einige Störungszonen in Übereinstimmung mit der eozänen Kompressionsphase befinden sich am Ausgang des Pragsertals; hier kommen E-W-gerichtete, steil nach Süden geneigte Aufschiebungen vor (Abb. 78).

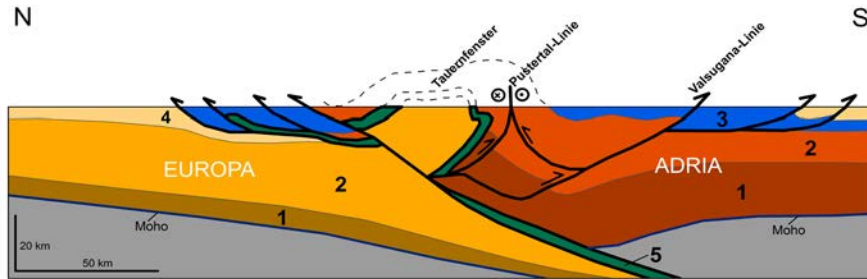


Abb. 77 - Tiefenstruktur der Südalpen und Ostalpen aus der Reflexion-Seismik des TRANSALP Projektes (CASTELLARIN et alii, 2006, modifiziert). Entlang der Pustertal-Linie kann man die Rückfaltung des Ostalpins und eine mögliche, vertikale Extrusion des südalpinen Grundgebirges erkennen. 1) Untere Kruste, 2) obere Kruste, 3) mesozoische Sedimente, 4) tertiäre Molasse, 5) ozeanische Kruste und dazugehörige Sedimente.



Abb. 78 - Steilstehende Aufschiebung in den Phylliten der Brixen-Einheit.

#### 2.4. - STRUKTURELLER BAU DER PERMO-MESOZOISCHEN SEDIMENTABFOLGE

Der strukturelle Aufbau der Dolomiten wurde in zahlreichen früheren Arbeiten behandelt. Kernpunkte sind die Rekonstruktion der post-variszischen Ereignis-

nisse, die mitteltriassische Tektonik, die rhätisch-jurassische Dehnungstektonik und die folgende kretazische Inversion sowie vor allem die tertiäre Tektonik, die für den heutigen Aufbau der Südalpen verantwortlich ist. Im südalpinen Bereich des Blattes Toblach kann man zum Großteil eine mehrphasige Tektonik erkennen. Im Tertiär zeigen Geometrie und Strukturelemente eine Interferenz von mindestens zwei ca. senkrecht zueinander ausgerichteten Deformationsphasen. Anhand der einzigen konservierten, tertiären Einheit der Dolomiten (Parei-Konglomerat), können die Deformationen als jeweils prä-oligozän-miozän oder post-oligozän-miozän eingestuft werden. Im Zuge der neogenen Tektonik werden die älteren Strukturen durch Seitenverschiebungen weiter verlagert. Das Gesamtbild wird zudem durch relikte paläotektonische und paläomorphologische Formen aus dem Permo-Mesozoikum verkompliziert.

#### 2.4.1. - Prä-alpidische tektonische Entwicklung

Der heutige strukturelle Aufbau geht zum Großteil auf eine Tektonik zurück, die erst nach der Ablagerung der großen Sedimenteinheiten bzw. ab dem Paläozän-Eozän, oder anders gesagt mit der eigentlichen Auffaltung der Alpen einsetzt. Dennoch können die Auswirkungen der früheren tektonischen Phasen, die ab dem Perm teils zeitgleich mit der Ablagerung der Sedimentabfolge stattfanden, noch rekonstruiert werden. Nachfolgend werden die wichtigsten Phasen beschrieben, die im Blattbereich ausgemacht wurden.

##### 2.4.1.1. - Permische Tektonik

Nach dem Ende des prä-permischen variszischen Zyklus stellten sich in den nordöstlichen Südalpen bis zum Paläokarnischen Kamm zunächst Bedingungen mit dominierenden Seitenverschiebungen ein (VENTURINI & DELZOTTO, 1993; CASSINIS *et alii*, 1997), wodurch wahrscheinlich das Insubrische Paläo-Lineament aktiviert wurde. In der Folge überwiegen Extensionsbedingungen (CASSINIS *et alii*, 2000). In diesem Kontext wurde das Sextener Konglomerat abgelagert, das im Blattbereich beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen von Osten (400 m) nach Westen (0 m) aufweist. Im Kartenblatt resultierte daraus ein Keil aus vorwiegend grobkörnigen, terrigenen Ablagerungen, der am westlichen Blattrand beim Lanzwiesenkopf/*Cima Prato Lungo* ausdünt; hier liegen die nachfolgenden Red Beds-Ablagerungen der Gröden-Formation direkt und diskordant über dem metamorphen Grundgebirge. In Übereinstimmung mit den jüngsten Kartierungen zu den Geologischen Blättern des Projekts CARG (013 Meran/*Merano*, 026 Eppan/*Appiano*, 043 *Mezzolombardo* und 060 *Trento*) wurde das Sextener Konglome-

rat als laterales Äquivalent der weiter im Westen auftretenden Etschtaler Vulkanit-Gruppe (GA) interpretiert, und nicht als ein basales Element am Beginn des alpidischen Zyklus, das in die Gröden-Formation übergeht (siehe Kap. V.2.2.1). Das Sextener Konglomerat fällt also in den Randbereich der vulkano-tektonischen Dehnung im Zusammenhang mit der Etschtaler Vulkanit-Gruppe.

#### 2.4.1.2. - Mitteltriassische Tektonik

Am Ende des Perms bzw. zu Beginn der Trias bestand eine weite kontinentale Küstenebene mit Flachmeerbedingungen und einer leichten Neigung in Richtung Osten. Hier entwickeln sich in der Folge karbonatische und terrigen-karbonatische Formationen bei relativ gleichbleibender Subsidenz (MASSARI & NERI, 1997; GIANOLLA *et alii*, 1998). Das Vorkommen von terrigenen Materialzuführungen wurde von einigen Autoren mit Hebungen in südlichen Bereichen außerhalb des Dolomitengebiets in Verbindung gebracht (SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993).

Die folgenden anisichen Einheiten zeigen hingegen eine deutliche Differenzierung im großen Maßstab, vor allem durch den sogenannten „Gadertal-Gröden-tal Rücken“ (*Dorsale Badioto Gardenese*) Richtung Westen (BOSELLINI, 1968); dabei handelt es sich um ein strukturelles Hochgebiet, das von Störungen mit vermutlich Dehnung oder transtensiver Kinematik begrenzt wurde (BECHSTÄDT *et alii*, 1978; DOGLIONI, 1982; 1984; DOGLIONI & NERI, 1988; BLENDINGER, 1983; 1985; BRANDNER, 1984; GIANOLLA *et alii*, 1998; DOGLIONI & CARMINATI, 2008; BRANDNER *et alii*, 2016). Im Bereich der Hochzone wurden mindestens 500-600 m der Abfolge erodiert. Das Gebiet des Blattes Toblach liegt im Nordosten dieser Hochzone und entsprechend hat die synsedimentäre anisiche Tektonik nur Auswirkungen auf Geometrie, Mächtigkeit und Fazieswechsel der hier auftretenden lithostratigraphischen Einheiten. Es bilden sich relativ kleine Bereiche (wenige Kilometer bis Zehnerkilometer, s. ASSERETO *et alii*, 1977) mit unterschiedlichen Subsidenzraten. In den weniger stark absinkenden Blöcken siedeln sich karbonatische Gerüstbildner an (Monte Rite-Formation, Oberer Sarldolomit, Contrin-Formation), in den Beckenbereichen setzt hingegen eine gemischt terrigen-karbonatische Sedimentation ein (Dont-Formation, Monte Bivera-Formation, Ambata-Formation) (DE ZANCHE *et alii*, 1992; 1993; RÜFFER & ZÜHLKE, 1995; GIANOLLA *et alii*, 1998; ZÜHLKE, 2000).

Ab dem oberen Anis und das ganzen Ladin hindurch bis ins untere Karn verstärken sich die Absenkungsvorgänge und der Meeresgrund erfährt eine starke Differenzierung im Bereich von Prags gegenüber den ebenfalls absinkenden, ehemaligen Hochzonen im Osten des Höhlensteintals/*Valle di Landro*, wo Karbonatplattformen in die Höhe wachsen und sich überlagern und somit die imposanten Dolomitwände von 1000 m Mächtigkeit und mehr aufbauen (Schlern-Formation,

Kassianer Dolomit). Auch weiter westlich, im Bereich von Enneberg/*Valle di Marebbe*, treten morphologische und strukturelle Hochzonen auf; die entsprechenden Plattformen vereinen sich allerdings mit dem Hochgebiet von Gaderal-Grödental.

#### 2.4.1.3. - Obertriassische Tektonik

Im oberen Karn unterliegt das östliche Dolomitengebiet einer Nord-Süd-gerichteten Dehnungstektonik (DOGLIONI & CARMINATI, 2008), die im südlich angrenzenden Blatt *Cortina d'Ampezzo* beschrieben wurde (NERI *et alii*, 2007; DOGLIONI *et alii*, 1989; DOGLIONI, 1992; BRANDNER *et alii*, 2007). Im Bereich des Blattes Toblach konnten keine eindeutigen Hinweise dieser Extension erkannt werden. Die entsprechend aktiven Störungen kommen wahrscheinlich erst weiter im Westen außerhalb des Kartenblattes vor. Allerdings führt diese Krustendynamik im Blattbereich zu Veränderungen der Subsidenzrate. Dies kann man zum einen im Karn anhand der abnehmenden Mächtigkeit der Travenanzes-Formation von Ost nach West (vgl. Kap. V 2.2.23) erkennen. Zum anderen gibt es auch im Nor beträchtliche Mächtigkeitsunterschiede des Hauptdolomits zwischen dem Bereich der Ampezzaner Hochflächen (südwestlicher Blattbereich) und der Sellagruppe bzw. Gardenaccia-Hochfläche (westlich außerhalb des Kartenblattes).

#### 2.4.1.4. - Jurassische Riftphase

Im Jura liegt das Gebiet des Kartenblattes Toblach am nordöstlichen Rand der großen Trento-Plattform bzw. nahe dem Belluneser Becken. Es konnten zwar keine ausgeprägten Lineamente der jurassischen Riftphase gefunden werden (WINTERER & BOSELLINI, 1981; CARMINATI *et alii*, 2010), allerdings sind sedimentäre Gänge in der karbonatischen Abfolge der Graukalk-Gruppe (Rhätium-unteres Pliensbachium) Ausdruck dieser regionalen Dehnungstektonik (FRANCESCHI *et alii*, 2013; 2014; DOGLIONI & CARMINATI, 2008). Ab dem oberen Pliensbachium spiegeln die Ablagerungen ein Versinken im Meer bis zum Erreichen von Tiefseebedingungen wider. Im Detail entsprechen die Encrinite der Kleinen Fanes einer Fazies am Beginn des Absinkens der Dolomiten durch eine Zunahme der Subsidenzrate; die dünnmächtige, Ammoniten-reiche Fazies des Aalenium-Toarciums steht für ein komplettes Versinken in diesem Teil der Plattform; die pelagischen Ablagerungen des Bajocium-Titonium bilden schließlich reine Tiefwasserbildungen (CROS, 1965; BOSELLINI, 1973; MASETTI & BOTTONI, 1978; WINTERER & BOSELLINI, 1981; DOGLIONI, 1987; ZEISS *et alii*, 1987; DOGLIONI & SIORPAES, 1990; GAETANI, 2010).



## 2.4.2. - Alpidische Orogenese

Die alpidische Orogenese bzw. die Auffaltung der Alpenkette erfolgte in mehreren Phasen, im Allgemeinen werden drei Hauptetappen unterschieden: eine eoalpine Phase im Vorfeld der eigentlichen Kollision zwischen Adria und Europa, eine mesoalpine Kollisionsphase und eine neoalpine postkollisionale Phase (Doglioni, 1987; Castellarin *et alii*, 1992). Die eoalpine Phase setzt in der späten Kreide ein und wurde nur im Ostalpin und im zentral-westlichen Südalpin im Westen der Judikarien-Linie (Zanchetta *et alii*, 2015) erkannt. Die mesoalpine Phase (auch „dinarisch“ genannt) im Paläozoogen zeigt sich im gesamten nördlichen Bereich des Südalpins (Bosellini & Doglioni, 1986). Die neoalpine Phase im Neogen involviert schließlich die ganzen Südalpen und ist in den Dolomiten im Blattbereich Toblach gut zu erkennen.

### 2.4.2.1. - Kretazische Inversion

Durch die Annäherung der Adriatischen und der Europäischen Platte ändern sich in der Kreide die geodynamischen Bedingungen (DERCOURT *et alii*, 1986; BALLA, 1988; PLATT *et alii*, 1989). Die vorherige Dehnungstektonik wird umgekehrt und es setzt ein Kompressionstrend ein. Durch diese Inversion bilden sich neue, vorwiegend Ost-West gerichtete Becken mit der Ablagerung von mehr oder weniger verbreiteten, terrigenen und feinkörnigen Sedimenten. Im gesamten Dolomitenraum und insbesondere im Bereich des Kartenblattes Toblach belegen die lithostratigraphischen Formationen der Kreide auf indirekte Weise diese Inversion. Man kann bereits in der frühen Kreide (Maiolica) einen feinkörnigen terrigenen Eintrag bzw. eine „Verunreinigung“ der pelagischen Karbonatsedimentation erkennen. Die kretazischen Ablagerungen der Scaglia Variegata Alpina und der Scaglia Rossa wurden gemäß COBIANCHI & LUCIANI (1998) in tiefen Becken abgelagert und zeigen eine doppelt so hohe mittlere Sedimentationsrate als in den Venetischen Voralpen (BELLANCA *et alii*, 1996).

Von besonderer Bedeutung sind die Flysch-Ereignisse in den genannten Einheiten: das „Ra Stua Flysch“ (*Auct.*) und die terrigenen Turbidite des Coniacium-Turonium bzw. die terrigen-karbonatischen Ablagerungen im Campanium-Maastrichtium. Das „Ra Stua Flysch“ besteht aus Quarzareniten und distalen, turbiditischen Siltsteinen (*Conturite* nach BACCILLE & SEMENZA, 1974) und wurde als ausgesprochen distale Ablagerung eines weit entfernten Erosionsbereiches interpretiert (CASTELLARIN *et alii*, 2004).

Innerhalb der Scaglia Rossa wurden am Übergang Turonium-Coniacium gradierte, sandige Turbidite abgelagert. Nach COBIANCHI & LUCIANI (1998) war dieses Ereignis zeitgleich zur Basis der Flysch-Einheiten im Lombardischen Becken

und im Gebiet nördlich von *Riva del Garda*. Im Campanium-Maastrichtium der Scaglia Rossa finden sich karbonatisch-terrigen Turbidite mit klastischen Zuführungen. Die Klasten stammen aus Bereichen mit jurassisch-kretazischen Abfolgen, kristallinen Gesteinen des Grundgebirges sowie von gleichaltrigen Karbonatplattformen, die zu diesem Zeitpunkt weiter im Osten auftraten. Die wenigen sedimentologischen Daten zur Paläo-Strömung deuten auf einen Ost-West-gerichteten Transport hin, ohne allerdings Aufschluss über das Herkunftsgebiet zu geben.

Das Auftreten der terrigen-turbiditischen und terrigen-karbonatischen Fazies in der Oberkreide im Blatt Toblach könnte die Fortsetzung des „Insubrischen Flysch“ im Dolomitengebiet darstellen. Daraus ergäbe sich zwischen den westlichen Sedimentabfolgen von Lombardei und Judikarienzone und jenen der karischen Gebiete eine größere Kontinuität als vormalig angenommen (MASSARI & MEDIZZA, 1973; BACCELLE & SEMENZA, 1974; CASTELLARIN, 1976; BOSELLINI & DOGLIONI, 1986; DOGLIONI, 1987; STOCK, 1994).

#### 2.4.2.2. - Paläogene Kompressionstektonik

Im Blattbereich Toblach finden sich südlich der Pustertal-Linie zahlreiche Anzeichen einer NE-SW gerichteten Einengung. Diese tektonische Kompression äußert sich in verschiedenstem Maßstab und in den unterschiedlichsten Lithologien; Tonsteine, Mergel, Sandsteine bis hin zu Konglomeraten sowie geschichtete und massige Kalke und Dolomite (vgl. Kap. V) zeigen je nach Festigkeit ausgeprägte Brüche und Klüfte, Faltungen und Überschiebungen. Die Klufflächen streichen N-S bis NW-SE und sind nicht pervasiv. Faltenstrukturen treten im kleinen (unter einem Meter) wie im Hundertermeter-Maßstab auf und zeigen Faltenachsen, die zwischen  $10^\circ$  und  $50^\circ$  nach N320 bis N350 einfallen (Abb. 79 und 80). Die WSW-vergenten Überschiebungen verlagern ganze Gebirgspakete innerhalb der permo-mesozoischen Bedeckungseinheiten und zeigen vielfach eine typische Rampen-Flachbahn Geometrie.

DOGLIONI & BOSELLINI (1987) interpretieren diese Strukturelemente in ihrer Gesamtheit als einen vorgeschobenen Teil der dinarischen Front, die im Dolomitenraum nur die permo-mesozoische Sedimentbedeckung betrifft. Diese Kompression wurde von CASTELLARIN & CANTELLI (2000) der mesoalpinen Phase des Eozäns zugeordnet ohne im Spezifischen einen Vorstoß der Dinarischen Kette anzusetzen.

Im Blatt Toblach treten einige Hauptstrukturen auf, die von der späteren alpidischen Kompression im Neogen betroffen waren, jedoch bereits in der paläogenen Deformationsphase angelegt wurden. Sie werden im Detail im nachfolgenden Kapitel beschrieben. Es handelt sich dabei von Nordosten nach Südwesten

um: die Plätzwiesen-Überschiebung, die Rote Wand-Kleine Gaisl-Klippe mit den Colfreddo-Lerosa-Falten, die liegende Falte des Col Bechei (DOGLIONI &

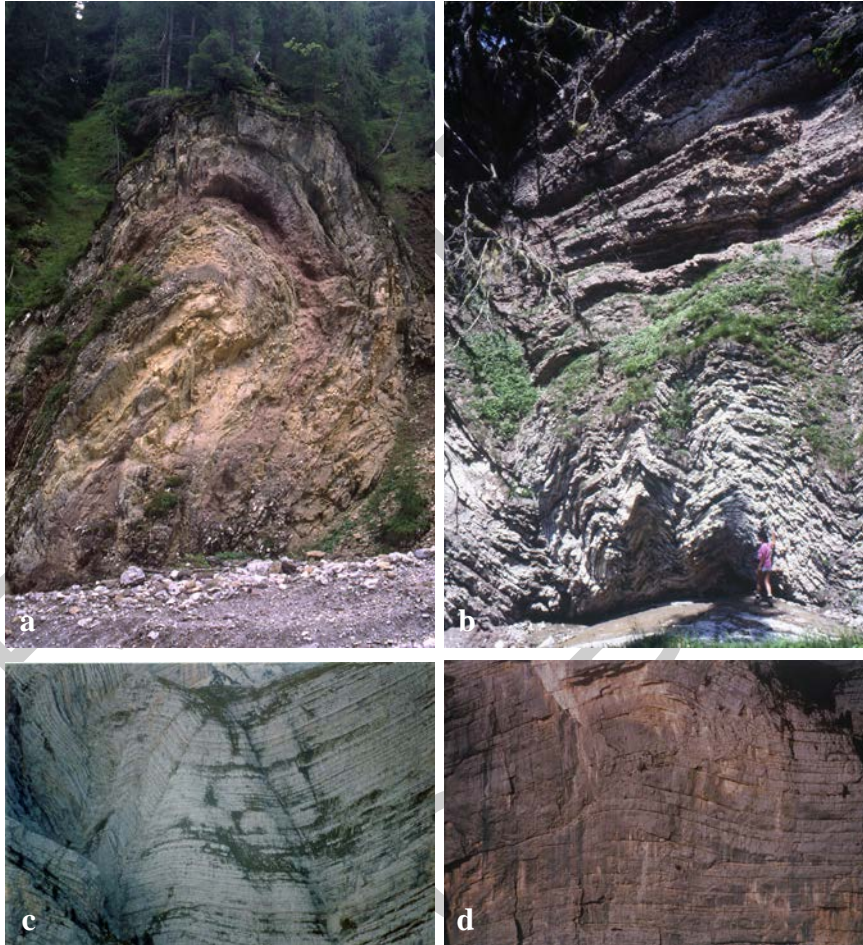


Abb. 79 - Beispiele von Faltenstrukturen und Überschiebungen in unterschiedlichen Lithologien: a) Mehrmeter große Isoklinalfalte in Mergeln, Siltsteinen und feinen Kalkareniten der Werfen-Formation (WER<sub>8</sub>). Aufgrund der unterschiedlichen Festigkeit der einzelnen Gesteinsarten bilden sich disharmonische Falten im Bereich der Faltenchenkel sowie Streckungen im Scharnierbereich. b) Disharmonische Falten in cm-dicken Schichten von Mikritkalken der Maiolica; die Abscherungen im Liegenden (Rosso Ammonitico Veronese) und im Hangenden (siltig-tonige Kalke der Maiolica) sind auf eine unterschiedliche Festigkeit der Gesteine zurückzuführen; die siltig-tonigen Kalke zeigen eine Griffelschieferung (pencil cleavage) parallel zu den Faltenachsebenen im darunter liegenden Abschnitt. c) Kinkbänder im Hundertermeter-Bereich in den Graukalken (CG). d) Überschiebungen mit Auffächerung (fishtail structure) sowie blinde Überschiebung (blind thrust) mit Antiklinalfalte in den Graukalken (CG).

SIORPAES, 1990). Am Col Bechei in der südwestlichen Blattecke wurden diese West-vergenten Strukturelemente erodiert und durch jüngere, klastische, marine bzw. Strandsedimente des Monte Parei-Konglomerats versiegelt. Das Konglomerat wurde dem Chattium-Aquitanium (Oberligozän-Untermiozän) zugeordnet und erlaubt eine zeitliche Abgrenzung der Deformationsphasen.

#### 2.4.2.3. - Neogene Kompression

Im Neogen werden die zentralen östlichen Südalpen gemeinsam mit der alpidischen Gebirgskette angehoben und von Süd-vergenten Überschiebungen durchzogen (DOGLIONI & CASTELLARIN, 1985; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN, 1979; 1984; CASTELLARIN *et alii*, 1992; CAPUTO, 1996; 1997; SCHÖNBORN, 1999; DOGLIONI & CARMINATI, 2008). Diese Südvergenz kennzeichnet die Gesamtstruktur der Südalpen und geht auf rückgerichtete Ausgleichsbewegungen im Zuge der fortschreitenden Kompression zurück. Die Dolomiten bildeten dabei den innersten Abschnitt der Alpenkette und wurden entlang einer basalen Aufschiebungsfläche nach Süden verlagert. Diese Aufschiebung betrifft auch das kristalline Grundgebirge und beißt im Südosten von Trient aus (Valsugana-Linie). Innerhalb des Grundgebirgssockels bewirkte diese große Süd-vergente Aufschiebung auch bedeutende, entgegen gesetzte Ausgleichsbewegungen weiter im Norden, so etwa die Nord-vergente Rücküberschiebung an der Villnöß-Linie. Im Grundgebirge bildet sich dadurch eine große Pop-up-Struktur aus (durch das Projekt TRANSALP aufgelöst) und der gesamte Dolomitenraum wird stark emporgehoben. In den Sedimentabfolgen äußert sich diese paläogeographische Veränderung durch Biegegleitungsverformung (*flexural slip*) und Mächtigkeitsschwankungen.

Die nealpine Konvergenz kann in drei Hauptereignisse unterteilt werden, die jeweils durch verschiedene regionale Hauptspannungsrichtungen gekennzeichnet sind; diese können anhand mesostrukturellen Untersuchungen an mehreren Stellen der Südalpen aufgelöst werden (CASTELLARIN *et alii*, 1992; CAPUTO, 1996; CAPUTO *et alii*, 2010) und wurden zum Teil in den jüngst aufgenommenen CARG-Blättern dokumentiert (013 Meran/Merano, 026 Eppan/Appiano, 043 Mezzolombardo und 060 Trento). Das erste Ereignis im Zeitraum Chattium-Burdigalium ist durch ca. NNE-SSW gerichtete Konvergenzachsen gekennzeichnet, sprich parallel zur Einengung der paläogenen Phase und deshalb im Blattbereich Toblach schwer von dieser zu unterscheiden. Das zweite Ereignis im Zeitraum Serravallium-Tortonium zeigt eine Hauptspannung  $\sigma_1$  in Richtung NNW-SSE. Im Laufe dieses sogenannten „Valsugana“-Ereignisses entwickelten sich die wichtigsten Überschiebungen sowie Falten mit E-W gerichteter Achse, welche die älteren Strukturen verformen und verfallen und zu deutlichen Inter-

ferenzmustern führen (Abb. 80 und 88). Daneben werden die steilstehenden, dextralen (NW-SE) und sinistralen (NNE-SSW) Seitenverschiebungen aktiviert, die mit positivem oder negativem vertikalem Versatz als laterale Rampen der Überschiebungen dienen. Im Blatt Toblach finden sich im Zusammenhang mit diesem Ereignis sowohl Süd-vergente (Val Salata-Linie und St. Antonius Joch-Linie), als auch Nord-vergente (Grünwaldtal-Linie und Sarlkofel-Linie) Überschiebungen bzw. konvergente Seitenverschiebungen (Transpression). Am Nordrand der Dolomiten lassen der steilstehende, nach Süden einfallende Bau der permo-mesozoischen Bedeckungseinheiten und die enge Verbindung zum phyllitischen Grundgebirge eine Überschiebungstirn im südalpinen Grundgebirges annehmen (vgl. Profilschnitte B-B', C-C' und D-D' sowie die Tektonische Übersicht auf der Geologischen Karte).

Das dritte Deformationsereignis im Zeitraum Messinium-unteres Pliozän ist durch eine Verkürzung in Richtung NW-SE bzw. eine Dehnung mit NE-SW-Achse gekennzeichnet. In dieser Phase bildeten sich einige Störungssysteme (Seitenverschiebungen der Neunerkofel-Linie mit negativen Blumenstrukturen, Herrstein-Störungssystem), welche alle älteren Strukturen sowie das Grundgebirge, durchtrennen, jedoch nicht bis zur Pustertal-Linie reichen.

Die Einengungsrichtung beschreibt somit im Neogen eine Rotation gegen den Uhrzeigersinn. Dies wird auf eine sich ändernde Konvergenzrichtung bei der Kollision von Afrika und Europa zurückgeführt (MAZZOLI & HELMAN, 1994).

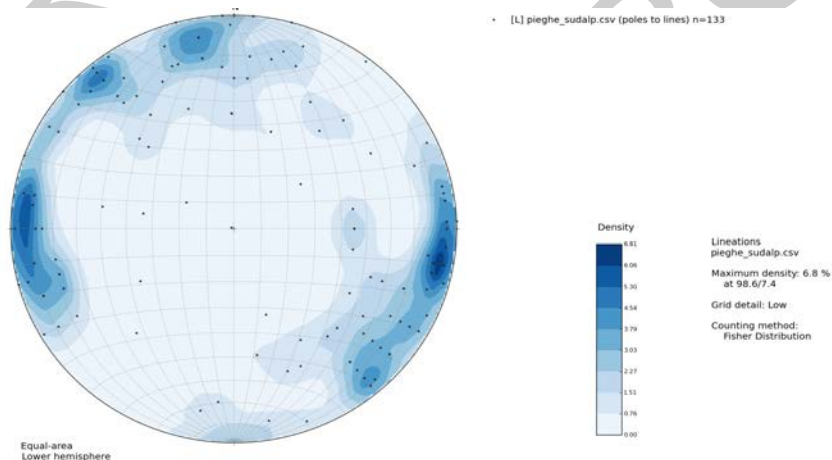


Abb. 80 - Stereographische Projektion der Faltenachsen in der permo-mesozoischen Abfolge. Man erkennt zwei deutliche Bereiche mit der größten Dichte an Punkten, zum einen Ost-West gerichtete Achsen der neogenen Kompressionen, zum anderen die NNW-SSE gerichteten Faltenachsen der paläogenen Phase.

### 2.4.3. - Tektonische Hauptstrukturen

Nachfolgend wird auf die wichtigsten Störungen im Bereich der südalpinen Sedimentabfolge eingegangen; dabei wird kurz die Entwicklungsgeschichte der Strukturen beschrieben. Verlauf und Kinematik der Störungslinien sind in der Tektonischen Übersicht auf der Geologischen Karte dargestellt.

#### 2.4.3.1. - Plätzwiesen-Linie

Die Plätzwiesen-Linie stellt eine der wichtigsten tektonischen Strukturen im Blatt Toblach dar. Diese Störung kann über eine Länge von mindestens 20 km verfolgt werden und erstreckt sich vom Altpragstal/*Valle di Braies Vecchia* im NW bis nach Schluderbach/*Carbonin* im SE, nahe der südlichen Blattgrenze. Im südlich angrenzenden Blatt 029 *Cortina d'Ampezzo* verbindet sich die Plätzwiesen-Linie mit dem Ansei-Überschiebungssystem (*Ansei Thrust System*, CAPUTO, 1996, *Linea del Pian di Serra*, CASTELLARIN, 1981) über eine diffuse Transferzone im Bereich des Beckens von Misurina. Bereits OLGIVIE GORDON (1934) war der Auffassung, dass der Großteil der Verkürzung entlang der Plätzwiesen-Linie im Bereich der Ansei-Überschiebungszone aufgenommen wird. In der Folge haben LEONARDI (1967) und CASTELLARIN (1981) diese Linie als steilstehende Störung nach Süden (Forcella Vanedel-Linie) fortgesetzt und mit der Antelao-Linie verbunden.

Die Störung zeigt einen leicht bogenförmigen Verlauf von NW nach SE und fällt mit 30° bis 60° nach NE ein. In den Bereichen mit größerem Versatz (Brüggele/*Ponticello*) wurden die Wengen-Formation und die St. Kassian-Formation der Dürrensteinberge über den Hauptdolomit der Hohen Gaisl-Gruppe geschoben. Hier beträgt der vertikale Versatz mindestens 1000 m und die Verkürzung wurde auf ca. 3,5 km geschätzt (CAPUTO, 1997). Der tektonische Kontakt ist in den meisten Fällen durch Hangschutt oder Wiesenflächen bedeckt und tritt nur in vereinzelt aufgeschlüssen auf: am Heimwaldkofel/*M. Selva* im Altpragstal/*Valle di Braies Vecchia*, am Knollkopf/*Col Rotondo dei Canopi* beim Nebengipfel 2.106 m sowie entlang der Forststraße von Schluderbach zu den Plätzwiesen.

Im Hangenden der Linie treten Beckenabfolgen des Ladin-Karn auf, die von überkippten, W-SW-vergenten Falten im Meter- bis Zehnermeter-Bereich (gesteinsabhängig) deformiert werden; daneben kommen sekundäre Zweigüberschiebungen parallel zur Hauptlinie vor. In einigen Gebieten kann man auch Rücküberschiebungen (Knollkopf - Stollabach/*Rio di Stolla*) und örtlich Klippen der St. Kassian-Formation über dem Hauptdolomit (Postmeisteralm/*Malga Posta*) erkennen.

Im Liegenden der Linie ist der Hauptdolomit durch Duplexstrukturen bzw.

übereinander geschachtelte tektonische Schuppen mit großen Verfaltungen im Hundertermeter-Bereich gekennzeichnet (siehe Profilschnitt A-A' auf der Geologischen Karte). Am besten kann man diese Strukturen entlang der Straße von Brüggele zur Rossalmhütte/*Malga del Cavallo* erkennen. Am NW-Hang der Rauhen Gaisl/*Croda Scabra* und an den dahinter liegenden Wänden erkennt man tektonische Schuppen aus Hauptdolomit und den aufliegenden Graukalken, die im Inneren verschiedenst verfaltet sind. So tritt zum Beispiel an der Wand der Rauhen Gaisl eine große Synklinalfalte mit subvertikaler Achsenebene und N300/10 gerichteter Achse auf (Abb. 81). Diese Schuppenstruktur kann über den ganzen Nordhang der Kleinen Gaisl/*Piccola Croda Rossa* und der Hohen Gaisl verfolgt werden und entspricht den Überschiebungen von Schlechtgaisl/*Crodaccia*, Gumpalspitzen/*Cime Campale* und *Costa del Pin* (Abb. 82).

Nach Norden wird die Plätzwiesen-Linie im Bereich des Heimwaldkofel durch eine bogenförmige, E-W gerichtete Seitenverschiebung abgeschnitten. Ihre Fortsetzung weiter nordwärts ist komplex und nicht gesichert; sie könnte mit den Überschiebungen und Verdoppelungen im Bereich der ladinisch-karnischen Abfolgen von Sarlriedl/*Passo Serla*, Sarlalm/*Malga Saar* und Lungkofel/*Monte Lungo* in Verbindung stehen. Die höchste dieser Überschiebungsbahnen geht ohne erkennbare Unterbrechungen in die Sarkofel-Linie über. An der südwestlichen Basis des Lungkofels sind die ladinisch-karnischen Abfolgen im Hangenden der

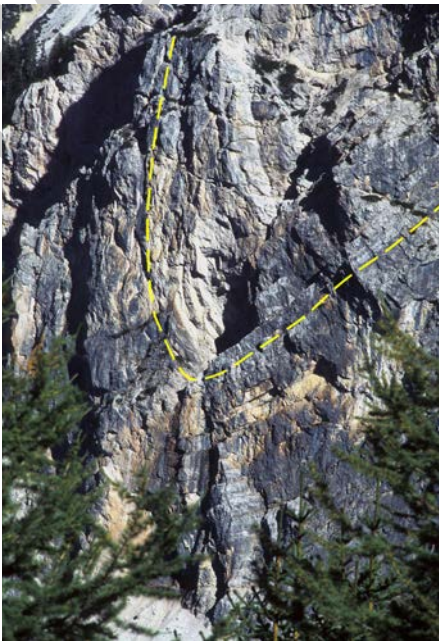


Abb. 81 - Westwand der Rauhen Gaisl/*Croda Scabra* mit einer großen engen Synklinale (ca. 250 m hoch) im Hauptdolomit im Liegenden der Plätzwiesen-Linie.



Abb. 82 - Nordwestwand der Costa del Pin (2680 m ü.d.M.). Durch liegende Falten verformte Kalke (Graukalk-Gruppe) im Liegenden einer Duplexstruktur an der Plätzwiesen-Linie. (Foto Kathrin Lang)

Überschiebung zu einer Rampen-Antiklinale mit ca. NW-SE gerichteter Achse gefaltet. Antiklinale und Überschiebung wurden später durch eine Synklinale mit E-W gerichteter Achse verfaultet. Im Endergebnis zeigt sich das Lungkofel-Gebiet als eine riesige Interferenzstruktur (Abb. 83).

Wie fast alle Deformationsstrukturen im Blatt Toblach, weist die Plätzwiesen-Linie eine mehrphasige Entwicklungsgeschichte auf. Im Lauf der paläogenen Kompression bildete die Linie den Stirnbereich einer W-SW-vergenten Überschiebung, die im Nordosten mit der Sarkkofel-Linie verbunden war. Die Sarkkofel-Linie könnte dabei die laterale Rampe im Norden darstellen. In den darauffolgenden neogenen Kompressionsphasen wurde die Plätzwiesen-Linie als dextrale Seitenverschiebung reaktiviert und stellte ihrerseits die linke seitliche Rampe der Nord-vergenten Überschiebung an der Sarkkofel-Linie dar. Auf der Geologischen Karte wurde der paläogenen Überschiebungskinetik größere Bedeutung beigemessen und die Plätzwiesen-Linie als solche dargestellt.



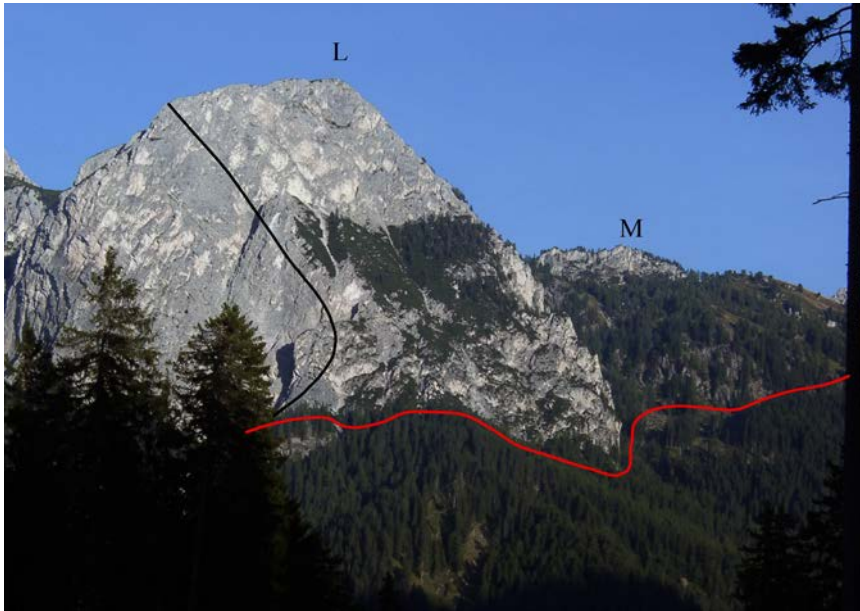


Abb. 83 - Südwesthang des Lungkofels/M. Lungo (L) und Rücken der Messnerköpfe/P.ta del Monego (M). An der Wandbasis beißt die Überschiebung aus (rote Linie), die den Kontakt zwischen den karbonatisch-terrigenen Abfolgen der Wengen-Formation und St. Kassian-Formation im Liegenden (Aufschlüsse im Wald) und dem Oberen Sarldolomit im Hangenden bildet; die Mehrmeter mächtigen Schichtbänke des Oberen Sarldolomits beschreiben eine Rampenantiklinale (schwarze Linie). Antiklinale und Überschiebung wurden anschließend durch eine Falte mit ca. E-W gerichteter Achse deformiert.

#### 2.4.3.2. - Sarlkofel-Linie

Die Sarlkofel-Linie (PIA, 1937; LEONARDI, 1967) stellt eine komplexe Deformationsstruktur in den Sedimentabfolgen im nordöstlichen Blattbereich dar. Sie kann vom Lungtal/Valle Lunga (Altpragstal) im Westen bis über die östliche Blattgrenze hinaus verfolgt werden. Sie tritt kontinuierlich an der nordwestlichen Basis des Lungkofels und entlang der gesamten Nordflanke des Sarlkofels auf. Des Weiteren kommt sie noch am Nordhang des Gantkofel/Cima Ganda vor. Sie entspricht einer flachen Nord-vergerten Überschiebung, die vorherige tektonische Strukturen reaktiviert bzw. abschneidet; die Sarlkofel-Linie wird zudem von zahlreichen vertikalen Seitenverschiebungen versetzt.

Im Hangendblock tritt die Sedimentabfolge von der Bellerophon-Formation bis zum Oberen Sarldolomit auf, mit zusehends älteren Formationen von Westen in Richtung Osten. Begleitstörungen bzw. Zweigüberschiebungen (*splay*) treten

bereichsweise sowohl im Liegenden, als auch im Hangenden der Hauptüberschiebung auf. Deren Entwicklung geht oftmals auf den Übergang von ursprünglichen Plattform- zu Beckenbereichen, bzw. auf paläogeographische und paläotektonische Faktoren zurück.

Östlich des Toblacher Sees treten im Liegendblock von Osten nach Westen die Abfolgen von der Bellerophon-Formation bis zu den dolomitisch-mergeligen Sedimenten der Gracilis-Formation (GLS<sub>a</sub>) auf. Im Westen des Toblacher Sees findet sich im Liegenden der Überschiebung die Abfolge von der Bellerophon-Formation bis zur Wengen-Formation. Die Wengen-Formation zeigt hier ab dem Pelsonium eine reine Beckenfazies, die im Hangendblock nicht vorkommt. Die Gesteinsabfolgen der Werfen-Formation und der anisich-ladinischen Beckenformationen sind mehrfach verfaultet; sie zeigen neogene Falten mit E-W-Achse in Übereinstimmung mit der Überschiebung sowie ältere Falten mit N-S-Achse, die unterschiedlich verfaultet, abgeschert und versetzt wurden.

Im Gesamtbild zeigt die Sarkkofel-Linie ebenfalls eine mehrphasige Deformationsgeschichte. Der Verlauf der Nord-vergenten Überschiebung (neogene Phase) wird durch die ursprüngliche Ablagerungsgeometrie der Sedimentkörper sowie durch die älteren Falten und Überschiebungen der NE-SW-Einengung der paläo-



Abb. 84 - Überschiebung der Sarlkofel-Linie (rote Linie) am Nordhang des Sarlkofels/Monte Serla (Troge Klamme/Canalone Fontana). Die Schichten der Werfen-Formation im Liegenden sind mit ca. N-S Achse verfaultet und werden deutlich durch die Überschiebungsbahn abgeschnitten, entlang welcher die anisische Abfolge (Gracilis-Formation, Kalke von Coll'Alto, Monte Rite-Formation und Oberer Sarldolomit) Richtung Norden verschoben wurden.

genen Phase beeinflusst. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass ein Teil der Sarkofel-Linie im Paläogen als nördliche Seitenrampe für die Plätzwiesen-Linie diente. Die Interferenz der Strukturen aus beiden Phasen erklärt die oftmals im Gelände beobachteten, anomalen Lagerungsverhältnisse mit jüngeren Gesteinen über älteren (Abb. 84).

#### 2.4.3.3. - Grünwaldtal-Linie

Die Grünwaldtal-Linie ist auch als *Linea di Fossedura* (CASTELLARIN, 1981) bekannt. Es handelt sich um eine tektonische Struktur im nordwestlichen Abschnitt der permo-mesozoischen Abfolge, die im gleichnamigen Tal aufgeschlossen ist. Sie zeigt einen W-E-Verlauf und fällt sehr steil bis subvertikal nach Süden ein. Sie entspricht der östlichen Fortsetzung der Nord-vergenten Hauptaufschiebung der Pikulein-Linie (CASTELLARIN, 1981), einem nordöstlichen Zweig der Villnöß-Linie (LEONARDI, 1967). Die Grünwaldtal-Linie kann Richtung Osten bis zur Grünwaldalm/*Malga Foresta* verfolgt werden, wo sie durch eine sinistrale divergente Seitenverschiebung abgeschnitten wird. Die Grünwaldtal-Linie kann im Gelände nur im westlichen Randbereich anhand eines metermächtigen Kataklastitbandes ausgemacht werden. Längs der Talachse wird sie hingegen von

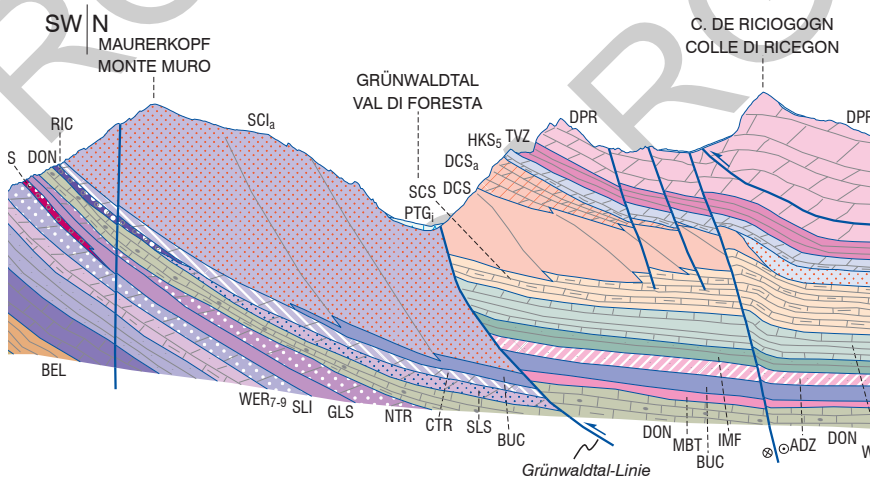


Abb. 85 - Auszug aus dem Profilschnitt D-D' der Geologischen Karte. Die Grünwaldtal-Linie markiert einen Übergang, der im Anis und Ladin eine Grenze zwischen Plattform im Norden und einer Beckenzone im Süden darstellte; die geneigte Fläche des Riffhanges diente in der nealpinen Phase als Rampe der Nord-vergenten Aufschiebung.

mächtigen Schuttablagerungen bedeckt.

Im Hangenden sind Riffhangablagerungen des Kassianer Dolomits von *Cima di Campo* zu erkennen. Diese überschieben die Gesteine der Riffhangfazies bzw. Plattformränder der Schlern-Formation im Liegenden, die am Flatschkofel/*Col Vallaccia*, Mauerkopf/*M. Muro* und Hochalpenkopf/*Cima dei Colli Alti* abgeschlossen sind. Der besondere stratigraphische Aufbau im Liegenden und im Hangenden der Überschiebung (Abb. 85) geht auf die ursprünglichen geometrischen Verhältnisse (Plattform und Becken) der Sedimentkörper bzw. die triassische Paläomorphologie zurück und deutet auf eine riesige Verkürzung in N-S Richtung hin. Andererseits könnte ein Versatz in einem solchen Ausmaß auch über eine bedeutende Seitenverschiebungs-Komponente erklärt werden.

Obwohl die Grünwaldtal-Linie keine großen Strukturelemente aufweist, unterbricht sie eine Reihe von quer verlaufenden Strukturen; dies belegt Bewegungen entlang dieser Störung während der jüngeren Deformationsphasen (CAPUTO, 1997).

#### 2.4.3.4. - Val Salata-Linie

Die Val Salata-Linie kann vom Nordhang des Muntejela de Senes/*M. Sella di Senes* (Abb. 86) bis nach Schluderbach verfolgt werden, bzw. zusammen mit der Plätzwiesen-Linie noch weiter in Richtung Süden. Im Gelände fehlen in der Regel Aufschlüsse zur Bewertung einer Hierarchie der beiden Linien; in der Darstellung auf der Karte wurde angenommen, dass die Plätzwiesen-Linie älter sei (zumindest in der Hauptkompression). Die Val Salata-Linie verläuft relativ geradlinig von NW nach SE und fällt subvertikal nach NE ein. Im Abschnitt der Hohen Gaisl biegt sie in Richtung WNW-ESE um und zeigt in der Karte einen mehrfach geschwungen Verlauf; hier fällt sie mit  $55^{\circ}$ - $60^{\circ}$  ein und zeigt eine dextrale transpressive Kinematik. Die Aufschlüsse längs dem Val Salata zeigen kataklastische Bänder von einigen Zehnermetern Mächtigkeit im Hauptdolomit, während die Graukalke von mittelsteil nach N50 einfallenden Kluftscharen durchzogen sind.

Von der westlichen Blattgrenze bis nach Schluderbach ist im Hangenden der Hauptdolomit vorhanden. Von Schluderbach in Richtung Osten (Höhlensteintal - *Val Popena Bassa*) kommen hingegen aufgrund der paläogenen Plätzwiesen-Linie der Kassianer Dolomit und zum Teil auch die St. Kassian-Formation vor. Im Liegenden kann man die Abfolgen von der Obertrias bis in die Kreide erkennen, die in unterschiedlichem Ausmaß und Maßstab (Meter- bis Kilometerbereich) von Falten gekennzeichnet sind.

Eine Betrachtung der kleineren Strukturen zeigt im Bereich zwischen Muntejela de Senes und *Campo Croce* flache, synthetische Riedelflächen, die nach N40 einfallen und von Störungen parallel zur Hauptstruktur sowie von abgestuften *en*

*écheleon* Falten in den Graukalken begleitet werden. Diese Falten liegen im Hundertermeter- bis Kilometerbereich und zeigen subhorizontale, E-W streichende bis flach nach N100 einfallende Faltenachsen (Abb. 87) bzw. Strukturen in Übereinstimmung mit blinden Überschiebungsmechanismen.

Weiter südöstlich, zwischen *Campo Croce* und Im Gemärk, dreht die Störung nach WNW-ESE und geht in eine transpressive Seitenverschiebung über.



Abb. 86 - Blick von Südosten aus auf die Val Salata-Linie (rot) zwischen Campo Croce (Bildmitte) und Muntejela de Senes/M. Sella di Sennes im Norden. Die Schichten der verfalteten, kretazischen Abfolgen mit ca. E-W gerichteter Faltenachse sind in schwarz angedeutet.



Abb. 87 - Westhang des Muntejela de Senes/M. Sella di Sennes. Infolge der neogenen Bewegung entlang der Val Salata-Linie (1), entwickelten sich im Hauptdolomit flache, blinde Überschiebungsbahnen (2), die in den darüber liegenden Kalken zu einer Rampen-Antiklinale führten.

Im Hangenden erkennt man eine E-W gerichtete, positive Blumenstruktur (*flower structure*), die den Gipfelbereich der Hohen Gaisl aufpresst (Abb. 88). Diese Blumenstruktur ist ca. 900 m breit und knapp 4 km lang; im Süden wird sie von der Val Salata-Linie begrenzt, im Norden durch eine antithetische, steil nach Süden einfallende Störungsfläche, die durch den Sattel knapp nordwestlich der Hohen Gaisl verläuft. Auf der Karte beschreibt diese Störung einen bogenförmigen Verlauf und verbindet sich bald darauf wieder mit der Val Salata-Linie. Der aufgepresste Gebirgskeil zeigt im zentralen Bereich den maximalen Versatz, der lateral schnell abnimmt und auf null ausläuft. Im Aufschlussmaßstab kann man in den Dolomiten bei *Pala dell'Asco* und *Forcella Colfreddo* Kataklastite und eine Bruchschieferung (*fracture cleavage*) im Dezimeter-Bereich (N190/80) erkennen. Im Zuge der Bewegung entlang der Val Salata-Linie bildete sich im Liegenden eine Kilometer-große Synklinale in den Graukalken mit einer N280/10 einfallenden Faltenachse. Bei *Lerosa-Colfreddo* durchschneidet die Val Salata-Linie - immer im Liegenden - schöne Interferenzmuster vom Typ „Dome und Becken“, die durch aufeinanderfolgende, ca. senkrecht zueinander ausgerichtete Kompressionsphasen entstehen. Im vorliegenden Fall wurden paläogene Falten mit N350/10 einfallender Achse von neogenen Falten mit ca. W-E-Achse verfal- tet; in den Kalken kann man Muldenauspressungen (*out-of-syncline*) und Biegegleitungen (BUTLER, 1982) erkennen, wodurch die Einengung im Falteninneren kompensiert wird (Abb. 89).



Abb. 88 - Blick von NW nach SE auf die positive Blumenstruktur (*flower structure*) der Hohen Gaisl/ Croda Rossa, die mit der dextralen Transpression der Val Salata-Linie einhergeht. Man beachte, wie alle anderen tektonischen Elemente im Süden und im Norden abgeschnitten werden.

Nach Ansicht mehrerer Autoren würden einige Abschnitte der Val Salata-Linie sowie Segmente der parallelen Störungen Val di Rudo-Linie und St. Antonius Joch-Linie die alten, obertriassisch-jurassischen Abschiebungen reaktivieren und invertieren. Für diese Hypothese sprechen gemäß KEIM & STINGL (2000) Gänge innerhalb der Graukalke sowie Brekzienlagen in Übereinstimmung mit der jurassischen Extensionsrichtung (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; DOGLIONI, 1992).



Abb. 89 - Westflanke des Colfreddo. Man erkennt Interferenzmuster vom Typ „Dome und Becken“ in den Kalken, die zuerst durch die paläogene Kompression (Richtung der Faltenachsen ca. N350) und anschließend in der neogenen Phase mit E-W gerichteten Achsen verfaltet wurden. (Foto Kathrin Lang)

#### 2.4.3.5. - St. Antonius Joch-Linie

Die St. Antonius Joch-Linie (LEONARDI, 1965; 1967) tritt in der südwestlichen Blattecke zwischen dem St. Antonius Joch und dem Felizental bei *Ospitale* auf. Es handelt sich um eine Störung von regionaler Bedeutung, zumal sie außerhalb des Kartenblattes bis ins Gadertal/*Val Badia* im Westen reicht bzw. im Osten bis nach Misurina, wo sie sich im Ansiei-Überschiebungssystem verliert (CAPUTO, 1996; NERI *et alii*, 2007). Im Blattbereich Toblach verläuft sie in Richtung WNW-ESE bis E-W und fällt mittelsteil nach Norden ein. Es handelt sich um eine Überschiebung bzw. Aufschiebung (Abb. 90).

Detailuntersuchungen an der Linie ergaben zwei unterschiedliche Bewegungsmechanismen: zum einen eine rein vertikale Kinematik (*dip slip*) im Sinne einer Verkürzung in Richtung NNE-SSW, zum anderen eine schräge Bewegung (dextral konvergent) in Zusammenhang mit einer Hauptspannung  $\sigma_1$  in Richtung NW-SE, welche der letzten tektonischen Phase (Messinium-Pliozän; CAPUTO, 1996; CAPUTO *et alii*, 2010) zugeschrieben wird. Aufgrund der ausgedehnten quartären Bedeckung sind die tektonischen Kontakte nur am St. Antonius Joch und in der Örtlichkeit *Ruoibes de Inze* auf einer Höhe von ca. 1700 m zugänglich. Am St. Antonius Joch steht der Hauptdolomit der Antoniusspitze/*M. Sella di Fanes* in Kontakt zu den Graukalken des Neuners/*Sass dles Nü* und wird durch ein Mehrmeter mächtiges Band von kataklastischem Hauptdolomit und subvertikaler, nach N20 einfallender Bruchschieferung unterstrichen. Am zweiten Aufschlusspunkt überschiebt der Hauptdolomit der Lavinoresgruppe die Scaglia Rossa; der Hauptdolomit ist erneut stark kataklastisch und bildet Bruchflächen, die nach N360 bis N20 einfallen.

Im Abschnitt ab dem St. Antonius Joch über die *Forcella Camin* und bis in den oberen Talbereich zwischen Lavinores und *Antruilles* tritt im Hangenden der Linie die Heiligkreuz-Formation auf, zwischen *Antruilles* und *Ospitale* steht hingegen der Hauptdolomit an. Dieser Gesteinswechsel im Hangendblock ist einer N20W gerichteten, dextralen transtensiven Transferzone zuzuschreiben, die im



Abb. 90 - Blick von Osten nach Westen auf die St. Antonius Joch-Linie zwischen Antruilles (Waldfläche links unten) und Forcella Camin.



Bereich der *Forcella Lavinores* den östlichen Block absenkt. Die Transferzone könnte sich entlang ähnlich verlaufender, jurassischer Abschiebungen ausrichten.

Im Liegendblock der St. Antonius Joch-Linie steht eine obertriassisch-kretazische Sedimentabfolge an, die sehr komplex und ausgeprägt gegliedert ist. Der Grund für diese komplexen geometrischen Verhältnisse ist der Reaktivierung und Überschneidung von prä-existierenden, triassisch-jurassischen Strukturen sowie der Interferenz mit paläogenen Faltenstrukturen geschuldet (DOGLIONI & STORPACES, 1990). Daneben finden sich untergeordnete Strukturen (Zweigverwerfungen, Duplexstrukturen, Falten) im Zusammenhang mit der Hauptstörung (Abb. 91).



Abb. 91 - Übersicht auf die St. Antonius Joch-Linie von der Antonius Spitze/M. Sella di Fanes aus aufgenommen. In den Grauen Kalken des Neuners/Sas dles Nu erkennt man abgestufte Falten, die en échelon zur Störung ausgerichtet sind; im Vordergrund der stark tektonisierte Hauptdolomit.

#### 2.4.4. - Untergeordnete tektonische Strukturen

##### 2.4.4.1. - Die Klippe der Roten Wand und Kleinen Gaisl

Die Klippe der Roten Wand und Kleinen Gaisl liegt zwischen der Berggruppe der Hohen Gaisl im SE und der Hochfläche von Fosses im NW. Diese Struk-

tur wurde von einigen Geologen bereits zu Beginn des vorigen Jahrhunderts beschrieben (KOBEL, 1908). In den 1950er Jahren wurde das Gebiet von ACCORDI (1955; 1957) untersucht, der die Klippe als gravitativ verlagerte Gebirgsscholle interpretierte. Spätere Autoren (DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; DOGLIONI & CARMINATI, 2008) erkannten weiter im Süden, dass diese sogenannten Gipfelüberschiebungen auf West-vergente Überschiebungen im Rahmen der paläogenen Kompressionstektonik zurückzuführen sind. Die Geländeaufnahmen zeigen die komplexe Struktur einer West-vergenten Klippe. Die Abfolgen im Hangenden reichen von den Graukalken bis zur Maiolica und sind stark im Kilometer- bis zum Meterbereich verfault; die Achsenebenen sind geneigt und die Faltenachsen fallen im Mittel mit  $10^\circ$  bis  $42^\circ$  nach N340 ein (paläogene Phase) und wurden anschließend durch neogene Falten mit E-W-Achse deformiert (Abb. 92).

Die neogenen Falten deformieren auch die Basis der Klippe. An der Überschiebungsbahn sind nicht nur die erwarteten WSW-ENE verlaufenden Striemun-



Abb. 92 - Ansicht der westlichen Stirn der Klippe der Roten Wand-Kleinen Gaisl/Remeda Rossa-Piccola Croda Rossa. Neben den Falten mit ca. N-S-Achse (schwarz gepunktete Linie) erkennt man auch Falten mit E-W gerichteter Achse (weiße Linie) der späteren Phase. Die Basis der Klippe ist mit einer roten Linie dargestellt. Oben rechts erkennt man die Hohe Gaisl/Croda Rossa, die durch eine positive Blumenstruktur der Val Salata-Linie (blaue Linie) aufgesprengt wird. Die Val Salata-Linie durchschneidet alle vorherigen Strukturen.

gen zu erkennen, sondern auch Strömungen in Richtung WNW-ESE, die wahrscheinlich auf eine Biegegleitung infolge der neogenen Einengung zurückzuführen sind. Im Gelände kann man Interferenzmuster vom Typ „Dome und Becken“ erkennen, die durch aufeinanderfolgende, ca. senkrecht zueinander ausgerichtete Kompressionsphasen entstehen.

Im Liegenden der Klippe tritt die Sedimentabfolge von den Graukalken bis zu den Puezmergeln auf. Die Graukalke sind im Zehnermeter- bis Meterbereich vefaltet und zeigen kleinere Abscherungen parallel zur Hauptfläche. Die Puezmergel zeigen hingegen Scherstrukturen mit SC-Gefügen, die mit einer West-vergenten Überschiebungskinetik übereinstimmen (Abb. 93); daneben finden sich auch hier Biegegleit-Bewegungen nach Norden und Süden, die der neogenen Faltung zuzuschreiben sind.

Die Überschiebungsfäche ist an den Hängen der Roten Wand und der Kleinen Gaisl kontinuierlich aufgeschlossen. Im Bereich des Sees *Lago Remeda Rossa* und im Gebiet von Fosses wird sie hingegen durch Hangschutt und glaziale Ablagerungen verdeckt. Eine erste Einordnung der Strukturgeometrie im regionalen Maßstab könnte auch eine Verbindung mit der Plätzwiesen-Linie im Osten vermuten lassen; die Klippe wäre demnach das Relikt einer Stirnzone auf einer Flachbahn.



Abb. 93 - Blick auf die Nordflanke der Roten Wand/Remeda Rossa. Die Überschiebungsfäche verläuft an der Basis der oberen Wand; die Kalke im Hangenden sind durch eine West-vergente Falte deformiert.

#### 2.4.4.2. - Die liegende Falte des Col Bechei

Diese Struktur wurde bereits zu Beginn des vorherigen Jahrhunderts beschrieben (KOBBER, 1908; SCHWINNER, 1915; MERLA, 1931; MUTSCHLECHNER, 1932; LEONARDI, 1967). Sie befindet sich in der südwestlichen Blattecke und betrifft die gesamte Berggruppe des Col Bechei bis zum Limosee und nach Großfanès. Sie besteht aus einer großen, liegenden bzw. überkippten Falte mit WSW-Vergenz. Sie ist im oberen Fanestal sichtbar und liegt im Hangendbereich einer flachen paläogenen Überschiebung. In der Folge wurde die Struktur durch zwei neogene, Süd-vergente Überschiebungen verformt bzw. durch die Stirn- und schiefen Seitenrampen, ca. 25° bis 60° geneigt, abgeschnitten (Abb. 95).

Die Besonderheit dieser Struktur ist das Vorkommen am Top der Falte von einer terrigenen Sedimentabfolge (Monte Parei-Konglomerat), die diskordant auf den bereits verfalteten Einheiten abgelagert wurde. Die Süd-vergente Überschiebung im Gipfelbereich involviert hingegen auch das Monte Parei-Konglomerat, wodurch eine relative Altersbestimmung dieser zwei Kompressionsereignisse im Verlauf der Hebung der Alpenkette ermöglicht wird (DOGLIONI & SIORPAES, 1990; KEIM & STINGL, 2000). Die neogene Überschiebung stellt eine vorgesetzte Zweigüberschiebung der St. Antonius Joch-Linie dar und zeigt im Hangenden eine Abfolge aus Hauptdolomit und Graukalken, welche die kretazischen Ab-



Abb. 94 - Falten mit N-S gerichteter Achse, diskordant durch das Monte Parei-Konglomerat (CMP) versiegelt; im Zuge der anschließenden neogenen Kompressionsphase wurde dieser Block verkippt und durch den Hauptdolomit überschoben (gelbliche Wand oben rechts).

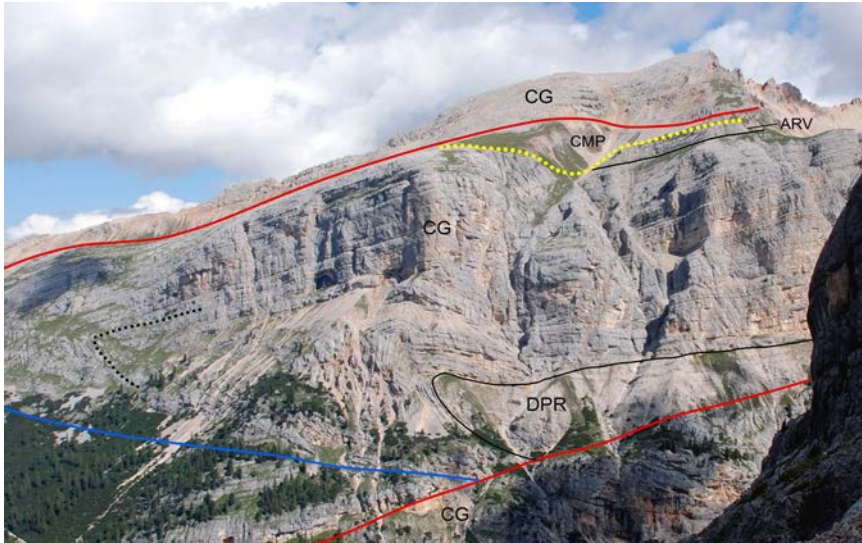


Abb. 95 – Aufnahme aus SW auf die liegende Falte des Col Bechei, die von den neogenen Süd-vergenten Überschiebungen (rote Linien) abgeschnitten wird. Die SW-vergente paläogene Überschiebung (blaue Linie) verläuft am überkippten Schenkel der liegenden Falte. DPR = Hauptdolomit, CG = Graukalke, ARV = Rosso Ammonitico Veronese, CMP = Monte Parei-Konglomerat.

folgen von Antruilles und das Monte Parei-Konglomerat überfährt (Profilschnitt D-D' auf der Geologischen Karte).

Die große, liegende Falte im Hangenden der paläogenen West-vergenten Überschiebung betrifft eine Abfolge aus Hauptdolomit im Faltenkern bis zur Maiolica, die am Limosee auftritt. Die Graukalke bilden den Großteil der liegenden Falte und werden von kleineren Chevronfalten mit gleicher Achse sowie von Rampenfalten (*fault bend-folding*) im Zehnermeter- bis Hundertermeter-Bereich begleitet. Auch die jurassisch-kretazische Abfolge (Graukalke-Scaglia Rossa) drei Kilometer weiter östlich, im Bereich von Antruilles, ist nach Meinung der Verfasser diesem strukturellen System zuzuschreiben.

Im Liegenden der Überschiebung bzw. der liegenden Falte treten erneut Graukalke auf, die allerdings nur im Nahbereich der Überschiebungsfläche stärker verformt sind.

Weiter im Süden kann man an den Felswänden im Talschluss des Fanestals erkennen, wie diese Struktur durch eine Süd-vergente Überschiebung mit ca. 10° nach Norden einfallender Rampe abgeschnitten wird, begleitet von Chevronfalten, Kinkbändern und Zweigüberschiebungen (vgl. Abb. 79c-d).

#### 2.4.4.3. - Die Scherzone zwischen Neunerkofel-Linie und Val Marzon-Linie

Im östlichen Blattbereich tritt eine NW-SE verlaufende, kilometerdicke Scherzone zwischen zwei subvertikalen Störungssystemen auf, der Neunerkofel-Linie im Osten und der Val Marzon-Linie im Westen. Zwischen diesen Randstörungen treten Transferstörungen auf, die auch in Richtung N-S verlaufen; sie zeigen eine transtensive bis rein abschiebende Kinematik und führen zur Entwicklung von negativen Blumenstrukturen (Paternkofel - Toblinger Knoten-Blumenstruktur und Schwalbenkofel-Blumenstruktur) oder Pull-apart Becken. Im Bereich der zugehörigen Nebenstrukturen kann man erkennen, dass dieses System die Süd-vergenten Überschiebungen abschneidet, die entsprechenden Abscherflächen fallen in der Regel mit  $30^\circ$  -  $45^\circ$  nach Norden ein. Somit ist auch in diesem Gebiet eine mehrphasige Deformation dokumentiert, die nach CAPUTO (1997) der neogenen Kompression zugeordnet werden kann.

In der Folge werden die zwei Hauptstrukturen am Rande der Scherzone sowie die bedeutendsten Strukturen im Inneren kurz beschrieben. Wie in anderen untersuchten Blattgebieten, könnten auch in diesem Fall ein Teil der Unregelmäßigkeiten an den Hauptflächen und die Aufnahme von Verformungen durch Zweigverwerfungen auf ältere, paläogeographische oder paläotektonische Strukturen zurückgehen.

##### *Neunerkofel-Linie*

Es handelt sich um ein Störungssystem mit vorwiegendem NW-SE-Verlauf (*Crode Fiscaline Line* von CAPUTO, 1997), das die Sextner Dolomiten auf einer Länge von ca. 10 km quert. Das Störungssystem scheint sich nach SE in der *Croda dei Toni*-Gruppe fortzusetzen (NERI *et alii*, 2007). Die Kinematik entspricht zum Großteil einer dextralen Seitenverschiebung, was am nördlichen Ende durch „Pferdeschwanz“-Strukturen („Schachtelhalm“, *horsetail faults*) unterstrichen wird. Im mittleren Abschnitt, zwischen Haunold/*Rocca die Baranci* (2966 m) - Dreischusterspitze/*Cima dei Tre Scarperi* (3145 m) im NE und Ebenkofelgruppe/*Cime del Piano* - Passportenkofel/*Croda del Passaporto* im SW, ist überwiegend eine transtensive Kinematik zu erkennen, wodurch gelängte Blöcke in Richtung SW abgesenkt werden (Abb. 96).

##### *Val Marzon-Linie*

Die Val Marzon-Linie ist subvertikal ausgerichtet und verläuft ca. in Richtung NW-SE. Die Kinematik entspricht zum Großteil einer dextralen Seitenverschiebung, wobei auch eine Abschiebungs-Komponente vorkommt, welche den östlichen Block nur leicht absenkt. Die Störung kann weiter südlich im Bereich des *Valle Anisei* (außerhalb der Blattgrenze) und bis zur Westseite der Drei Zinnen gut

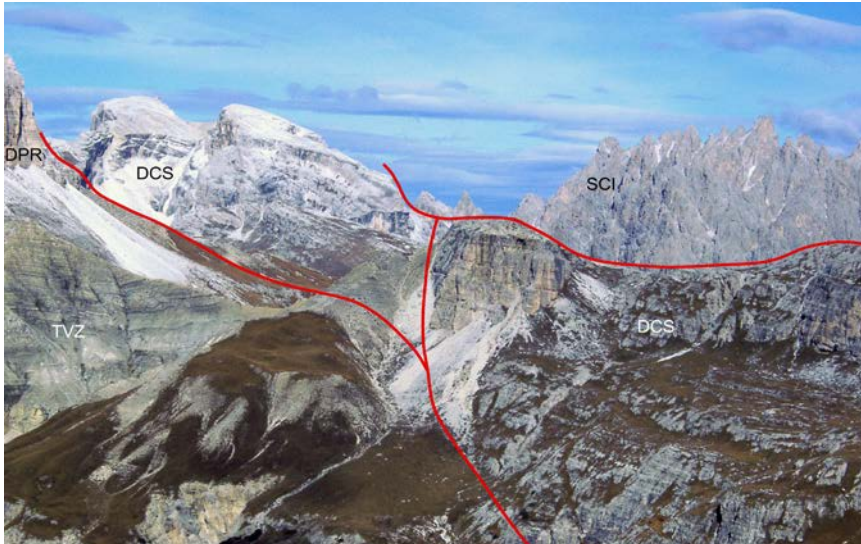


Abb. 96 – Gelängte und abgesenkte Blöcke in der Scherzone im Südwesten der Neunerkofel-Linie. Der Haunold/Rocca dei Baranci mit der Schlern-Formation (SCI, oben rechts) bildet das Hangende der Linie; die Ebenekelgruppe/Cime del Piano mit dem Kassianer Dolomit (DCS) und der Heiligkreuz-Formation (Bildmitte) sowie der Schwabenalpenkopf/Torre dei Scarperi mit der Travenanzes-Formation (TVZ) und dem Hauptdolomit (DPR, links) bilden den Liegendbereich.

verfolgt werden (NERI *et alii*, 2007); nach Norden kann sie auf der rechten Seite des Höhlensteintals durch zahlreiche Zweigstörungen mit mehrphasiger, sinistraler wie dextraler Kinematik ausgemacht werden. Westlich des Höhlensteintals sind in den Berggruppen von Nock/*Il Dosso*, Kasamutz/*Casamuzza* und Sarlkofel/*M. Serla* ebenfalls noch Störungen mit gleicher Richtung und mehrphasiger Kinematik vorhanden; diese versetzen hier die Sarlkofel-Linie und könnten in den letzten neogenen Phasen deren Fortsetzung nach NW darstellen.

#### *Paternkofel-Toblinger Knoten-Blumenstruktur*

In der südöstlichen Blattecke ist im Bereich von Paternkofel und Toblinger Knoten eine negative Blumenstruktur innerhalb der beschriebenen dextralen Scherzone vorhanden. Die negative Blumenstruktur zeigt einen NNW-SSE bis N-S gerichteten Verlauf und wird im Osten durch die Neunerkofel-Linie bzw. im Westen durch die Paternkofel-Linie begrenzt. Letztere besteht aus mehreren, N-S und NNW-SSE streichenden, steil nach Osten einfallenden Segmenten. Die Kinematik ist vorwiegend transtensiv, wodurch der östliche Hauptdolomit-Block von Toblinger Knoten und Paternkofel abgesenkt und bei der Drei-Zinnen-Hütte/*Rifugio Locatelli* neben die Travenanzes-Formation oder noch ältere Einheiten gestellt wird.

### *Schwalbenkofel-Blumenstruktur*

Im mittleren Abschnitt der Scherzone zwischen Neunerkofel-Linie und Val Marzon-Linie tritt eine weitere, bedeutende negative Blumenstruktur auf. Sie reicht vom Bullkopf/*Cima Bulla* im Norden über den Schwalbenkofel/*Croda dei Rondoi* bis zum Rautkopf/*M. Rudo* im Süden. Die Struktur verläuft in Richtung NNW-SSE und wird von subvertikalen Störungssystemen mit zweiphasiger Kinematik (Dip-slip und Seitenverschiebung) begrenzt. Diese gestaffelten Randstörungen fallen auf der Westseite nach NE ein, auf der Ostseite antithetisch nach SW, und senken den zentralen Block aus Hauptdolomit sukzessive ab. Der Hauptdolomit steht dadurch im Osten und im Westen in Kontakt mit älteren Einheiten (Schlern-Formation, Kassianer Dolomit, Heiligkreuz-Formation und Travenanzes-Formation. Die Blumenstruktur ist ca. 3 km breit und kann auf einer Länge von ca. 8-9 km verfolgt werden. Richtung Norden verzweigt sich die Störungszone immer stärker und die Versätze nehmen zusehends ab und werden auf die Neunerkofel-Linie übertragen. Im Süden hingegen vereinen sich die einzelnen Störungsstränge und gehen in die Val Marzon-Linie über. Der abgesenkte Hauptdolomitblock ist zusätzlich durch mehrere Überschiebungen gekennzeichnet, die an den Felswänden gut zu erkennen sind. Die Überschiebungsfelder sind flach nach Norden geneigt und werden von den Randstörungen der Blumenstruktur sowie von deren Zweigstörungen durchtrennt. Entsprechend geht die Einengung im Ursprung der Überschiebungen zeitlich der negativen Blumenstruktur voraus.

In der südlichen Fortsetzung der Schwalbenkofel-Blumenstruktur kommt entlang der Val Marzon-Linie eine weitere negative Blumenstruktur vor; diese betrifft den Katzenleiterkopf/*Croda dell'Arghena*, im Bereich zwischen dem M. Piana und den Drei Zinnen. Auch in diesem Fall wird der Gipfelbereich aus Hauptdolomit stark abgesenkt und in Kontakt zum Kassianer Dolomit des Markussteins/*Scoglio di S. Marco* im Westen bzw. zur karnischen Abfolge von *Longeres* im Osten gesetzt. Innerhalb der Blumenstruktur kann man an den Felswänden des Hauptdolomits Süd-vergente Überschiebungen erkennen, deren Überschiebungsfelder mit ca. 30° nach Norden einfallen und von den Randstörungen der Struktur abgeschnitten werden.

#### 2.4.4.4. - Herrstein-Störungssystem

Im mittleren, nördlichen Blattbereich tritt zwischen Altpragstal und Pragser Tal ein Schwarm von sinistralen Seitenverschiebungen mit einer Abschiebungskomponente auf. Der Verlauf ist vorwiegend NNE-SSW gerichtet. Diese Störungen durchschneiden sowohl die Sedimentbedeckung, als auch das südalpine metamorphe Grundgebirge. Sie erstrecken sich von Fosses im Süden bis ins Pustertal im Norden, wo sie sich im Grundgebirge verlieren und scheinbar nicht bis



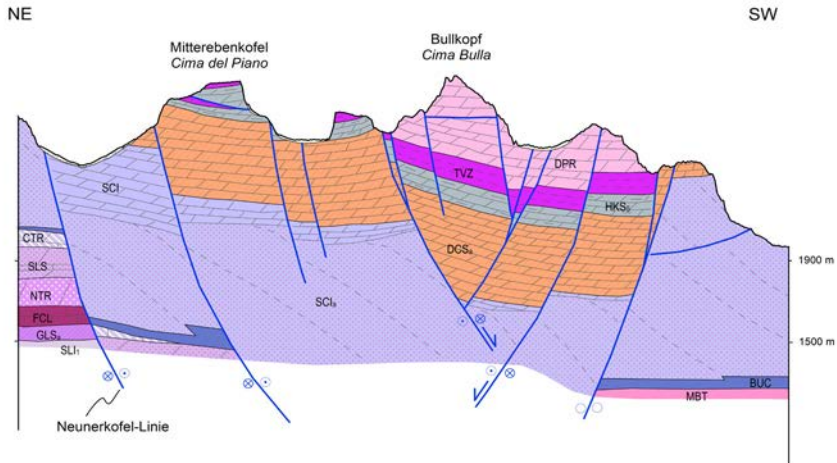


Abb. 97 - Geologischer Schnitt durch die negative Schwalbenkofel-Blumenstruktur. Legende wie auf der Geologischen Karte.

zur Pustertal-Linie (Insubrisches Lineament) reichen.

Diese Störungen zeigen einen Versatz von einigen Hundertermetern, der vor allem in den Gebieten mit Sedimentabfolgen vom Perm bis zum Anis gut zur Geltung kommt. Auf der Karte sind viele dieser Störungen gekrümmt und biegen von ca. N-S im Süden bis auf NNE-SSW im Norden um. Diese Richtungsänderung wird auch kinematisch unterstrichen: im Süden überwiegt die Abschiebungskomponente mit einer Absenkung des jeweils östlichen Hangendblocks; im Norden nimmt die sinistrale Seitenverschiebung Überhand. Diese Störungen entsprechen relativ jungen Strukturen und versetzen auch die Nord-vergente Kompressionsstrukturen der nealpinen Phase, wie z.B. die Grünwaldtal-Linie.

### 3. - ÜBERBLICK ZUR NEOTEKTONIK (C. Morelli)

Im Blatt Toblach wurden bisher keine aktiven Störungen oder Verwerfungen in den quartären Ablagerungen beschrieben. Die seismische Aktivität in der Region kann insgesamt als äußerst niedrig eingestuft werden (siehe Abschnitt 1 in Kap. VII).

Im Rahmen der Kartierung des vorliegenden CARG-Blattes wurden erstmals steile Störungsflächen in den quartären Ablagerungen beschrieben. Insbesondere die Konglomerate des Welsberg-Synthems am Ausgang des Gsieser Tals/Val

*Casies* im Nordosten von Welsberg/*Monguelfo*, zwischen der Burgruine Thurn und Schloss Welsberg/*Castel Monguelfo*, sind von zahlreichen NE-SW gerichteten, subvertikalen Abschiebungen durchzogen. Der Versatz reicht von wenigen Zentimetern bis zu 60 cm (Abb. 98). Diese Abschiebungen bewirken eine schrittweise Absenkung der südöstlichen Abschnitte gegenüber jenen im Nordwesten. Die Störungsflächen sind besonders gut in den Konglomeraten sichtbar, betreffen aber auch die darunter liegenden quartären Bildungen (Lithofazies a, b und c aus Kapitel V.4.2.1).

Aufgrund der großen Erstreckung und lateralen Kontinuität der Störungsflächen sowie der Miteinbeziehung von alluvialen Fazies kann eine Verformung mit Abschiebungen im Rahmen eines Eisrandmilieus ausgeschlossen werden. Vergleichbare Störungen mit ähnlichem Verlauf und Kinematik (sinistral transtensiv) sind zudem auch im Felsuntergrund vorhanden und wurden in den Phyllitaufrschlüssen am Beginn des Radweges entlang des Gsieserbaches erkannt.

In den Konglomeraten sind die Abschiebungen besonders gut zu erkennen, da hier entlang der Störungsflächen eine stärkere Zementierung stattgefunden hat und somit die Störungsflächen durch selektive Erosion hervorgehoben sind (Abb. 98). Bei näherer Betrachtung der Störungsflächen kann eine Rotation der Klaster gegenüber der ursprünglichen Lagerung ausgemacht werden; die gelängten Klaster sind nun parallel zur Störungsfläche bzw. zur Bewegung ausgerichtet (Abb.



Abb. 98 - Subvertikale Störungen in den Konglomeraten des Welsberg-Synthems; die Störungsflächen werden durch die selektive Erosion hervorgehoben, da sie stärker zementiert sind. Böschungsaufschluss an der Westseite des Burghügels von Schloss Welsberg/*Castel Monguelfo*.

99). All dies deutet auf eine Bewegung bzw. Abschiebung vor der eigentlichen Zementierung der Ablagerung hin.

Die Detailkartierung dieses Bereiches zeigt, dass die Konglomerate am Top des Welsberg-Synthems (Lithofazies d aus Kap. V.4.2.1) am Burghügel von Schloss Welsperg um mindestens 10 m gegenüber jenen im Nordwesten beim Burghügel der Ruine Thurn abgesenkt wurden. Wahrscheinlich verläuft die Hauptstörung im Ursprung der kleinen Abschiebungen entlang des Gsieserbaches, der hier ebenfalls in Richtung NE-SW verläuft.

Das Welsberg-Synthem wurde ins obere Pleistozän und wahrscheinlich ins mittlere Pleistozän gestellt, sodass diese Störungen entsprechend jünger sein müssen. Ein Blick auf die Tektonische Übersicht der Geologischen Karte zeigt, dass Kinematik und Verlauf mit dem wenig weiter südlich auftretenden, vorhin beschriebenen Herrstein-Störungssystem übereinstimmen.

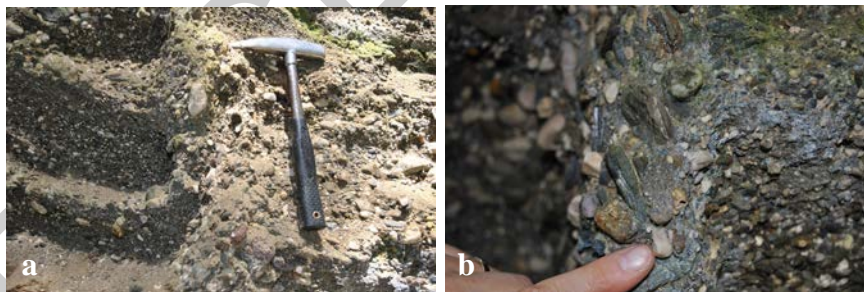


Abb. 99 - Detail der vorherigen Abbildung: a) Umgebogene Schichten an der Störungsfläche mit rotierten Klasten; b) Rotation der gelängten Klasten bzw. Ausrichtung entlang der Störungsfläche und Bewegungsrichtung. Böschungsaufschluss an der Westseite des Burghügels von Schloss Welsperg/ Castel Monguelfo.

PROGETTO

CARG

## VII - TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE

### 1. - SISMIZITÄT UND ERDBEBENGEFÄHRDUNG

(A. Viganò)

Die in der Literatur verfügbaren Unterlagen zur historischen Seismizität in den zentralen Ostalpen (*Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, CPTI15; ROVIDA *et alii*, 2016) zeigen eine ungleichmäßige Verteilung mit einer verstärkten Seismizität im Bereich der Voralpen und der Poebene. Das Erdbeben von Verona (1117 n. Chr.) stellt das bedeutendste dokumentierte Ereignis im gesamten norditalienischen Raum dar (GUIDOBONI *et alii*, 2005).

Im inneren Alpenraum sind nur wenige historische, nicht direkt gemessene seismische Ereignisse bekannt. Jüngere Arbeiten zur historischen Seismizität in Tirol (HAMMERL, 2015) bestätigen dieses Bild. Für den Bereich des CARG-Blattes „Toblach“ und die umliegenden Gebiete sind die seismischen Ereignisse aus dem Katalog CPTI15 (deckt ca. den Zeitraum der Jahre 1000-1980 ab) in der Tabelle 2 zusammengestellt.

Eine messtechnische Überwachung der seismischen Bewegungen wird in der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol seit dem Jahr 2006 durchgeführt. Dazu wurde ein Überwachungsnetz mit eigenen Messstationen eingerichtet. Die insgesamt 7 Stationen (Stand 2016) sind mit dreidimensionalen Breitbandsensoren ausgestattet und erlauben eine laufende Fernübertragung der Daten. Die aufgezeichneten Daten werden mit jenen der anliegenden Überwachungsstationen (siehe Lage der Messstationen in Abb. 100) abgeglichen, ergänzt und ausgearbeitet.

In Abb. 100 ist die Verteilung der messtechnisch erfassten seismischen Ereignisse dargestellt. Die Lage stammt aus dem Seismischen Katalog des *Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale* (OGS). Die Erdbeben decken den Zeitraum der digital verfügbaren Messdaten ab dem 1. Januar 1988

und bis zum 15. August 2016 ab.

Die gemessene Seismizität in der Region (ungefähr 1780 Ereignisse sind in der Abbildung dargestellt) betrifft die oberen Krustenbereiche und vorwiegend die Südalpenfront (Venetische und Friaulische Voralpen), wo auch die heftigsten Erdbeben gemessen wurden (Lokalmagnitude  $M_L > 3.0$ ). In den Dolomiten wurden im besagten Zeitraum hingegen nur vereinzelte Ereignisse aufgezeichnet und maximale Magnituden von ca. 3 gemessen (vgl. VIGANÒ *et alii*, 2015).

Tabelle 2 - Erdbeben aus dem Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15; ROVIDA *et alii*, 2016) mit dem Epizentrum im CARG-Blatt Toblach oder in den umliegenden Gebieten. Die Reihenfolge ist chronologisch. Die Intensität im Epizentrum  $I_0$  wird nach der Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala (MCS) angegeben. Die Momentenmagnitude ( $M_W$ ) wurde in der Regel nicht messtechnisch erfasst (in diesem Fall ist der Messwert angegeben), sondern von makroseismischen Daten abgeleitet.

ID	Datum [dd/mm/yy]	Zeit [hh:mm]	Lat [°N]	Long [°E]	Intensität im Epizentrum [MCS]	Momenten magnitude [-]	Epizentrum [-]
1	01/09/1850	09:45	46.803	11.951	VI	4.6	Pustertal
2	27/05/1862	01:20	46.735	12.384	V-VI	4.8	Sillian
3	11/11/1911	18:09	46.810	12.320	V-VI	4.4	Kalkstein
4	14/05/1930	00:01	46.609	12.347	V-VI	4.9	Cadore

In Tabelle 3 sind alle Erdbeben mit Lokalmagnitude  $M_L \geq 1.8$  mit Epizentrum der Herdflächenlösung im Blattbereich Toblach aufgelistet (vgl. gelber Rahmen in Abb. 100). Es handelt sich um Erdbeben im Pustertal sowie im Dolomitenraum weiter südlich. Die maximale gemessene Tiefe der Epizentren erreicht ca. 17-18 km. Die heftigsten Ereignisse betrafen das Gsieser Tal/*Val di Casies* in den Jahren 1997, 2008 (zwei Ereignisse) und 2013. Das Erdbeben vom September 1997 mit einer Lokalmagnitude von 3,2 ist das stärkste gemessene Erdbeben im Blattbereich.

Basierend auf den jüngsten seismotektonischen und geodynamischen Untersuchungen, geht die Deformation (und Seismizität) in diesem Teil der Alpenkette auf das Vordringen der adriatischen Mikroplatte und auf eine Übergangzone zwischen den drei großen Domänen Adria, Europa und Pannonien zurück (SLEJKO *et alii*, 1989; REINECKER & LENHARDT, 1999; VIGANÒ *et alii*, 2015). Neotektonisch gesehen unterliegt der betroffene Bereich einer generellen Hebung (REINECKER & LENHARDT, 1999). Allerdings wird ein erheblicher Anteil der tektonischen Spannungen von den großen, tektonischen Lineamenten der Alpenkette aufgenommen, wie etwa der Periadriatischen Linie, die somit auf das rheologische Verhalten der Erdkruste Einfluss nehmen (REINECKER & LENHARDT, 1999; CAPORALI *et alii*, 2013; MAROTTA & SPENDORE, 2014).

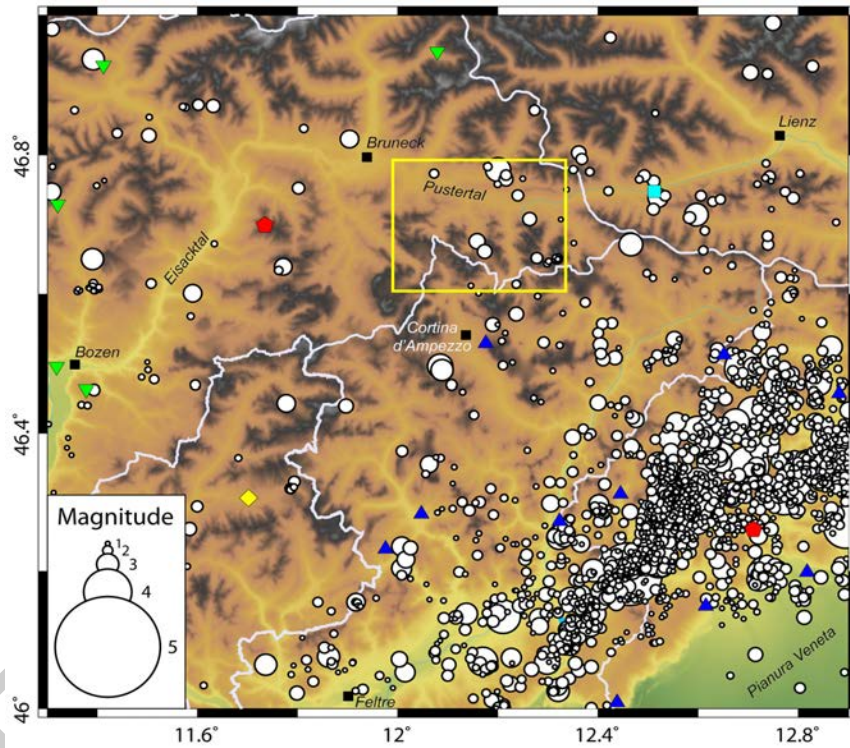


Abb. 100 - Verteilung der gemessenen seismischen Ereignisse (1. Januar 1988 - 15. August 2016) im Dolomitenraum und den umliegenden Gebieten. Der Gelbe Rahmen entspricht dem Kartenblatt Toblach. Die Daten stammen aus dem seismischen Katalog des Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS; [www.crs.inogs.it](http://www.crs.inogs.it)). Daneben sind die seismischen Messstationen der Überwachungsnetze von Südtirol (grüne Dreiecke), Trentino (gelbe Rauten), Österreich (blaue Quadrate), des Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, rote Fünfecke) und des OGS (blaue Dreiecke) dargestellt.

Tabelle 3 - Gemessene Erdbeben mit einer Lokalmagnitudo  $M_L \geq 1.8$  und Epizentrum im Bereich des CARG Blattes Toblach (in chronologischer Reihenfolge; vgl. Abb. 100). Zeitangabe nach UTC (Coordinated Universal Time).

ID	Datum [gg/mm/aa]	Zeit [hh:mm:ss]	Lat [°N]	Long [°E]	Tiefe [km]	Lokalmagnitudo	Ort
1	13/04/1989	09:14:12	46.652	12.277	9.1	2.2	Paternkofel
2	08/04/1990	09:16:37	46.708	12.263	18.3	2.4	Innichen
3	27/04/1990	04:22:44	46.742	12.239	15.5	2.2	Toblach
4	13/07/1997	02:59:12	46.676	12.158	13.8	2.6	Dürrenstein
5	17/07/1997	06:11:33	46.661	12.173	17.0	2.5	Dürrenstein
6	29/09/1997	21:01:34	46.779	12.200	8.2	3.2	Innerpichl (Gsieser Tal)
7	12/08/2008	00:44:19	46.771	12.216	14.3	2.1	Innerpichl (Gsieser Tal)
8	12/08/2008	03:52:23	46.765	12.216	16.8	2.4	Innerpichl (Gsieser Tal)
9	29/01/2011	20:06:35	46.773	12.072	8.3	1.9	Olang- Stausee
10	06/09/2011	22:14:28	46.614	12.236	7.8	1.8	Monte Piana
11	10/06/2013	18:39:20	46.649	12.316	11.7	1.8	Punta dei Tre Scarperi
12	26/07/2013	10:35:41	46.783	12.179	14.1	1.8	Colle di Dentro (Val Casies)
13	13/07/2014	05:35:35	46.651	12.319	11.8	1.9	Dreischuster- spitze

In Abb. 101 ist der Grad der sogenannten seismischen Grundgefährdung dargestellt (definiert in den technischen Bestimmungen zum Bauwesen, *Norme Tecniche per le Costruzioni* NTC, 2008). Die Erdbebengefährdung wird anhand der maximalen erwarteten, horizontalen Beschleunigung im offenen Feld (d.h. ohne Bebauung) und auf festem, ebenem Untergrund ausgedrückt. Auf dieser Grundlage soll eine erdbebensichere Planung im Rahmen der staatlichen Vorgaben (NTC 2008) erfolgen, unter Berücksichtigung der seismischen Einwirkung auch



in Abhängigkeit der Wiederkehrzeit und der Gebäudekategorie (Lebensdauer und Gebrauchsklasse) sowie der lokalen stratigraphischen und topographischen Verhältnisse.

Das Gebiet im Blatt Toblach zeigt Maximalwerte der horizontalen Grundbeschleunigung  $a_g$  auf festem Untergrund (Fels) zwischen 0,050 und 0,100 g, wobei  $g$  der Erdbeschleunigung ( $9.81 \text{ m s}^{-2}$ ) entspricht (Abb. 101). Südtirolweit zeigen die westlichen Landesteile an der Grenze zur Schweiz die höchsten Werte. Ein großer Teil des Landesgebietes ist auf jeden Fall von niedrigen Werten von unter 0,050 g gekennzeichnet (Abb. 101).

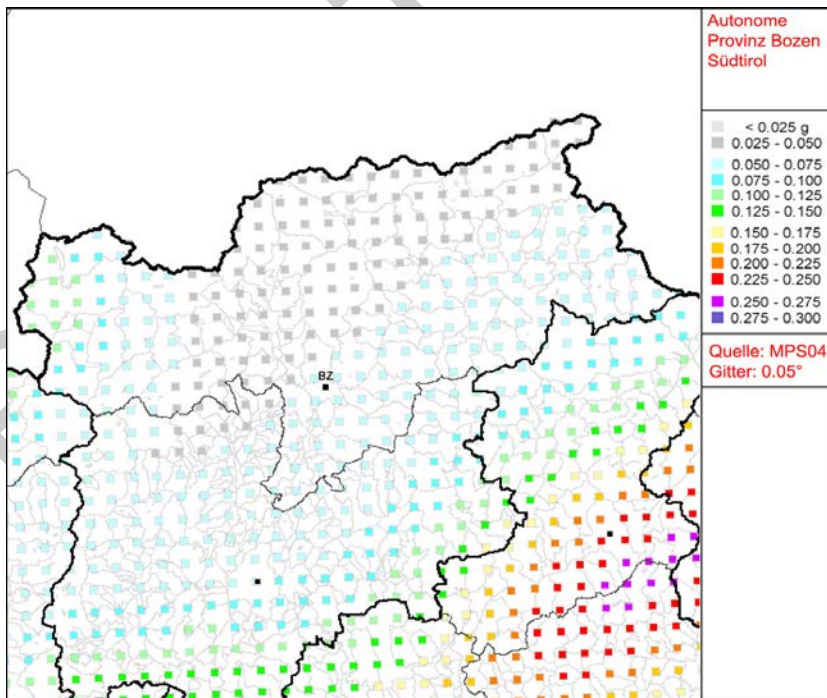


Abb. 101 - Karte der seismischen Grundgefährdung für die Autonome Provinz Bozen-Südtirol, Auszug aus der staatlichen Bezugskarte (GRUPPO DI LAVORO MPS, 2004). Die Werte der Grundbeschleunigung (farblich abgestuft) sind nach einem Raster mit Abstand von  $0.05^\circ$  dargestellt. Die Erdbebengefährdung ist auf eine Wiederkehrzeit von 475 Jahren bezogen (<http://zonesismiche.mi.ingv.it>).

## 2. - HANGSTABILITÄT UND MASSENBEWEGUNGEN

(C. Carraro, C. Morelli, C. Siorpaes & C. Strada)

Das Blatt „Toblach“ umfasst einen Mittel- bis Hochgebirgsbereich und weist aufgrund von großen Höhenunterschieden auf kleinstem Raum ein markantes Höhenrelief auf. Der regionale geologische Bau und die auftretenden tektonischen Strukturen beeinflussen nicht nur die Entwicklung der Täler und das Landschaftsbild, sondern bedingen auch die Verteilung und die Eigenschaften von Massenbewegungen. Rund 60% des Felsuntergrundes im Blatt Toblach besteht aus Gesteinen der Dolomitenabfolge; diese dominieren den südlichen und mittleren Blattbereich. Die restlichen 40% werden vom metamorphen Grundgebirge aufgebaut und beschränken sich auf den nördlichen Teil.

Die Massenbewegungen und ihre Ablagerungen betreffen ca. 3% des Blattgebietes, sind jedoch sehr unregelmäßig verteilt. Ihre Verteilung bzw. Dichte sowie auch die jeweilige Ausdehnung wird von den lithologischen Eigenschaften im Untergrund gesteuert.

Am anfälligsten für diese Phänomene sind die Talflanken um das Pusterer Haupttal mit den phyllitischen Gesteinen des Grundgebirges (knapp 6% des Gebietes ist von Massenbewegungen betroffen) sowie die Bereiche mit plastisch reagierenden Formationen der permo-mesozoischen Abfolge (Wengen-Formation, St. Kassian-Formation und Fernazza-Formation). In diesen Bereichen bilden sich vorwiegend Rutschungen und Fließbewegungen bzw. komplexe Rutschungen aus, auch wenn sie mit festen und kompakten Formationen wechsellagern oder in diese eingeschaltet sind.

Beide Talflanken des Pustertals zeigen abschnittsweise aktive Bewegungen mit teils großen Anbruchnischen und abgesenkten Hangportionen unterhalb davon. Diese Rutschmassen zeigen Geländestufen und Gegenneigungen. Vielfach ist dabei der oberste, verwitterte Bereich des metamorphen Felsuntergrundes betroffen. Diese Verwitterungskruste weist oftmals geotechnische Eigenschaften eines tonreichen Lockergesteins auf und besitzt eine geringe Durchlässigkeit bzw. eine Tendenz, Wasser aufzunehmen und den Porenwasserdruck ansteigen zu lassen.

In den meisten Fällen sind keine Anzeichen von frischen Verformungen zu erkennen, aber bei ungünstigen Witterungsbedingungen bzw. ergiebigen und andauernden Niederschlägen ist eine Reaktivierung durchaus möglich.

In vielen Hangbereichen finden sich seichte Anbrüche und Rutschungen, zu meist in Verbindung mit Erosionsprozessen. Mitunter können sie auch tiefere Bereiche betreffen und ganze Hangabschnitte involvieren; diese tiefgründigen Massenbewegungen sind durch charakteristische Geländekanten, Nackentälchen und Zerrgräben an der Oberfläche gekennzeichnet.

Das ostalpine Grundgebirge ist grundsätzlich weniger anfällig für Massen-

bewegungen; rund 1% des Gebietes ist hier von Massenbewegungen betroffen. Die größten Massenbewegungen betreffen den rechten Hang des Blankentals/*Valle dell'Alpe di S. Silvestro*, bzw. die Phyllite der Thurntaler Einheit und die Paragneise der Antholz-Einheit. Es handelt sich um eine tiefgründige Massenbewegung, die den gesamten Südhang zwischen Marchkinkle/*Cornetto di Confine* und Toblacher Pfannhorn/*Corno di Fana* betrifft und sich nach Süden bis zum Schlichten/*Laste di S. Silvestro* fortsetzt.

Die Dolomiten sind in erster Linie von Felsstürzen und Steinschlagereignissen gekennzeichnet. Diese Massenbewegungen kommen in sehr großer Anzahl vor, betreffen aber flächenmäßig<sup>13</sup> nur etwa 3% des Gebietes und sind sehr unregelmäßig verteilt. Die größte Dichte an Massenbewegungen besteht in den ton- und mergelreichen, anisischen und ladinischen Abfolgen. Besonders große Rutschungen betreffen das untere Altrapgstal im Bereich der Wengen-Formation. Die gesamte rechte Talflanke bei der Sarlalm/*Malga Saar* zwischen den Messnerköpfen/*P.ta del Monego* und dem Kirchler Schroppen/*Rocce della Chiesa* ist durch Rutschungen gekennzeichnet; diese zeigen unterschiedliche Aktivität und Bewegungsraten und sind zum Teil miteinander verschmolzen. Weiter talabwärts ist auf der orographisch linken Talseite der Südosthang des Aschtspitz/*M. Riva* in eine komplexe Massenbewegung verwickelt.

Im Blattbereich kommen zudem Translationsrutschungen und Felsgleit-Phänomene vor. Diese werden in erster Linie durch einen Aufbau mit Schichten, die in Hangrichtung einfallen, begünstigt und treten z.B. nördlich der Limospitze/*Cima di Limo* und östlich des Crosc del Grisc/*Croce del Gris* (Hohe Gaisl-Gruppe) auf.

Felsstürze ereignen sich meist in den karbonatischen Gesteinen und werden durch den tektonischen und stratigraphischen Bau begünstigt, wobei der Grad der Zerklüftung eine wesentliche Rolle spielt. Wechsellagerungen von kompakten (Schlern-Formation, Kassianer Dolomit, Hauptdolomit und Graukalke) und weichen (Wengen-Formation, St. Kassian-Formation und Fernazza-Formation), Gesteinen sowie talwärts geneigte Schichtflächen oder besondere morphologische Bedingungen (Steilwände) führen oftmals zu Felsstürzen mit anfänglichen Kippmechanismen. Ein laterales Driften (Block-Driften, *lateral spreading*) wurde im Gegensatz zu anderen Dolomitenbereichen im Blatt Toblach nicht festgestellt, weder in der CARG Kartierung, noch in der Literatur und in Archiven und Datenbanken.

Die größten Bergsturzmassen bzw. Rock Avalanches wurden bereits im Kapitel zu den Quartären Ablagerungen beschrieben (siehe Kap. 4.4.2.6.).

In der jüngeren Vergangenheit lösten solche Ereignisse ein großes Medien-

---

13 Da sich die Sturzmassen in der Regel nicht weit erstrecken bzw. oftmals nicht vom Hangschutt unterschieden werden können, ist die flächenmäßige Verbreitung der Ablagerungen deutlich geringer als die potentiellen Ablösebereiche.

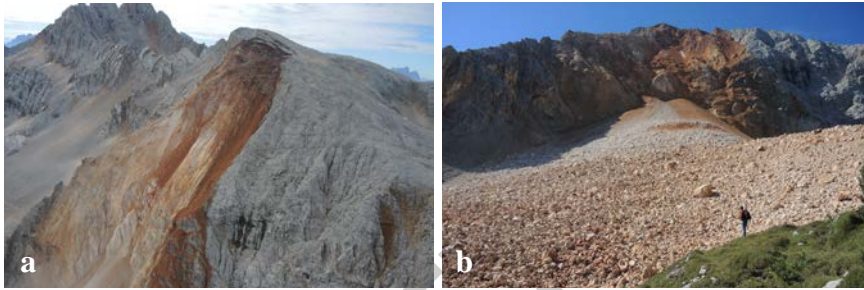


Abb. 102 - Rock Avalanche der Kleinen Gaisl: a) Anbruchsnische mit intensiver Verwitterung durch Verkarstung; b) Ablagerungsbereich: man beachte die relativ geringe Blockgröße des Sturzschutts an der Oberfläche der Felssturzmasse.

echo und Interesse der Öffentlichkeit aus: 2007 ereignete sich ein Felssturz am Einserkofel/*Cima Una* im Fischleintal/*Val Fiscalina* (knapp außerhalb der östlichen Blattgrenze), 2016 war hingegen die Kleine Gaisl betroffen.

Die Rock Avalanche der Kleinen Gaisl betraf die Nordflanke der Gipfelwand (Abb. 102a). Die Hauptbewegung des Felssturzes erfolgte am 19. August 2016 um 23.57 Uhr und wurde durch das seismische Überwachungsnetz der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol in Form von Erschütterungen aufgezeichnet. Bereits Tage vorher waren Verformungen im Gipfelbereich zu erkennen und auf einer Höhe von knapp 2835 m bildeten sich zahlreiche Risse bis ca. 230 m in der Erstreckung. Die Anbruchsstelle liegt in den Graukalken und betrifft einen ca. 25 m mächtigen Abschnitt aus zerklüftetem und teils kataklastischem Fels im Bereich einer Hauptüberschiebung; daneben sind diffuse und ausgedehnte Verkarstungen vorhanden. Nach dem Felssturzeignis wurden aerofotogrammetrische Aufnahmen mit dem digitalen Geländemodell des Jahres 2010 verglichen und ein Volumen der abgestürzten Felsmassen von 1.600.000 m<sup>3</sup> ermittelt. Dies entspricht einem der größten, rezenten und dokumentierten Felsstürze in den Dolomiten. Das Gesamtvolumen der abgelagerten Felssturzmassen wurde hingegen auf 2.400.000 m<sup>3</sup> geschätzt, was in etwa einer Verdoppelung des Volumens durch die chaotische Lagerung der Sturzblöcke bzw. die Hohlräume innerhalb der Felssturzmasse entspricht.

Auf der Karte gesehen betrifft der Anbruchbereich rund 7 ha, während die Felssturzmassen insgesamt eine Oberfläche von ca. 14 ha bedecken. Die maximale Reichweite ab dem Hangfuß beträgt ca. 500 m. Der Großteil der Blöcke am Hangfuß zeigt ein Volumen von unter 1 m<sup>3</sup>, nur in den distalen Bereichen der Ablagerung kommen einige rund 5 m<sup>3</sup> große Blöcke vor (Abb.102b).

Zum Zeitpunkt der Abfassung der vorliegenden Erläuterungen waren immer noch kleinere Bewegungen und Ablösungen im Anbruchbereich festzustellen.

Ein weiteres, weit verbreitetes Phänomen sind die Murgänge und Schutt-

ströme, die vor allem im Dolomitengebiet auftreten. Sie betreffen vor allem die steilen Hänge der engen Dolomitentäler mit einem ausgeprägten Höhenrelief. Typisch sind Gräben und periodisch wasserführende Rinnen sowie mächtige Schutthalden im oberen Bereich bzw. im Liefergebiet der Muren. Die Auslösung der Murschuttströme ist zumeist an Gewitter mit Starkniederschlägen gebunden. Die Ablagerung erfolgt in der Regel im mittleren und unteren Abschnitt der zahlreichen Kegelformen am Übergang vom Hang in den Talboden. Typische Murschutfächer sind z.B. im Gemärk/*Cimabanche* und im Talschluss des *Val di Gotres* vorhanden. Mitunter betreffen die Murgräben und flächig abfließenden Schuttströme das Straßennetz oder andere Infrastrukturen und können beachtliche Schäden und Verkehrsbehinderungen verursachen. Solch gefährliche Gräben mit immer wieder auftretenden Murschüben zerfurchen z.B. die linke Seite des Höhlensteintals vom Dürrensee/*Lago di Landro* bis nach Toblach oder die orographisch rechte Seite des Felizontals. Hier wurden in den Jahren 1992, 1997 und 1998 und vor allem in den Hochsommermonaten Juli und August Abgänge von Muren verzeichnet, welche die darunter verlaufende SS Nr. 51 *Alemagna* in mehreren Abschnitten (mindestens 5 dokumentierte Stellen) betrafen und den Verkehr für jeweils mehrere Stunden lahm legten.

### 3. - ÜBERSCHWEMMUNGSEREIGNISSE

(P. Macconi)

Das Dorf Toblach (1240 m. ü.d.M.) liegt an der Wasserscheide zwischen Rienz und Drau, bzw. dem Becken der Adria und dem Einzugsgebiet der Donau. Die große geologische Vielfalt des Gebietes hat verschiedenste hydraulische Phänomene zur Folge. Das Spektrum reicht von den grobkörnig dominierten Schuttströmen einiger Dolomitenkegel über feinkornreiche Muren bis zu den klassischen Überschwemmungen in der Talsohle.

Zwei wichtige hydraulische Knotenpunkte bestehen bei Welsberg, am Zusammenfluss von Rienz und Gsieserbach, sowie bei Innichen, am Zusammenfluss von Drau und Sextenbach.

Die schwersten Überschwemmungsereignisse suchten das Hochpustertal im Jahr 1882 und in geringerem Ausmaß im Jahr 1966 heim. Mitte September und ein weiteres Mal Ende Oktober 1882 wurden außergewöhnlich starke Niederschläge verzeichnet, hinzu kam das Schmelzwasser des kurz zuvor gefallenen Neuschnees. Die Folge waren zerstörerische Überschwemmungen in ganz Tirol und generell im Alpenraum. Ausgedehnte Kahlschläge an den Talflanken begünstigten die Erosion, sodass das Hochwasser zusätzlich durch eine hohe Sedimentführung und Treibholz gekennzeichnet war. Beträchtliche Schäden wurden vor allem im Abschnitt zwischen Toblach und Bruneck verzeichnet, wie historische



Abb. 103 - a) Schäden in Niederdorf/Villabassa durch die große Überschwemmung im Jahr 1882. b) Welsberg/Monguelfo: Überschwemmung durch den Gsieserbach/Rio di Casies im Jahr 1966.

Fotoaufnahmen belegen. Nahezu alle Bäche und Gerinne in der Region waren von einem erhöhten Wasserabfluss bzw. Überschwemmungen und Übersarungen betroffen. Zahlreiche Dörfer und Weiler wurden von der Außenwelt abgeschnitten, die eben erst fertig gestellte Eisenbahnlinie wurde an 137 Stellen unterbrochen. In Toblach wurden alle Brücken über den Silvester Bach fortgerissen und nur ein Teil der Wassermassen konnte vom Dorf ferngehalten werden. In Niederdorf wurden zahlreiche Häuser von der Strömung mitgerissen oder teilweise beschädigt (Abb. 103a).

Das Dorf Welsberg liegt im Bereich der Einmündung des Gsieserbaches in die Rienz und wurde nahezu zeitgleich durch beide Wasserläufe überschwemmt. Auch in diesem Fall wurden an fast allen Gebäuden große Schäden verzeichnet. Die Wassermassen der Rienz wälzten sich weiter in Richtung mittleres und unteres Pustertal fort und verschonten auch nicht den Hauptort Bruneck. Auf die Überschwemmung im September folgte Ende Oktober ein weiteres, wenn auch nicht so schweres Ereignis. Allerdings wurden die nach der Septemberflut angegangenen Ausbesserungen und Wiederherstellungsarbeiten wieder zunichte gemacht.

Im Einzugsgebiet der Drau waren die Auswirkungen nicht ganz so heftig; in Innichen wurden 38 Gebäude zerstört oder beschädigt und die fruchtbare Ebene unterhalb des Dorfes wurde von der Drau mit einer Schlammschicht überzogen bzw. bereichsweise erodiert.

Die Überschwemmungen im Jahr 1882 stellen einen Wendepunkt im Verständnis und im Umgang mit dem Territorium und den Naturgefahren dar und führten zur Einrichtung der sogenannten „Wildbachverbauung“, die auch heute noch in Österreich und im Trentino-Südtirol wichtige Schutzmaßnahmen durchführt und Aufgaben im Naturgefahrenmanagement wahrnimmt.

Im Jahr 1966 fanden erneut zwei dicht aufeinander folgende Überschwemmungsereignisse statt; das erste Mitte August und das zweite Anfang November, wobei im November das gesamte Staatsgebiet betroffen war. Die erste Überschwemmung verursachte große Schäden in Welsberg, wo der Gsieserbach auf

ähnliche Weise wie bereits im Jahr 1882 zuschlug. Das zweite Überschwemmungsereignis betraf vor allem den Sextenbach und die Drau mit drastischen Auswirkungen für die Ortschaften Moos/*Moso* und Sexten/*Sesto* (knapp östlich außerhalb der Blattgrenze).

Daneben sind zahlreiche weitere Ereignisse an der Rienz (Einzugsgebiet von 580 km<sup>2</sup> auf der Höhe von Percha/*Perca*) dokumentiert, darunter sind besonders jene von 1493, 1554, 1649, 1817, 1823, 1851, 1868, 1885 und 1888 (gleich 5 Überschwemmungen auf das Jahr verteilt) zu erwähnen.

Das hydraulische Regime und der Feststofftransport der Rienz sind heute durch den Olinger Stausee/*Lago di Valdàora* beeinflusst.

Im Höhlensteintal ist das Einzugsgebiet der Rienz durch ausgedehnte Karstbereiche gekennzeichnet, wodurch der Bachlauf in diesem Abschnitt selten gefährliches Hochwasser führt. Kritisch sind hingegen die Seitenbäche, die nur periodisch Wasser führen und im Ereignisfall schnell anschwellen können. Besonders gefährlich sind in dieser Hinsicht der Trogebach mit ausgedehnten Erosionsbereichen im Einzugsgebiet sowie der Gossegraben, der eine konstante Gefahr für die SS Nr. 51 *Alemagna* darstellt.

Der erste bedeutende Nebenbach auf der rechten Seite der Rienz ist der Silvester Bach (Einzugsgebiet ca. 33 km<sup>2</sup>), der neben den bereits erwähnten Hauptereignissen auch noch in den Jahren 1821 und 1823 zahlreiche Gebäude in Toblach überschwemmte bzw. 1743 und 1857 die Ortschaft Wahlen/*Valle S. Silvestro* nahezu komplett verwüstete.

In Welsberg mündet der Gsieserbach (oder Pidigbach/*Rio Pudio*, Einzugsgebiet ca. 144 km<sup>2</sup>) in die Rienz. Die wichtigsten Überschwemmungsereignisse des Gsieserbaches datieren 1827, 1867, 1871, 1882, 1885, 1888 und 1891. Das Dorf Welsberg liegt direkt am Zusammenfluss der beiden Wasserläufe und wurde mehrfach von Überschwemmungen heimgesucht, teilweise auch aufgrund von Verklausungen. Der Gsieserbach hat direkt oberhalb von Welsberg ein hohes Längsgefälle bzw. einen seiner gefährlichsten Abschnitte. Taleinwärts weitet sich das Tal und zeigt einen breiten und flachen Talboden, wo der Bachlauf begradigt wurde.

Die gefährlichsten Seitenbäche im unteren Abschnitt des Gsieserbaches finden sich auf der rechten Talseite: der Taistnerbach/*Rio Tesido*, der Rudlbach/*T. Rudl* und der Mühlbach/*Rio del Molino*. Diese Bäche mobilisierten mehrmals große Materialmengen, die das Haupttal versperrten und den Gsieserbach aufstauten und dadurch zu Überflutungen in der Talsohle führten. Die linke Seite des Gsieser Tals ist hingegen deutlich niedriger und von stabilen Hangflanken gekennzeichnet.

Der Unterlauf des Antholzerbaches/*Rio di Anterselva* (Einzugsgebiet ca. 114 km<sup>2</sup>) ist relativ flach ausgebildet und normalerweise nicht durch einen großen Feststofftransport gekennzeichnet. Deutlich gefährlicher sind hingegen die Sei-

tengraben im mittleren und oberen Talbereich. Ein besonderes Phänomen ereignete sich im Jahr 1872: Eismassen brachen vom Westlichen Rieserferner/*Vedretta di Ries Occidentale* (mittlerweile hat sich der Gletscher auf die Nordseite zurückgezogen) und verursachten einen Schlammstrom bei strahlendem Sonnenschein. Im Katastrophenjahr 1882 lagerten sich die riesigen mobilisierten Schuttmassen auf der Talebene oberhalb von Oberrasen/*Rasun di Sopra* ab und führten zu Überflutungen auf den Feldern und Äckern. Talauswärts beschränkte sich der Bach auf eine starke Erosion im Bachbett sowie im Uferbereich bei Unterrasen/*Rasun di Sotto*. Die Niederschläge von 1966 machten sich auch im Antholzertal bemerkbar und reaktivierten Wildbäche und Rinnen, die schon längere Zeit keine Wasserführung mehr aufwiesen.

Der Pragerbach/*Rio di Braies* ist der erste bedeutende Zubringer auf der orographisch linken Seite der Rienz; zusammen mit dem Stollabach/*Rio di Stolla* kommt er auf ein Einzugsgebiet von ca. 93 km<sup>2</sup>. Die bedeutendsten, historisch dokumentierten Überschwemmungsereignisse betreffen die Jahre 1789, 1821, 1823, 1868 (2 Ereignisse mit der Zerstörung aller Brücken) und 1882. In jüngerer Zeit wurden Murereignisse an einigen Seitengraben verzeichnet, jedoch ohne größere Schäden.

Der Furkelbach/*Rio Furcia* und der Brunstbach/*Rio Brusà* (Einzugsgebiete von ca. 24 bzw. ca. 12 km<sup>2</sup>) dränieren die nördlichen Ausläufer der Dolomiten und münden im Bereich von Olang in die Rienz. Ihre Liefergebiete sind von starker Erosion geprägt wodurch häufig Murschübe eintreten. Das Dorf Olang wurde in der Vergangenheit immer wieder von Überschwemmungen heimgesucht, die schwersten ereigneten sich im Jahr 1868 und forderten zwei Menschenleben, weiters 1872, 1882 und 1945, als die Brücke in der Ortsmitte fortgerissen wurde. Dank der Verbauungen, die im Laufe der Jahre errichtet wurden, konnten die jüngsten Ereignisse (2013 und 2015) schadlos gehalten werden.

Die Drau weist auf der Höhe von Obervierschach/*Versciaco di Sopra* (Staatgrenze) ein Einzugsgebiet von ca. 135 km<sup>2</sup> auf. Bei Innichen nimmt sie den Sextenbach auf der orographisch rechten Seite auf. Der Sextenbach durchquert Innichen ca. in Richtung Nord-Süd. Neben den bereits erwähnten Ereignissen sind am Sextenbach noch zahlreiche Überschwemmungen dokumentiert, darunter jene von 1385, 1493 (wodurch so viel Material abgelagert wurde, dass „man nun zum Kircheneingang drei Treppenstufen hinunter statt wie davor hinauf gehen muss“), 1567, 1821, 1851 (mit einem Todesopfer), 1879 und vor allem 1965. Anfang September 1965 wurde das Dorf Sexten nach vier Tagen mit pausenlosem Regen vom Sextenbach schwer in Mitleidenschaft gezogen; Sextenbach und Schlammmassen setzten alsdann den Weg nach Innichen fort und verklebten dort die Brücke am östlichen Dorfrand, wodurch mehrere Dorfteile überschwemmt und überflutet wurden und teilweise über einen Meter unter Wasser standen. Die Brücke wurde in der Folge um 70 cm aufgehöhht.



#### 4. - HYDROGEOLOGIE

(A. Sapelza)

Die Hauptaquifere im Blattbereich können wie folgt klassifiziert werden:

(a) Porengrundwasserleiter: Die Durchlässigkeit ist an den Porenraum der quartären Sedimente, wie kiesige Ablagerungen im Talboden oder auf Schwemmfächern sowie glazigene und gravitative Bildungen, gebunden. Die alluvialen Talbodensedimente bilden einen freien, ungespannten Grundwasserkörper, der in hydraulischer Verbindung mit den jeweiligen Wasserläufen steht. Die gravitativen und gemischten Ablagerungen an den Hängen können lokale freie Aquifere darstellen. Diese kommunizieren mitunter mit dem Talbodenaquifer und sind generell starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Ausschmelzmoränen und Eisrandsedimente können untergeordnete Aquifere bilden, während Grundmoränen undurchlässige Lagen darstellen. Die Aquifere innerhalb quartärer Ablagerungen können lokal genutzte Quellen speisen.

(b) Kluftgrundwasserleiter: In diesem Fall entsteht die Durchlässigkeit erst sekundär durch Klüfte und Verkarstung im Festgesteinsuntergrund. Die metamorphen Gesteine sind im Allgemeinen wasserundurchlässig; durch Störungen und Klüfte bzw. in Abhängigkeit der Kluftdichte und des Auflockerungsgrades kann das Gebirge einen begrenzten Wasserhaushalt aufweisen. In den vorwiegend karbonatischen Gesteinen (Dolomite, Kalke, Kalkarenite) spielen neben den Kluftsystemen vor allem auch Lösungserscheinungen eine grundlegende Rolle; dadurch können sich Klüfte erweitern oder Karstphänomene entstehen, wie etwa im Bereich der Hochflächen von Fanes und Senes.

Im Blattbereich können im Allgemeinen drei hydrogeologisch-hydrochemische Haupteinheiten unterschieden werden: der nördliche Blattbereich mit vorwiegend metamorphen Gesteinen, der alluvial geprägte Talbodenbereich des Pustertals bzw. der größeren Seitentäler sowie der karbonatisch dominierte südliche Blattbereich. Letzterer kann zudem in hydrochemischer Hinsicht in einen gipsführenden Abschnitt etwa in der Blattmitte und einen rein karbonatischen Abschnitt im Süden unterteilt werden.

- Im nördlichen Blattbereich bilden das ostalpine Grundgebirge und das südalpine Grundgebirge im Norden und im Süden des Pustertals einen nahezu undurchlässigen Felssockel aus metamorphen Gesteinen mit einer unterschiedlich mächtigen quartären Bedeckung. Die Wasserzirkulation erfolgt zum Großteil innerhalb der quartären Sedimente und in den obersten, zerklüfteten Felsabschnitten. Diese lokalen, relativ kleinen Aquifere am Hang speisen eine Reihe von Quellen mit geringer Schüttungsmenge (zwischen 0,01 und 1 l/s) und starken Schwankungen in Abhängigkeit des oberflächigen Wasserdargebots. Ergiebige Quellen (ca. 2-3 l/s) sind relativ selten und werden für die örtliche Trinkwasserversorgung genutzt. Die Wässer sind in der Regel nur geringfügig mineral-

haltig mit niedriger Konzentration an Ca-Ionen und Hydrogencarbonat-Ionen. Entsprechend zeigen sie eine geringe Wasserhärte ( $< 8$  °F) und einen niedrigen pH-Wert von unter 7, teilweise sogar von 5, bzw. eine hohe Wasseraggressivität (Langelier-Index bis -2). Im Aufschlussgebiet des Drauzuges, zwischen der Pustertal-Linie und der Drautal-Linie nehmen der Anteil an Kalzium und Hydrogencarbonat sowie der Härtegrad zu. Im Bereich des südalpinen metamorphen Grundgebirges zeigen zahlreiche Quellen einen hohen Arsengehalt, insbesondere in Gebieten mit Vererzungen (vorwiegend Cu, Pb, Zn, As). Der Arsengehalt reicht dabei von einigen  $\mu\text{g/l}$  bis zu über  $100 \mu\text{g/l}$ .

- Die hydrogeologische Situation im Pustertal und den Seitentälern ist nur in den oberflächennahen Bereichen der alluvialen Bildungen bekannt; es fehlen Daten zu den tieferen Sedimenten und auch die Lage des Felsuntergrundes ist selten gesichert (siehe Kap. V.4.4.2.2.). Die Talbodenalluvionen bilden einen freien Aquifer, der in unterschiedlichem Ausmaß mit den Wasserläufen kommuniziert.

- Im mittleren Blattbereich bestimmt das relativ schmale, Ost-West gerichtete Band der Formationen Bellerophon und Werfen den hydrogeologischen Rahmen und Charakter. In diesem Abschnitt finden sich zahlreiche, sehr mineralhaltige Quellen; die vorwiegenden Ionen sind Kalzium, Magnesium, Hydrogencarbonat sowie Sulfat aus der Lösung von Gipslagen innerhalb der Dolomite und Mergel. Unter den bekanntesten Quellen dieser Art findet sich der Ursprung der Drau an der Gemeindegrenze zwischen Toblach und Innichen, auf einer Höhe von  $1270 \text{ m ü.d.M.}$  Das Quellwasser zeigt eine elektrische Leitfähigkeit von  $400 \mu\text{S/cm}$  und eine Wasserhärte von  $27,9$  °F. Daneben sind zahlreiche Schwefelquellen bekannt, die seit geraumer Zeit für Kuren und Bäder genutzt werden. Einige davon erfreuen sich auch heute noch großer Beliebtheit und sind gut besucht. Einige wurden von der Landesregierung der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol als Mineralquellen eingestuft (siehe unten). Es gibt aber auch Quellen, die nicht offiziell als Mineralquellen anerkannt wurden und in den vergangenen Jahrhunderten in der Tradition der „Bauernbäder“ für therapeutische Zwecke genutzt wurden, wie etwa Bad Waldbrunn bei Welsberg, Bad Neuprags/*Bagni di Braies Nuova* in Prags, Bad Scharl bei Olang sowie die zwei Bäder von Niederdorf: Maistatt und Weiherbad.

- Der südliche Blattbereich wird von den kalkig-dolomitischen Abfolgen dominiert. Im Vergleich zu den kristallinen Abschnitten ist hier die Anzahl der Quellen deutlich geringer, die Mineralisierung jedoch wesentlich stärker ausgeprägt. In der Regel liegt die Wasserhärte zwischen  $10$  und  $20$  °F, die elektrische Leitfähigkeit zwischen rund  $200$  und  $300 \mu\text{S/cm}$ . Es gibt einige sehr ergiebige Quellen an der Basis der Dolomitenabfolgen bzw. im Talbodenbereich oder den unteren Hangbereichen; diese können auf Karstsysteme zurückgeführt werden. Aufgrund der großen Schüttungsmengen werden diese Quellen bevorzugt für die örtliche Trinkwasserversorgung herangezogen. Die Maite-Quelle im Altprags-

tal umfasst mehrere Quellaustritte im Bereich von Wildbachablagerungen und Alluvionen; die Quellwässer zeigen eine elektrische Leitfähigkeit von 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , eine Wasserhärte von 19,1  $^\circ\text{F}$  und eine Schüttung zwischen 30 und 100 l/s. Die Nasswand-Quelle liegt in der Talsohle des Höhlensteintals auf Gemeindegebiet von Toblach; ihre Wässer besitzen eine elektrische Leitfähigkeit von 246  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , eine Wasserhärte von 14  $^\circ\text{F}$  sowie eine mittlere Schüttung von 90 l/s, bzw. von rund 50 l/s im Winter und bis zu 140 l/s im Frühling und Sommer. Die Höhlenstein-Quelle entspringt am Eingang des Höhlensteintals nahe Toblach; sie besitzt eine mittlere Schüttung von 95 l/s, die hydrochemischen Eigenschaften entsprechen jenen der Nasswand-Quelle. In der Gemeinde Innichen liegen die Herrenböden-Quellen; es handelt sich um 5 größere Quellaustritte in Hanglage über dem Talboden, die dem selben Aquifer entstammen und in Summe rund 95 l/s schütten, die mittlere elektrische Leitfähigkeit liegt bei 270  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , die Wasserhärte bei 14,6  $^\circ\text{F}$ .

Die Rienz entspringt ebenfalls im Blatt Toblach, im Gebiet der Drei Zinnen auf einer Höhe von 2185 m ü.d.M. Es handelt sich um 4 Quellaustritte mit einer Gesamtschüttung von unter 1 l/s, die elektrische Leitfähigkeit beträgt ca. 158  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , die Wasserhärte 9,8  $^\circ\text{F}$ .

#### *Ausgewiesene Mineralwässer*

In der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol gibt es neben den zahlreichen ungefassten und gefassten Quellen einer mehr oder weniger lokalen Wasserversorgung auch noch Mineralwässer, die gewerblich abgefüllt werden (Gesetzesdekret vom 25.01.1992 Nr. 105) oder in früheren Zeiten zu Heilzwecken als „Bauernbäder“ benutzt wurden. Der Sektor der „ortsüblichen, nicht therapeutischen Bauernbäder zur Entspannung“ wird durch das entsprechende Dekret des Landeshauptmanns von Südtirol vom 10. Februar 1998 Nr. 4 geregelt. Dasselbe gilt für die therapeutische Nutzung von Thermalwasser (Gesetz vom 24.10.2000 Nr. 323). Im Jahr 2000 wies die Landesregierung der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol 34 Quellen in Südtirol als Mineralwasserquellen aus. Sie wurden unter einer großen Anzahl von Quellen, die seit langer Zeit für lokale Bauernbäder mit Trinkkuren und Bädern genutzt oder aber bereits gewerblich in Flaschen abgefüllt wurden, anerkannt. Die Mineralwasserquellen im Blattbereich Toblach sind in Tabelle 4 zusammen mit den wichtigsten Eigenschaften aufgelistet.

Im Wildbad Innichen/*Bagni di San Candido* finden sich gleich 5 ausgewiesene Mineralquellen, die von der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol und teilweise vom Gesundheitsministerium im Rom anerkannt wurden: Lavaredo, Kaiserwasser, Candida, Schwefelquelle und Eisenquelle. Diese Quellen wurden schon seit Jahrhunderten für Heilzwecke und Bäder verwendet. Die Anfänge der Bäder im Wildbad Innichen reichen vermutlich in die Zeit der Illyrer und Römer zurück, da in der Nähe illyrische Amphoren und römische Münzen aus der Zeit von 70

bis 160 n. Chr. gefunden worden sind. Die fünf Quellen treten in einem Umkreis von 500 m aus und zeigen einen ähnlichen Hauptchemismus, unterscheiden sich jedoch in der Verteilung und Konzentration der gelösten Stoffe. Es wird ein gemeinsamer, tiefer Aquifer (Kluftgrundwasserleiter) in den Werfener Schichten und in der Bellerophon-Formation angenommen, wodurch die Wässer stark mineralisiert werden. Ein oberflächennaher Aquifer verdünnt dann die Quellen unterschiedlich stark. Diese Unterschiede sind auf die jeweilige Entfernung zur Störungszone, die im Tal der Quellaustritte verläuft, zurückzuführen. Die Eisenquelle und die Schwefelquelle sind am stärksten mineralisiert, gefolgt von der Lavaredo-Quelle und schließlich von den gleichwertigen Quellen Candida und Kaiserwasser. Die Eisenquelle zeigt den höchsten Mineralgehalt unter allen Südtiroler Mineralwässern. Kaiserwasser und Lavaredo werden als Mineralwasser abgefüllt und gewerblich vertrieben. Das Wasser der Candida-Quelle wird aktuell dem Kaiserwasser beigemischt.

Bad Bergfall ist wohl eines der ältesten Bäder in Südtirol. Nahe der Schwefelquelle wurden die Reste eines römischen Badebeckens sowie Schmuckstücke und Münzen aus der Zeit der Kaiser Vespasian, Domitian und Titus gefunden. Bad Bergfall war mit seinen 3 Quellen auch ein viel besuchtes Bad der örtlichen Bevölkerung in späterer Zeit. Neben einer „Eisenquelle“ und einem „Magenwasser“ ist die „Schwefelquelle“ die Hauptquelle des Bades. Dieses Wasser wird als sehr mineralreich, sulfat-, kalzium- und magnesiumhaltig klassifiziert. Es enthält weiters Sulfid, Iod und Spuren von Bor, Barium, Lithium, Selen, Zink, Beryllium, Uran, Nickel und Kobalt. Seine Leitfähigkeit beträgt 2120  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und die Temperatur des Wassers 7,5 °C.

Die Entstehung von Bad Altrags wird von einer Sage beschrieben. Ein mehrmals angeschossener Hirsch soll im Wasser der Quelle gebadet haben und von der Verwundung geheilt worden sein. Die Jäger verfolgten den Hirsch und sahen ihn im Wasser baden. Deshalb wurde die Quelle „Hirschbrunnen“ genannt. Der geschichtlich nachgewiesene Ursprung des Bades ist ins Jahr 1490 zurückzuführen, als die erste Badestube errichtet wurde. Wie die meisten Bäder in Südtirol erlebte auch Bad Altrags seine Blütezeit um die Jahrhundertwende vom 19. zum 20. Jahrhundert und verfiel langsam nach den Weltkriegen. Neben der eigentlichen Badquelle, dem „Hirschbrunnen“, gab es noch die „Augenquelle“ und die Trinkwasserquelle.

Tabelle 4 - Wichtigste Eigenschaften und Klassifizierung der Mineralquellen im Blatt Toblach.

Quelle	Gemeinde, Örtlichkeit	Höhe m ü.d.M.	Schüttung l/s	T. °C	Elektrische Leitfähigkeit $\mu\text{S}/\text{cm}$	Chemische Eigenschaften	Klassifizierung
Kaiserwasser	Innichen, Wildbad Innichen	1323	2-7	6	940	enthält Iod und Spuren von Barium und Kupfer	mittelmäßig mineralhaltig, sulfat- und kalziumhaltig
Lavaredo	Innichen, Wildbad Innichen	1320	5-7	7	1480	enthält Iod und Spuren von Barium, Brom und Kupfer	mittelmäßig mineralhaltig, sulfat-, fluor-, kalzium- und magnesiumhaltig
Schwefelquelle	Innichen, Wildbad Innichen	1321	6-7	7,3	1900	enthält Iod und Spuren von Bor, Barium, Chrom, Kupfer, Blei und Lithium	sehr mineralreich, fluorid-, sulfat-, kalzium- und magnesiumhaltig
Eisenquelle	Innichen, Wildbad Innichen	1280	< 1	6,3	2160	enthält Iod und Spuren von Aluminium, Arsenik, Bor, Brom, Chrom, Kupfer, Blei und Lithium	sehr mineralreich, sulfat-, kalzium-, magnesium- und eisenhaltig
Candida	Innichen, Wildbad Innichen	1323	< 1	6,8	880	enthält Fluor, Eisen, Lithium und Iod	sulfat- und kalziumhaltiges Mineralwasser
Bad Bergfall	Olang, Bad Bergfall	1440	1	7,5	2120	enthält Sulfide, Iod und Spuren von Bor, Barium, Lithium, Selen, Zink, Beryllium, Uran, Nickel und Kobalt	sehr mineralreich, sulfat-, kalzium- und magnesiumhaltig
Bad Altprags	Prags, Bad Altprags	1400	< 1	9	940	enthält Iod und Spuren von Bor, Barium, Molybdän, Kobalt und Uran	mittelmäßig mineralhaltig, sulfat-, kalzium- und magnesiumhaltig

## 5. - GRUBEN UND BERGBAU

(U. Obojes)

Die Abbautätigkeit im Bereich des Blattes Toblach betrifft fast ausschließlich Lockergesteine (Kies/Schotter und Sande) für die Gewinnung von Zuschlagstoffen in der Bauindustrie und insbesondere im Straßenbau, bei Infrastrukturen und Gebäuden. Die wichtigsten Schottergruben liegen in den Schwemmfächer-Ablagerungen des Olang-Subsynthems (PTG<sub>4</sub>) oder in den Murschuttablagerungen der aktiven Fächer.

In der jüngeren Vergangenheit und insbesondere ab den 1980er Jahren wurde an verschiedenen Stellen Kies/Schotter über einen mehr oder weniger langen Zeitraum abgebaut. Vorwiegend lagen diese Gruben am Talrand des Pustertals und zumeist in den Eisrandsedimenten des Nasen-Subsynthems (SGD<sub>20</sub>). Diese Ablagerungen weisen einen hohen Anteil an grobkörnigen, kiesig-sandigen Fazies auf, zeigen allerdings auch abrupte laterale Wechsel und Einschaltungen von feinkörnigen Bildungen oder matrixgestützten Diamikten, die als Zuschlagstoffe nicht geeignet sind. Das gewonnene Material wurde nach Sortierung und Siebung ausschließlich für den lokalen Markt verwendet. In der Regel wurde der Abbau nach einigen Jahren eingestellt und die Grube mit qualitativ schlechterem Material verfüllt und als landwirtschaftliche Fläche weiter genutzt (Wiesen und Weiden, Äcker, Obstanlagen).

Unter den aktiven Schottergruben seien jene in den Gemeinden Olang („Sanner“, Abb. 66) und Niederdorf („Platari 1“ Abb. 67) erwähnt. Die Schottergrube „Sanner“ liegt im oberen Teil des Olinger Kegels und ist bis über 15 m in das Gelände eingeschnitten; das Grundwasser wurde dabei nicht erreicht. Das gewonnene Material besitzt eine gute Qualität und eine ausgewogene lithologische Zusammensetzung. Die Schottergrube „Platari 1“ liegt auf dem distalen, rechten Flügel des terrassierten Schwemmfächers am Ausgang des Pragsertals. Auch in diesem Fall ist das Material gut sortiert und besitzt trotz lokaler, metermächtiger Zwischenlagen aus Sand und Silt eine allgemein gute Qualität.

Eine weitere aktive Grube (zuletzt geschlossen bzw. in Erwartung der Konzessionsverlängerung) liegt im Höhlensteintal und nutzt die grobkörnigen, rein karbonatischen Ablagerungen eines aktiven Murschuttkegels.

Örtlich ist eine vor allem mündlich überlieferte Verarbeitung von karbonatischem Gestein zur Gewinnung von Kalk dokumentiert. Daneben war die Verwendung von Ton und Lehm aus entsprechenden Gruben für den Hausbau seit dem Mittelalter und bis in die jüngere Vergangenheit gebräuchlich.

**ABSTRACT**

The alpine landscape depicted on Sheet 16 – Dobbiaco of the 1:50.000 Geologic Map of Italy, is dominated by the Val Pusteria which is a large valley oriented WNW-ESE. The Pusteria valley separates the Dolomites to the south and the Pustertal Alps (Vedrette di Ries and Monti di Casies) to the north. These two sectors differ in lithology, stratigraphic setting, and structural evolution.

The Dolomites belong to the Southern Alps, a structural belt characterized by lack of alpine metamorphism. This domain presents many different lithostratigraphic units affected by complex polyphase deformations related to the overlapping of the Alps and Dinarids chains. The Pustertal Alps are part of the Austroalpine domain, which is composed of polymetamorphic units of at least Variscan and Alpine age. The Pusteria Line, a segment of the Periadriatic Lineament, tectonically separates the two districts. It is a dextral transcurrent fault striking WSW–ESE. Nearby this primary structure, toward the north, there is another parallel transpressive fault, the Drautal Line. Few slices of upper Austroalpine units find out between them. Many little tonalitic bodies dating back to late Alpine age also crop out along the Pustertal Line.

The geological depositional history of the southern sector, i.e. the Dolomites, is complex but well documented, spanning from Permian to Miocene. It passes through the events affecting the Adria plate: from the end of Variscan orogeny to the break up and rifting up to the collision with Eurasia. The sedimentary succession lie on low grade metamorphic basement, of Variscan age. The first deposits are Upper Permian continental red conglomerates and sandstones (Sesto Conglomerate and Val Gardena Sandstones). These are gradually followed by transitional to shallow marine Permo-Triassic terrigenous carbonate sediments

(Bellerophon and Werfen formations). During the Anisian, ramp carbonate and mixed carbonate-terrigenous sediments characterized the area, further influenced by extensional tectonic and relative sea level changes. These complex interactions are responsible for one of the best continuous and diversified Middle Triassic succession of the entire Southern Alps (from Lower Serla Dolomite up to Contrin Formation) and makes the Dobbiaco sheet a worldwide reference place for Triassic.

Between the late Anisian and early Ladinian time, we assist to the development of microbial carbonate platforms (Sciliar Formation) which are forced to aggradation by the strong increase in subsidence rate. In the same time the deep basins located between these platforms were characterized by the deposition of a thick succession of carbonate, terrigenous and volcanoclastic sediments (Ambata Formation, Buchenstein Formation, Zoppè Sandstones, Fernazza Formation, Wengen Formation). Also during the late Ladinian and early Carnian the subsidence rate was still elevated in this region; the result is an impressive succession of aggrading and prograding carbonate platforms belonging to the Cassian Dolomite. These platforms interfingered with mixed terrigenous carbonate basin deposits of the well know San Cassian Formation.

During late Early Carnian, an important change in environmental conditions (the so called Carnian Pluvial Event) is responsible of the demise of the high relief carbonate platforms and the sudden increase of siliciclastics input into the basin. Due also to a decrease in subsidence rate a rapid infill (Heiligkreutz Formation) of residual basins occurred; as consequence, a general flattening on paleotopography is well documented in the all area. This new setting is followed by a sea level fall and the whole region belong to a wide continental cost environment, with deposition of transitional to shallow marine terrigenous calcareous sediment (Travenanzes Formation) replaced, under rising sea level, by the emplacement of a giant epicontinental carbonate platform: the Dolomia Principale. During Norian a new pulse in subsidence, probably related to the opening of the Jurassic Alpine Tethys (the break-up was located to the west of the Southern Alps), allowed the deposition of about 800 meters of peritidal carbonates. On the thick sequence of Dolomia Principale lie Rhaetian open ramp limestones included into the Calcarei Grigi Group, which on top shows open-shelf crinoid-rich sand waves, dating back to the Late Pliensbachian age (Fanes Piccola Encrinite), due to the drowning of the shallow water platform. Red nodular limestones, rich in ammonoids, i.e. Ammonitico Rosso Veronese, lie unconformable onto the Calcarei Grigi or the Fanes Piccola Encrinite, and point to a reduced and condensed interval of deep-sea conditions.

The Cretaceous pelagic units (Maiolica, Puez Marls, Scaglia Variegata Alpina and Scaglia Rossa) crops out only patchy as erosional remnants. During the Upper Cretaceous distinct terrigenous input, similar to the so-called Insubric



Flysch, are documented. The youngest unit, Upper Oligocene to Lower Miocene in age, is made of shallow water conglomerates and sandstones (Monte Parei Conglomerate) cropping out on the Southwestern part of the mapped area. They unconformably lie on top of W-vergent folded and faulted limestones and are cut by S-vergent thrusts, allowing to time two different tectonic phases (Dinaric and Alpine). Lastly a close and tricky network of NW-SE and SW-NE transcurrent faults cutting W- to SW- and N-vergent thrusts, affects the described Dolomitic area.

Two tectono-metamorphic units (Anterselva and Thurntaler) and one Triassic sedimentary unit (Drauzug) characterize the Austroalpine domain, situated toward the north of the Pusteria Line. The Anterselva Unit mainly consist of paragneiss and micaschists intruded by Anterselva granitic orthogneiss and Casies tonalitic orthogneiss. The Unit is affected by Variscan metamorphism showing an amphibolitic facies. The superposed Alpine metamorphism showing a greenschists facies only affect the northern part of the unit along the Deffereggen-Anterselva Valles Line (DAV). The Thurntaler Unit is a Palaeozoic phylladic complex mainly Silurian in age affected by Variscan, green-schists metamorphism with a very low alpine overprinting. This unit crops out in the northeastern part of the mapped area and is limited by the Cornetto di Confine Line toward the northwest and by the Drautal Line to the south. The Drauzug Unit consists of relicts of Triassic sedimentary cover of the Upper Austroalpine, tectonically bounded by the Pusteria Line to the South and by the Drautal Line to the North. The puzzle succession includes stratigraphic units from Werfen Schichten to Hauptdolomit and shows little similarity with the Triassic sequence of the Dolomites. The three tectonic units show different extension and they developed next to each other, separated by SW-vergent Alpine thrusts, so that the lowermost is Drauzug and the uppermost Anterselva.

All over the Sheet 16-Dobbiaco the Quaternary consists of continental deposits from Middle Pleistocene to Holocene in age. The most part of the surficial deposits belong to the Last Glacial Maximum (LGM) and they are included into the Garda Synthem (SGD). Indeed, during the Last Glacial Maximum glaciers covered the whole region: in the Pusteria valley, a huge glacial plateau expanded between Brunico and San Candido slowly moving toward West, East and South. Only in the South-eastern area of the Sheet Dobbiaco outcrop LGM sediments belonging to the Piave Synthem (PVI). In the Garda Synthem we distinguish 6 Subsynthem: the Nessano Subsynthem is refer to a first decrease of the Pusteria glacier, whereas the other 5 subsynthem (Colli Alti, Braies, Landro, Val Fiscalina and Val Padeon) are local units, attributable to the late-glacial retreat stages, in which some advances up to valley confluence are well documented.

Pre-LGM sediments crop out only in little strips into Pusteria valley and in the Dolomites: they are referable to the Monte Spinale Supersynthem. These Upper

Pleistocene terrains, distinguished into two stratigraphic units (Perca Synthem and Monguelfo Synthem), include alluvial, fluvio-glacial, stream, mass-flow and lacustrine deposits.

All quaternary sediments subsequent to the glacial conditions form the Postglacial Alpine Synthem (PTG) that includes deposits associated to all the different processes acting on the landscape. Its base is strongly diachronous, following the retreat of the glaciers up to upper reaches of the valleys. Inside the Postglacial Alpine Synthem the Valdàora Subsynthem includes old alluvial terrace deposits, the Amola Subsynthem consist of few deposits from the Little Ice Age. Presently, the whole area belongs to three different regional and international river basins: the Rienza river flowing to the Adige river, the Drava river flowing to Danubio river and the Boite creek, which flows South to the Piave river.

In 2009, UNESCO listed the Dolomites as part of the World Natural Heritage for natural criteria VII and VIII (natural beauty and geology) as serial property. Large part of the Sheet 16-Dobbiaco is included in the component site "Northern Dolomites".

## LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

### QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

#### *UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM*

##### **POSTGLACIAL ALPINE SYNTHEM (PTG)**

*It includes deposits related to the local demise of the last glacial maximum.*

Planar or cross-bedded sandy-silty gravels with blocks and layer or lens intercalations of sands (alluvial deposits). Silts, clays and peats, sometimes with sandstone intercalations (swamp deposits). Massive, grain- and/or matrix-supported diamictos or with poor-sorted gravel and sandstone intercalations (debris-flow and/or mixed deposits). Gravel and blocks with a partly- to poorly-packed texture, with locally sourced angular clasts (slope debris). Massive, grain- and matrix-supported diamictos, gravels and heterometric, sometimes very large, blocks (gravity-driven deposits). Massive sandy silts with a variable amount of gravel (colluvial deposits). Reworked gravels and fine sediments (anthropic deposits). The upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness: 1-100 m.

##### **UPPER PLEISTOCENE P.P. – HOLOCENE**

##### **Subsintema dell'Amola (PTG<sub>1</sub>)**

Massive, grain- or matrix-supported diamictos (ablation and undifferentiated till). Deposits characterized by lacking or up-to-5-8 cm- thick soil.

Lower boundary: unconformable on PTG or on SGD<sub>23</sub>; the upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness: 1-40 m.

*HOLOCENE P.P. (1500 - 1860 AD ca.)*

##### **Valdaora Subsintem (PTG<sub>4</sub>)**

Planar or cross-bedded gravels, sandstones, silts (alluvial deposits). Massive or slightly bedded diamicton with grain- and/or matrix-supported texture (debris-flow and mixed deposits). Fluvial-terrace deposits, with the terrace surface that is up to 45 m elevated on the current valley-bottom. Lower boundary: buried or unconformable on SGD, SGD<sub>20</sub> o SGD<sub>23</sub>; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is with PTG. Thickness: 1-50 m.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.? – HOLOCENE P.P.*

## *ADIGE-DRAVA GLACIAL CATCHMENT*

### **GARDA SYNTHEM (SGD)**

*It includes those units related to the last glacial maximum.*

Matrix- and/or grain-supported diamictons with loose to dense packed clasts (undifferentiated and ablation till). Massive, matrix-supported diamicton with densely to very densely packed, heterometric, edge-rounded clasts, sometimes with striped 'iron-shaped' clasts (lodgement till). Bedded, rarely cemented sandy gravels with layers of silty sands, sandy or clayey, sometimes laminated silts (glacial contact deposits). Lower boundary: buried or erosional on the rocky substrate; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to *SGD*<sub>10</sub>, *SGD*<sub>20</sub>, *SGD*<sub>22</sub>, *SGD*<sub>23</sub>, *SGD*<sub>24</sub> and *PTG*. Thickness: from few meters to some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

### **Nessano Subsynthem (SGD<sub>20</sub>)**

Roughly bedded and imbricated sandy gravels, with rounded, mainly metamorphic clasts, and with sands or sometimes diamicton (glacial contact deposits) intercalations. Planar-bedded or planar-laminated sands and silts with gravel inclusions, sometimes with faults and folds of different scale (glacio-lacustrine and glacial-contact deposits). Massive, matrix-supported diamictons (ablation till). Deposits with dense to very dense packing. Lower boundary: on *SMW* and *PRH* or on *SGD*; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to *PTG* and *PTG*<sub>4</sub>. Maximum thickness exceeds 150 m.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

*Local units, attributable to the late-glacial retreat stages*

### **Colli Altì Subsynthem (SGD<sub>22</sub>) (Rio Furcia and Rio Brusà catchment)**

Massive, grain- or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on *SGD*; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to *PTG*. Maximum thickness is some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

### **Braies Subsynthem (SGD<sub>23</sub>) (Braies' stream catchment)**

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till).

Grain- and/or matrix-supported diamictons with heterometric blocks, the latter sometimes more than 3 m in size (gravitative deposits). Matrix- and grain-supported diamictons, roughly bedded gravels with subangular clasts mainly locally sourced (mixed deposits). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG, PTG<sub>4</sub> and PTG<sub>1</sub>. Maximum thickness is some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**Landro Subsynthem (SGD<sub>24</sub>)** (Rienza river catchment – upstream of Dobbiaco)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till). Well-bedded sandy and clayey silts (glacio-lacustrine deposits). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG. Maximum thickness is some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**Val Fiscalina Subsynthem (SGD<sub>25</sub>)** (Fiscalina' stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix supported diamictons, with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on indistinct SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG. Maximum thickness is some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**Val Padeon Subsynthem (SGD<sub>10</sub>)** (Boite stream *p.p.* and Felizon stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts essentially derived from the Southern Alps cover (ablation and undifferentiated till). Silts and laminated sandstones, locally graded sandy gravels, matrix- and/or grain-supported diamictons with locally sourced clasts (glacial contact deposits). Well-stratified sandy gravels with laminated sandstone- intercalations (fluvioglacial deposits). Deposits with dense to very dense packing, locally tilted. Lower boundary: erosional on the rocky substrate or unconformable on indistinct MS or SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable on PTG. Maximum thickness is some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**MONTE SPINALE SUPERSYNTHEM (MS)**

*It includes the quaternary units that have been deposited before the last glacial maximum.*

Well- cemented conglomerates (alluvial and/or fluvioglacial deposits), associated to diamictites (glacial deposits). Lower boundary: erosional on the rocky substrate; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable on SGD. Thickness: from one to tens of meters.

*MIDDLE? PLEISTOCENE – UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**PERCA SYNTHEM (PRH)**

Well-bedded, fine- to medium-coarse- grained gravels and sands with rounded clasts deriving from the High Pusteria valley (alluvial and/or fluvioglacial deposits). Lower boundary: buried; upper boundary: unconformable to SGD, characterized by a buried brown soil, up to 0,6 m in thickness. Thickness: at least ten meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**MONGUELFO SYNTHEM (SMW)**

Well-bedded conglomerate and arenite alternations, with rounded clasts derived from the High Pusteria valley and from the Casies Valley (alluvial deposits). Poorly sorted sandy gravels with matrix- or grain-supported diamicton layers, constituted of lithotypes that essentially derive from the Rio di Casies (stream and mass-flow deposits). Planar thin-bedded sandy silts with sand intercalations (lacustrine dep.?). Lower boundary: buried or erosional on rocky substrate; the upper boundary is unconformable to indistinct-SGD or to SGD<sub>20</sub>. Maximum thickness: about 40 m.

*MIDDLE? PLEISTOCENE – UPPER PLEISTOCENE P.P.*

***PIAVE GLACIAL CATCHMENT*****PIAVE-SYNTHEM (PVI)**

Matrix- and/or grain- supported diamicton, little to moderately overconsolidated (undifferentiated and ablation till). Lower boundary: erosional on rocky substrate; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconformable to PTG. Maximum thickness is few tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

## LATE-ALPINE MAGMATISM

Tonalitic bodies cropping out along the Periadriatic Lineament (Pusteria Line) and consisting of small thickened, lenticular, intrusions that have been emplaced during the Oligocene.

### TONALITE (TLG)

Fine to medium-grained tonalite with pronounced foliation. Rather-dark rock consisting of plagioclase, quartz, biotite and amphibole. The rock crops out in two localities along the Pusteria Line. The tectonic overprint becomes recognizable by strong laminations affecting the rock.

*OLIGOCENE*

## SOUTHERN ALPS

### *PERMO-MESOZOIC SUCCESSION*

### MONTE PAREI CONGLOMERATE (CMP)

Breccias, conglomerates, sandstones, hybrid arenites and litharenites with Variscan Basement-derived clasts, sometimes arranged in fining-upward sequences. Fossils: melobesies, benthic foraminifers (p.e. *Amphystegina* sp. *Lepidocyclina* sp.), bryozoans, balanids. Locally (Remeda Rossa), **breccias and megabreccias** (**CMP<sub>a</sub>**) with CG clasts in a reddish sandy matrix occur, and have been interpreted as fracture infillings. Lower boundary: discordant and erosional on CG, ARV, MAI. Thickness: 0 - 80 m

*UPPER OLIGOCENE – LOWER MIOCENE*

### SCAGLIA ROSSA (SAA)

Red marly limestones, light-gray calcarenites and rudist-fragment bearing biocalcarenes, marls and pelites. In the upper part, conglomerates and hybrid arenites occur. Slumpings are common. Fossils: planktonic foraminifers (*Gansserina gansseri* and *Siderolites*). Lower boundary: sharp on VAA. Thickness: 100 m.

*TURONIAN – MAASTRICHTIAN P.P.*

### SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)

Brick-red clayey limestones with widespread glauconite, alternated with well-bedded, red cherty limestones and red calcareous siltites. Alternations of greenish, fine-grained sandstones in decimeter-thick beds and dark pelites and shales

("Flysch of Ra Stua" *Auct.*) follow upwards. In the upper part, gray and blue-gray marls alternate with fine-grained calcarenites. To the top of the unit, a dark pelite layer with millimetric lamination is present (Bonarelli Level). *Zoophycus*-like trace fossils are common. Fossils: ammonoids (*Desmoceras* sp., *Hoplitidae* sp.) and planktonic foraminifers. Lower boundary: sharp on PUE. Thickness: 150 m. *APTIAN P.P.* - *CENOMANIAN*

#### **PUEZ MARLS (PUE)**

Gray-green, sometimes black, marls and micritic limestones alternated with silty limestones and rare fine-grained torbiditic calcarenites; 5-7 meters of black laminites (anoxic layer) occur to the top. Abundant fossils: ammonoids, belemnites, brachiopods, echinoderms, lamellibranchs and planktonic foraminifers; fish-jaw remains are frequent in pelites; *Zoophycus*-like fossil traces are common. Lower boundary: transitional to MAI. Thickness: 70 - 80 m.

*HAUTERIVIAN P.P.* - *APTIAN P.P.*

#### **MAIOLICA (MAI)**

Thin-bedded, white micritic limestones with black chert nodules and stripes. A succession of silty limestones and red- to red-wine-colored micritic limestones alternated with thin-bedded (centimeter-decimeter-thick) gray-green pelites follows upwards. Fossils: aptychi, calpionellids and nannoconids. Lower boundary: short transitional to ARV. Thickness: 40 m.

*UPPER TITHONIAN P.P.* - *HAUTERIVIAN P.P.*

#### **ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)**

Reddish micritic nodular limestones in centimeter-thick beds, rich in ammonoid internal moulds, and dark-red encrinites. Lumachelle-limestones with thin-shelled lamellibranchs (*Bositra buchi*) occur at the base. Lower boundary: para-concordant and sharpen by *hardground* on FAS and CG. Thickness: 25 m.

*BAJOCIAN P.P.* - *UPPER TITHONIAN P.P.*

#### **FANES PICCOLA ENCRINITE (FAS)**

Irregular lenses of gray-pink, encrinitic, oolitic calcarenites with cross bedding and micritic- and lumachelle-limestones to a lesser extent. Fossils: echinoids, crinoids, lamellibranchs, brachiopods, gastropods and foraminifers. Lower boundary: sharp and para-concordant or erosive on CG. Thickness: 0 - 20 m.

*PLIENSCHACHIAN P.P.*

#### **CALCARI GRIGI GROUP (CG)**

Light-gray micritic limestones arranged in few decimeter-thick to meter-thick beds with thin marly interbeds, alternated with oolitic-bioclastic calcarenites. The



lower part of the unit (100-150 m ca.) is locally characterized by alternations of dark-clasts-iferitic breccias and light-gray limestones with coral patch reefs and large megalodontids (it corresponds to the Dachstein Limestone *Auct.*), Rhaetian in age since the occurrence of *Triasina hantkeni*. Lower boundary: transitional to DPR. Thickness 450 - 600 m.

*RHAETIAN P.P. – PLIENSBACHIAN P.P.*

### **DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)**

White to light-gray, well-bedded dolostones composed of the cyclic alternation of bioturbated, locally fossiliferous (with *Megalodon* ssp., *Worthenia*, etc.) subtidal units and inter/supratidal layers with stromatolitic laminites. The lower boundary is transitional to TVZ. Thickness: 800 m ca.

*UPPER CARNIAN – NORIAN*

### **TRAVENANZES FORMATION (TVZ)**

Multicolored marls, siltites and pelites alternated with white aphanitic dolostones in decimeter-thick beds, and with vuggy dolostones and fine sandstones to a lesser extent. Locally, evaporitic layers with laminated gypsum are present. Fossils: foraminifers, megalodontids. Lower boundary: sharp and erosional on HKS. Thickness: 80 – 120 m.

*UPPER CARNIAN P.P. (TUVALIAN)*

### **HEILIGKREUZ FORMATION**

In this Sheet Dobbiaco, the Heiligkreuz formation is divided in two members:

#### **Dürrenstein Member** (Dürrenstein dolomite *Auct.*) (**HKS<sub>5</sub>**)

Gray or whitish, pisolitic, oncolitic and stromatolitic well-bedded dolostones with centimeter-thick, dark marl and pelite intercalations. The dolostones are arranged in peritidal cycles prevailing in the upper part, whereas in the lower part subtidal facies are more common, sometimes related to high-energy settings (structures: parallel laminae and cross bedding). Lower boundary: sharp on DCS<sub>a</sub> and HKS<sub>4</sub>. Thickness: 20 – 100 m.

#### **Alpe di Specie Member** (**HKS<sub>4</sub>**)

Dolomitic limestones, sandy dolostones, oolitic calcarenites with few fine terrigenous component. Locally (Prato Piazza), well-bedded dolomitic limestones with common dark pelite interbeds and sponge-stromatoporoids-colonial coral boundstones occur.

Lower boundary: sharp and para-concordant on SCS, onlapping on DCS.  
Thickness: 100 m ca.

*CARNIAN (JULIAN P.P. – TUVALIAN P.P.)*

**CASSIAN DOLOMITE (DCS)**

Gray-hazel, massive crystalline dolostones made of primarily clinobedded slope deposits, 20-35° dipping (10-5° in the upper part). The clinofolds locally show a megabreccia texture but more commonly, the structures and depositional textures have been obliterated by pervasive dolomitization. Fossils: rare and bad preserved colonial coral bundles. **Inner platform facies (DCS<sub>a</sub>)**: well-bedded crystalline dolostones arranged in peritidal cycles, with stromatolites, pisolites, tepee; coral patch reefs occasionally occur (M. Specie). Lower boundary: para-concordant and/or discordant on SCI. Laterally heteropic to SCS. Thickness: 0 - 800 m.

UPPER LADINIAN - UNDER CARNIAN (LONGOBARDIAN P.P. – JULIAN P.P.)

**SAN CASSIANO FORMATION (SCS)**

Alternation of blackish pelites, marls and micritic limestones, oolitic-bioclastic calcarenites; in the lower and middle part, fine-grained volcanoclastic sandstones are common. Meter-thick and plurimeter-thick **limestone olistoliths (SCS<sub>a</sub>)** collapsed from cassian platforms occur and are constituted by microbial boundstones with metazoan bioconstructor in a lesser extent (corals, stromatoporoids, sphinctozoans). Fossils: lamellibranchs, gastropods, ammonoids (*Trachyceras aon*, *T. aonoides*, *Badiotites sp.*), echinoids, crinoids, sponge fragments and corals. Lower boundary: transitional to WEN, sharp on SCI. Lateral heteropy with DCS. Thickness: 0 – 450 m.

UPPER LADINIAN - UNDER CARNIAN (LONGOBARDIAN P.P. – JULIAN P.P.)

**WENGEN FORMATION (La Valle Fm. Auct.) (WEN)**

Plant-remains rich, dark siltites with pelitic interbeds, alternating with gray-to-green, fine- to coarse- grained volcanoclastic sandstones and with dark calcilutites. Fossils: *Daonella sp.*, ammonoids (*Frankites regoledanus*, *F. apertus*, *Protrachyceras spp.*) and plant remains (*Cladophlebis*, *Ptilozamites*, *Voltzia*). Lower boundary: sharp on IMF, overlapping SCI. Thickness: 0 – 250 m.

UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

**FERNAZZA FORMATION (IMF)**

Dark volcanoclastic sandstones in plurimeter-thick amalgamated bedsets, alternating with dark silty calcilutites. In the upper part, marly limestones and fine calcarenites occur. Fossils: *Daonella lommeli*, *Bositra wengensis*, *Protrachyceras longobardicum*, *P. Neumayri*. The *Acquatona Formation* has been included in this unit and it approximately constitutes its first 20 meters: dark gray calcilutites and siliceous micrites, with planar lamination and intercalations of “Pietra Verde”- like tuffs, and minor gray sandstone layers as well; among fossils: pelagic lamellibranchs (*Daonella sp.*) and ammonoids (*Protrachyceras longobardicum*, *Meginoceras sp.*). Lower boundary: sharp on ADZ. Lateral

heteropy with SCI. Thickness: 0 – 120 m.  
*UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)*

### **ZOPPE' SANDSTONES (ADZ)**

Gray and dark gray siliciclastic sandstones with normal grading (medium to fine), consisting of both volcanic and metamorphic quartz, and metamorphic lithic fragments, alternated with variable amounts of dark gray, pelagic lamellibranchs-bearing pelites. Lower boundary: sharp on BUC and onlapping SCI. Thickness: 0 – 120 m.

*UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)*

### **SCILIAR FORMATION (SCI)**

Prevailing dolostones and minor limestones with planar bedding (inner platform facies), laterally heteropic to **margin and slope facies (SCI<sub>a</sub>)** present in massive, roughly clinobedded dolostones. Lower boundary: sharp on CTR. Lateral heteropy with BUC and IMF. Thickness: 0 - 1000 m.

*UPPER ANISIAN - LADINIAN (ILLYRIAN P.P. – LONGOBARDIAN P.P.)*

### **BUCHENSTEIN FORMATION (Livinallongo Fm. Auct.) (BUC)**

Black siliceous limestones in tabular, centimeter-thick beds with plane-parallel millimetric lamination and thin millimeter-thick pelitic interbeds (*Plattenkalke*); nodular cherty limestones in decimeter-thick beds, sometimes amalgamated (*Knollenkalke*); dark black siliceous limestones in centimeter-thick beds with parallel lamination and current ripples (*Bänderkalke*). Arenaceous tuffs and green ash beds ("Pietra Verde" Auct.) occur as intercalations throughout the whole formation, even if their thickness is greater in the lower part. Fossils: ammonoids (*Protrachyceras recubariense*, *P. curioni*, *Arpadites* sp.), *Daonella* spp. Lower boundary: sharp on MBT and CTR. Lateral heteropy with SCI. Thickness: 0 – 150 m.

*UPPER ANISIAN - LADINIAN (ILLYRIAN P.P. – LONGOBARDIAN P.P.)*

### **AMBATA FORMATION (MBT)**

Silty limestones with pelagic lamellibranchs and nodular limestones alternated with gray silty marls; thin (from millimeter-thick to centimeter-thick) beds and laminae of marly siltites and dark silty marls with pelitic partings follow upwards. Fossils: *Daonella* sp., ammonoids and plant remains. Towards the base, micritic nodular limestones and multicolored, silty marls occur for a total thickness of 10 m (*Monte Bivera Formation*, BIV), with pelagic lamellibranchs and ammonoids (*Paraceratites trinodosus*; *P. elegans*). Lower boundary: transitional to DON, sharp on SLS. Lateral heteropic boundary with CTR and RIC. Total thickness: 0 - 110 m.

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)

**CONTRIN FORMATION (CTR)**

Mainly light colored dolostones and dolomitic limestones with planar bedding, characterized by thin strata towards the base and by large beds in the middle-upper part. Fossils: *Dasycladacean*. Lower boundary: transitional to RIC, sharp and paraconcordant on SLS. Lateral heteropic boundary with MBT. Thickness: 0 - 100 m.

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)

**RICHTHOFEN CONGLOMERATE (RIC)**

Poligenic conglomerates and paraconglomerates with moderately rounded clasts, alternated with coarse to medium-fine grained sandstones, mainly brick-red in color, and multicolored, laminated siltites. Fossils: tetrapod imprints (*Rhynchosauroides* isp., *Chirotherium* isp., *Brachychotherium* isp.) and rare plant frustules. Upwards, the unit gradually passes to the *Morbiac Formation (MRB)* (not differentiated in map): intensely bioturbated nodular sandy, silty and marly gray limestones with thin pelitic-marly lenses (total thickness 30 m). The terrigenous content decreases upward. Fossils: lamellibranchs (*Neoschizodus ovatus*, *N. laevigatus*). Lower boundary: discordant and erosional on SLS and DON. Total thickness: 0 – 80 m.

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)

**UPPER SERLA FORMATION (SLS)**

Massive to roughly bedded dolostones, dolomitic limestones and light-gray limestones (microbial boundstone and bio-intraclastic packstone-wackestone), rich in calcareous algae and skeletal remains of invertebrates (lamellibranchs, brachiopods, crinoids, etc.), locally coral biostromes. Lower boundary: sharp on NTR, laterally heteropic to DON; Thickness: 0 – 200 m.

UPPER ANISIAN (PELSONIAN P.P.)

**DONT FORMATION (DON)**

Gray, medium-fine grained sandstones and silty limestones in centimeter-thick to decimeter-thick beds with wavy bedding, passing upward to brown, micritic, marly to pure, nodular limestones, alternating with marls and dark bioclastic limestones. Close to the boundary with SLS, bioclastic limestones and nodular beds of hazel calcarenites (Recoaro Limestone, REC) occur, in which carbonate olistoliths and small patch reefs are present. Fossils: Ammonoids (*Acrochordiceras* spp., *Balatonites* spp., *Bulogites* sp., *Schreyerites binodosus*); Brachiopods (*Coenothyris vulgaris*, *Mentzelia mentzeli*, *Tetractinella trigonella*), Lamellibranchs (*Pleuronectites*, *Mysidioptera e Plagiostoma*), plant remains.

Lower boundary: sharp on NTR and transitional to GLS. Lateral heteropic boundary with SLS. Thickness: 0 – 240 m.

*UPPER ANISIAN (PELSONIAN P.P. – ILLYRIAN P.P.)*

#### **MONTE RITE FORMATION (NTR)**

Gray to light-gray dolostones and dolomitic limestones with algae, without bedding or arranged in meter-thick to pluri-meter-thick beds. Rudites rich in algae, foraminifers and crinoids; locally, tens-of-meters-thick microbial mounds, some hundreds of meters extended. Fossils: *Dasycladacean* algae, foraminifers and brachiopods. Lower boundary: transitional and heteropic to GLS and FCL. Thickness: 0 – 200 m.

*LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)*

#### **COLL'ALTO DARK GRAY LIMESTONES (FCL)**

Blackish and dark gray, slightly fetid limestones, locally with black chert nodules, in centimeter-thick to pluri-decimeter-thick beds with planar to wavy bedding planes, bioclastic calcarenites with algae and crinoids and minor dark pelitic intercalations. Fossils: *Dasycladacean* algae, foraminifers, ostracods, pelecypods, gastropods and brachiopods. Lower boundary: transitional and heteropic to GLS, sharp on SLI<sub>1</sub>. Thickness: 0 – 100 m.

*LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)*

#### **GRACILIS FORMATION (GLS)**

Dolostones, silty solostones and bioclastic calcisiltites in centimeter-thick beds with planar to slightly waved bedding planes, alternating with gray, laminated siltites. Upwards, nodular and bioturbated bioclastic calcarenites follow. In areas east to M. Serla, **marls and marly dolostones, vuggy dolostones (GLS<sub>a</sub>)** alternated with dark aphanitic dolostones with stromatolitic laminae occur. Fossils: *Dasycladacean* algae, foraminifers, ostracods, small pelecypods and crinoid fragments. Lower boundary: sharp and para-concordant on SLI. Lateral heteropy with PPS. Thickness: 0 – 120 m.

*LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)*

#### **PIZ DA PERES CONGLOMERATE (PPS)**

Conglomerates arranged in lens or filling plurimeter-thick trough, with prevailing dolostone- and dolomitic limestone- pebbles (SLI) and WER- derived pebbles in a lesser extent; breccias, occasionally-red sandstones and clayey siltites are also present. Sandy dolostones and dolosiltites with cross lamination and wave ripples occur upward. Lower boundary erosional on SLI. Thickness: 0 – 20 m.

*LOWER ANISIAN (AEGEAN? – BITHYNIAN P.P.)*

**LOWER SERLA DOLOMITE (SLI)**

Light gray or whitish, well bedded dolostones with gray or greenish marly layers in the lower part and small horizons with stromatolitic laminae, tepee, caliche and sheet crack in the upper part. Fossils: Lamellibranchs (*Natiria costata*, *Bakevella costata*); foraminifers (*Glomospirella* sp., *Meandrosira gigantea*, *M. dinarica*) and algae. Lower boundary: transitional to SLI<sub>1</sub>. Thickness: 20 – 70 m.

**Lusnizza Member (SLI<sub>1</sub>)**

In the lower and eastern part, gray-greenish silty dolostones in meter-thick beds are alternated with multicolored, laminated siltites and pelites. Lower boundary transitional to WER<sub>9</sub>. Thickness: 15 – 50 m.

**UPPER OLENEKIAN – LOWER ANISIAN****WERFEN FORMATION (WER)**

It includes several different lithotypes, from carbonate to terrigenous, united by their common facies associations, restricted to the peritidal to shallow marine settings. It is usually subdivided in 10 lower rank units (members and horizons), not always occurring in the Dobbiaco S. Thickness: about 500 m.

**Val Badia, Cenceniche and S. Lucano Members (WER<sub>7,9</sub>)**

Red sandstones with wave ripple and cross lamination, red siltites with mud-cracks, red and purplish marly dolostones, gray-green micritic, bioturbated and fossiliferous dolostones and marls with *Costatoria costata* (WER<sub>9</sub>).

Yellow and red, oolitic and bioclastic limestones and dolostones, gray and red fossiliferous marls with *Dinarites*, *Eumorphis telleri*, *Turbo*, *Natiria* and *Neoschizodus*, red siltites with mud-cracks (WER<sub>8</sub>).

Gray, micritic, often marly, nodular and bioturbated limestones, with cm-thick to dm-thick intercalations of oolitic-bioclastic calcarenites bearing *Tirolites cassianus*, *Natiria costata* and *Turbo rectecostatus* (WER<sub>7</sub>). Lower boundary: sharp on WER<sub>6</sub>.

**Gastropod oolite and Campil Members (WER<sub>5,6</sub>)**

Quartzose micaceous red sandstones in few centimeter-thick beds, with parallel lamination, hummocky and wave ripple, alternating with red siltites and pelites. Fossils: *Eumorphotis hinnitidea*; to the top: *Costatoria subrotunda* (WER<sub>6</sub>).

Gray sandy limestones and calcite-cemented sandstones with hummocky and wave ripples, oolitic-bioclastic reddish calcarenites with micro-gastropods. Fossils: *Eumorphotis hinnitidea* (WER<sub>5</sub>). Lower boundary: short and transitional to WER<sub>4</sub>.

**Mazzin and Siusi Members (WER<sub>2,4</sub>)**

The two members have been merged because the Andraz Horizon is lacking and therefore it is difficult to recognize the boundary separating the two units. The Tesero Member is basically missing too, and only rarely a thin layer of oolitic calcarenites is recognizable.

In the Siusi Member (WER<sub>4</sub>) gray, marly micritic limestones, gray and reddish marls, bioclastic and oolitic calcarenites occur; in the upper part, gray and red sandstones with *Diplocraterion* and red siltites with mud-cracks are present; fossils: *Claraia clarai*, *Claraia aurita*.

In the Mazzin Member (WER<sub>2</sub>), gray, marly and silty micro-nodular limestones with intense bioturbation, micrites and dark laminated marls with pyrite, bioclastic calcarenites with ostracods and lamellibranch in centimeter-thick beds occur. Fossils: ostracods, *Lingula* sp. and, in the upper part, *Claraia wangi*. Lower boundary sharp on BEL.

UPPER PERMIAN P.P. (CHANGHSINGIAN P.P.) – LOWER TRIASSIC. P.P. (OLENEKIAN P.P.)

**BELLEROPHON FORMATION (BEL)**

Alternations of light-gray micritic dolostones, brown muddy, sometimes vuggy, dolostones, dark marls and black fetid limestones, regularly disposed in pluri-decimeter-thick beds, with high content of fusulinids (*Nankinella*) and algae. Toward the basal part, common siltites and red pelites intercalations occur. Lower boundary transitional and heteropic to GAR. Thickness is difficult to estimate, and it is likely about 150-200 m.

UPPER PERMIAN P.P. (CHANGHSINGIAN P.P.)

**VAL GARDENA SANDSTONES (GAR)**

Meter-thick alternations of beige to red, coarse to fine sandstones and siltites with sporadic micro-conglomerate lenses. Beds are massive and amalgamated, or characterized by bad- defined parallel lamination, more rarely trough cross-bedded sandstones and red-gray pelites occur, often with calcareous paleosols in the upper part. Fossils: plant remains. Lower boundary unconformable on CGS or directly above the Southern Alps basement. Thickness: 200-250 m.

UPPER PERMIAN P.P.

**SESTO CONGLOMERATE (CGS)**

Thick, massive, red beds of conglomerates with a grain- to matrix-supported texture. Centimeter- to decimeter-size clasts are both rounded and subangular, almost exclusively metamorphic as regard the composition, with prevailing phyllites, and quartz and micaschists in a lesser extent; volcanic and siliciclastic

clasts are rare. In easternmost outcrops, Devonian carbonate clasts occur. The matrix is made of coarse grained, quartzose-micaceous sandstone. Locally, clasts imbrication is present. Lower boundary erosional and unconformable on the Southern Alps basement. Thickness 0-400 m.

*PERMIAN*

### *METAMORPHIC BASEMENT*

#### BRESSANONE UNIT

It includes low-grade metamorphic rocks of Variscan age.

#### **QUARTZ-BEARING PHYLLITE (BSS)**

Phyllites and quartz-bearing, sometimes garnet-bearing, not rarely chloritic, phyllites that are mainly very fissile since they have a dense planar, corrugate or finely pleated schistosity. The color is variable and ranges from dark to light gray, silver or greenish, depending on prevailing schistogenous minerals. When large amounts of carbonaceous matter is present, the rocks turn to blackish phyllites. The grain size is considerably fine. Milky white quartz veins and nodules are very common, mainly concordant but also discordant to bedding.

#### **QUARTZITES (BSQ)**

Meter-thick layers and beds of gray quartzites. They occasionally show grayish zoning due to the occurrence of small quartz-feldspar-mica layers.

#### **METASILTITES AND METAPELITES (BSW)**

Gray to brownish (with green and red mottles) metasilites and metapelites, at times with carbonate content. The rock is very fine grained and shows opaque schistosity surfaces.

#### **CHLORITE SCHISTS (BSH)**

Metabasites (or metamarls?) in green schists facies, mainly occurring as local and minor intercalations, these latter concordant to the metasilites and metapelites. The rocks is made by chloritic-epidotic schists and by chlorite schists with a very fine grain and a gray-green color.

#### **ACID METAVOLCANITES (Porphyroids *Auct.*) (BSI)**

Meter-thick horizons of metavolcanites and/or meta-volcanoclastics. The rock appears with a gray-reddish color and light, millimeter-large (max 1 cm) auges of quartz and feldspar, emerging on the quartzose-micaceous fine component. Main minerals are quartz, plagioclase, potassium feldspar, sericite, chlorite, muscovite



and carbonates.

In the western sector of the Sheet, some layers and meter-thick beds of **Meta-granitoid (BSI<sub>p</sub>)** occur as intercalations in phyllites. These rocks are essentially gray in color, with slightly light-blue reflections and gaudy centimeter-thick porphyroclasts of white or pink potassium feldspar. The structure is gneissic and prohyoblastic.

### **CALCIMYLONITES (BSK)**

Decimeter-thick layers of banded, dark and light, millimeter-thick beds. This bedding results from the brittle deformation of primary limestone/marls alternations. Isoclinal folds with dismantled limbs often occur. Thickness: not definable (from few meters to few tens of meters)

## **AUSTROALPINE**

### *MESOZOIC COVER OF DRAUZUG*

Relicts of Triassic sedimentary cover of the Upper Austroalpine, tectonically bounded by the Pusteria Line to the South and by the Drautal Line to the North.

### **HAUPTDOLOMIT (HDP)**

Dark, slightly bituminous dolomite in pluri-decimeter-thick to almost meter-thick beds, locally with stromatolites; intercalations of thin bituminous laminites and breccias in the upper part („Seefeld member“, cannot be mapped). Strong cataclastic deformation with calcite-filled fractures. The lower boundary with RBS doesn't crop out. Thickness: up to 200 m in outcrop.

*UPPER CARNIAN - NORIAN*

### **RAIBLER SCHICHTEN (RBS)**

The only one outcrop is located close the S. Silvestro Chapel: carniola and dark breccias, with sandy appearance on the weathered surface. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is only few meters in outcrop.

*CARNIAN*

### **WETTERSTEIN DOLOMITE (WET)**

Well stratified, dark slightly bituminous dolostones and light dolostones, with loferites and stromatolites. Locally, pluri-decimeter-thick intercalations of black marls occur. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is up to 100 meters in outcrop.

?UPPER ANISIAN - ?LOWER CARNIAN

**ARLBERG FORMATION (ABF)**

Dark dolomitic in decimeter-thick to many-decimeters-thick beds, without fossils, cropping out in the Fosco stream (Casies Valley) and in the Nessano stream. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is up to 20 meters in outcrop.

?LADINIAN - ?CARNIAN

**VIRGLORIA FORMATION (VRG)**

Beige, micritic limestone in centimeter-thick to decimeter-thick beds, without fossils and with characteristic bioturbated structure („*vermiculeur* limestone“). The lower boundary doesn't crop out. Thickness: few meters in the only one outcrop close to the Naster stream at Candelle.

ANISIAN

**WERFENER SCHICHTEN (WFH)**

Orange carniola, laminated dolostones and quartzose sandstones. They crop out only at the border of the Pustertal Line, in the Fosco stream (Casies Valley), and show a strong deformation resulting in a fine-grained cataclasite. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is few meters in outcrop.

LOWER TRIAS

**METAMORPHIC BASEMENT**

**THURNTALER UNIT**

It is a phylladic complex affected by Variscan, green-schists metamorphism with a low alpine overprinting.

**PHILLYTES (THF)**

Dark, nodular, sometimes garnet-bearing, phyllites and phyllonites. Easily fissile rocks with planar to corrugate schistosity, formed by massive layers rich in quartz lens and bands, alternated with phyllosilicate richer layers. The color ranges from dark to light gray, depending on occurring minerals. Locally, in carbonate-rich portions or in strong brittle-deformation zones, they show clearly punching on exposed surfaces, and reddish films are present.

**GREEN SCHISTS (THC)**

Chlorite-amphibole-epidote, often carbonate schists, mainly fine-grained and characterized by a layered distribution of basic mineralogical components.

**QUARTZITES (THQ)**

Compact, gray quartzites in meter-thick beds, generally without a clear schistosity.

**ANTERSELVA UNIT**

Austroalpine basement cropping out between the Defereggen-Anterselva-Valles tectonic line (DAV) to the North and the Pusteria Line to the South, with Variscan metamorphism showing an amphibolitic facies and a low-grade Alpine imprint.

**GRANITIC ORTHOGNEISS (Anterselva Orthogneis *Auct.*) (SDT)**

Light, massive, coarse- or medium-grained rocks with granitoid appearance and with not always appreciable schistosity. Basic constituents are: quartz, plagioclase, potassic feldspar forming large idiomorphic crystals, muscovite ± biotite.

**TONALITIC ORTHOGNEISS (Casies Orthogneis *Auct.*) (SDC)**

Mainly medium-grained rocks with a gneissic, schistose-corrugated structure highlighted by fine discontinuous layers of biotite, these latter segregating lenticular elongated portions primarily consisting of feldspar and quartz. The color varies from gray to gray-whitish, dotted with dark green when the amphibole is present. The rocks are generally well-foliated and locally show roundish, microgranular inclusions rich in mafic minerals. Basic constituents are: plagioclase, quartz, amphibole, chlorite, biotite, potassium feldspar.

**AUGEN GNEISS (SDG)**

Gneiss characterized by feldspatic augens emerging on a matrix rich in biotite. The amount and size of feldspatic augens are very variable, and their orientation can strictly follow or not the schistosity surfaces. Mineralogical components are: quartz, microcline, albite, biotite and muscovite.

**FINE-GRAINED ORTOGNEISS (SDK)**

Mainly fine-grained rocks with a planar-schistose structure outlined by rare and discontinuous layers of biotite. The schistosity is furtherly highlighted by the iso-orientation of feldspar and quartz crystals. The color is gray to gray-brown. Basic minerals are feldspars, quartz, biotite and muscovite.

**BANDED PARAGNEISS (DPS)**

They consists of a centimeter- to meter-scale (rarely plurimetric) alternation of: a) gray to brown, often fine-grained, paragneiss with biotite, muscovite, quartz and plagioclase; b) silver to brown mica-schists with one or two mica, quartz

and plagioclase; c) platy, light colored quartzites often with muscovite  $\pm$  feldspar impurities; d) light colored, fine-grained, quartz-feldspar and muscovite-bearing paragneiss. In more pelitic parts, often garnet and occasionally staurolite have been found.

#### **BIOTITE MICASCHISTS (DSM)**

Middle to fine grained micaschists, mainly silvery gray to brown in color, with a planar-corrugated structure. Staurolite, garnet and also kyanite (even cm-large) porphyroblasts often occur, into a schistose matrix of biotite, muscovite, quartz, plagioclase  $\pm$  fibrolitic sillimanite.

#### **QUARTZITES (SDQ)**

Meter-thick layers and bands of quartzites, concordant to schistosity of host rocks, often related both to aplitic and pegmatitic gneiss, and to fine-grained paragneiss. At the boundary with the former litotypes, the quartzites are usually micaceous, becoming real quartzitic schysts as well. Their structure ranges from isotropic to foliated, the color is white or light gray. They sometimes show darker greyish bands, related to small impurity layers in which plagioclase, muscovite and rarely garnet are also present.

#### **MARBLES (SDR)**

Mainly grayish marbles with a maximum thickness of few meters, containing strongly deformed and folded layers of phyllites.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ABEL O. (1926) - *Der erste Fund einer Tetrapodenfährte in den unteren alpinen Trias*. Paläontologische Zeitschrift, **7**: 22-24.
- ABELE G. (1997) - *Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments*. Zs. f. Geomorph. N. F., **41**/1: 1-20.
- ACCORDI B. (1955) - *Le dislocazioni delle Cime delle Dolomiti*, Ann. Univ. Ferrara, **2**: 65-184.
- ACCORDI B. (1956) - *Calcareous algae from the Upper Permian of the Dolomites (Italy), with stratigraphy of the "Bellerophon-zone"*. Journ. Paleont. Soc. India, **1**: 75-84.
- ACCORDI B. (1957) - *Nuove ricerche sui corrugamenti di vetta (Gipffaltungen) delle Dolomiti occidentali*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **LXXXVI**, Roma.
- AGTERBERG F.P. (1961) - *Tectonics of the Crystalline Basement of the Dolomites in North Italy*. Drukkerij en Uitgeversmaatschappij V/H Kemink en Zoon N.V. - Utrecht, 232 pp.
- AMPERER O. (1928) - *Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten*. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16.
- ASSERETO A., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F. (1977) - *Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico ed interpretazione genetica*. L'Industria Mineraria, **28**: 367-402.
- ASSERETO R. (1971) - *Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze*. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. (mat. nat. Klass, Abt. I), **179**: 25-53.
- ASSERETO R., DESIO A., DI CODALBERTO D. & PASSERI L. (1968) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 14a Tarvisio*. Serv. Geol. d'Italia: 1-70.
- AVANZINI M. & WACHTLER M. (2012) - *Sphingopus ladinicus* isp. nov. from the Anisian of the Braies Dolomites (Southern Alps, Italy). Boll. Soc. Geol. It., **51** (1): 63-70.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A. & SELLI L. (2010) - *Note Illustrative - Foglio 060 Trento, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*, p. 244, Roma, ISPRA.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER, G. & SAPELZA, A. (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026 Appiano-Eppan*. SystemCart, Roma, 184 pp.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CUCATO M., MORELLI C., PICOTTI V. & SELLI L. (2012) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 043 Mezzolombardo*. Land Technology & Services, Padova e Treviso, 250 pp.
- AVANZINI M., BERNARDI M. & NICOSIA U. (2011) - *The Permo-Triassic tetrapod faunal diversity in the Italian Southern Alps*. - In: Ahmad Dar, I., Ahmad Dar, M. (eds.): Earth and Environmental Sciences, 591-608, InTech.
- AVANZINI M., DALLA VECCHIA F. M., GIANOLLA P., MIETTO P. & ROGGI G. (2000) - *Aspetti stratigrafici relativi alla presenza di tetrapodi nelle piattaforme carbonatiche mesozoiche del Sudalpino*. In: A. CHERCHI & C. CORRADINI (ed.) «Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche: convegno di fine progetto nazionale di ricerca COFIN 97: Modena, 13-14 giugno 2000»: 15-20.
- AVANZINI M., GIANOLLA P. & NERI C. (2007) - *Conglomerato di Richthofen*. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (1). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VI: 42-48.
- BACCELLE SCUDELER L. (1972) - *Formazione di Livinallongo*. Boll. Serv. Geol. It., **92**: 73-86.
- BACCELLE SCUDELER L. & LUCCHI GARAVELLO A. (1967) - *Ammoniti dei livelli cretacici di Ra Stua (Cortina d'Ampezzo)*. Ann. Univ. di Ferrara, sez. 9, **4**: 117-153.
- BACCELLE SCUDELER L. & SACERDOTI M. (1965) - *Una serie di Strati di Livinallongo (Ladinico Inferiore) nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi)*. St. Trentini Sc. Nat., **42**: 113-162, Trento.
- BACCELLE SCUDELER L. & SEMENZA E. (1974) - *Flysch terrigeno con strutture contornitiche*

- nel Cretacico delle Dolomiti ampezzane. Caratteristiche sedimentologiche e significato geodinamico.* Annali Univ. di Ferrara, sez. 9, **5**: 165-190.
- BALINI M. (1993) - *Preliminary report on the Pelsonian ammonoids from the Dont section (Eastern Dolomites).* Riv. It. Paleont. Strat., **99** (2): 263-270.
- BALINI M. (2007) - *Buchenstein.* In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., Groppelli G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 97-110.
- BALINI M. & NICORA A. (1988) - *Stop 3.3A - Conodonts from the Pelsonian-Illyrian Section of Dont (Zoldo Valley, Belluno).* Giorn. Geol., serie 3, **60**: 260-267.
- BALINI M., LUCAS S.G., JENKS J.F. & SPIELMANN, J.A. (2010) - *Triassic ammonoid biostratigraphy: an Overview.* Geological Society of London Special Publication, **334**: 221-262.
- BALLA Z., (1988) - *Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary).* Tectonophysics, **145**: 277-292.
- BANDEL K. (1991) - *Schlitzbandschnecken mit perlmutteriger Schale aus den triassischen St. Cassian-Schichten der Dolomiten.* - Ann. Naturhist. Mus. Wien **92**: 1-53.
- BANDEL K. (1992a) - *Platyceratidae from the Triassic St. Cassian Formation and the evolutionary history of the Neritomorpha (Gastropoda).* - Paläontologische Zeitschrift, **66**:231-240.
- BANDEL K. (1992b) - *Über Caenogastropoda der Cassianer Schichten (Obertrias) der Dolomiten (Italien) und ihre taxonomische Bewertung.* -Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg, **73**:37-97.
- BANDEL K. (1993) - *Trochomorpha aus der triassischen St. Cassian Formation (Gastropoda, Dolomiten).* - Ann. Naturhist. Museum Wien, **95**: 1-99.
- BANDEL K. (1994a) - *Comparison Upper Triassic and Lower Jurassic gastropods from the Peruvian Andes (Pucará Group) and the Alps (Cassian Formation).* - Palaeontographica, **1**, **233**: 127-160.
- BANDEL K. (1994b) - *Triassic Euthyneura (Gastropoda) from St. Cassian Formation (Italian Alps) with a discussion on the evolution of the Heterostropha.* - Freiburger Forschungshefte C., **452**: 79-100.
- BANDEL K. (1995) - *The Mathildoidea from the Late St. Cassian Formation.* - Scripta Geologica, **111**: 1-83.
- BANDEL K. (1996) - *Some heterostrophic gastropods from Triassic St. Cassian Formation with a discussion of the classification of the Allogastropoda.* - Paläontologische Zeitschrift, **70**, 3/4, S. 325-365.
- BANDEL K. (2007) - *Description and classification of Late Triassic Neritomorpha (Gastropoda, Mollusca) from the St Cassian Formation, Italian Alps.* Bulletin of Geosciences, **82**(3): 215–274.
- BARBIERI G. & GRANDESSO P., (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 082 Asiago.* APAT Regione Veneto, 135 pp., SELCA s.r.l., Firenze.
- BARBIERI G., DE VECCHI G., DE ZANCHE V., DI LALLO E., FRIZZO P., MIETTO P. & SEDEA R. (1980) - *Note illustrative della carta geologica dell'area di Recoaro alla scala 1:20.000.* Mem. Sci. Geol., **24**: 23-52.
- BARGOSSO G.M., BERRA F., BORSATO A., BRACK P., CORBARI D., CREDALI M., FERLIGA C., GASPAROTTO G., MARCATO E., MAROCCHI M., SILETTO G.B. & TROMBETTA G.L. (2016) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 079 "Bagolino".* Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 320 pp., InfoCartoGrafica, Piacenza.
- BARGOSSO G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI I.A., POLI S., ZANCHETTA S., ZANCHI A., AMBROSI C., CORTINI P., CROTTINI A., MACCONI P., MAIR V., MAROCCHI M., MONTRESOR L., TOFFOLON G. & TUMIATI S. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 013 "Merano".* Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 320 pp., SystemCart, Roma.
- BARGOSSO G.M., LUCCHINI F. & MORTEN L. (1978) - *Masserelle periadriatiche affioranti lungo la Linea Insubrica fra Malè (Val di Sole) e Rumo (Val di Non).* Studio petrografico-modale. Miner.

- Petr. Acta, **22**: 13-28.
- BARTH S., OBERLI F. & MEIER M. (1989) – *U-Th-Pb systematics of morphologically characterized zircon and allanite; a high resolution isotopic study of the Alpine Rensen Pluton (northern Italy)*. EPSL, **95**: 235-254.
- BAUMGARTEN B. (2007) – *Carlos de Gimbernats erste Geologische Karte von Tirol (1808)*. Geo.Alp, **1**: 1-10.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1970) - *Das Anis zwischen St. Vigil und dem Hoehlensteintal (Prager und Olanter Dolomiten, Süd-Tirol)*. Festband Geol. Inst. J. Feir Univ. Innsbruck, **4**: 1-71.
- BECHSTÄDT T., BRANDNER R., MOSTLER H. & SCHMIDT K. (1978) - *Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps*. Neues Jahrb. Geol. Paleont. Abh., **156** (2), 157-158.
- BECKER L.P., FRANK W., HÖCK V., KLEINSCHMIDT G., NEUBAUER F., SASSI F.P. & SCHRAMM J.M. (1987) - *Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps*. In: H.W. Flügel, F.P. Sassi and P. Greclua (Eds), Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. IGCP No. 5, 169-182. Monography, Mineralia Slov., Alpha Bratislava.
- BELLANCA A., CLAPS, M., ERBA, E., MASETTI, D., NERI, R., PREMOLI SILVA, I. & VENEZIA, F. (1996) - *Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cison section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geo-chemistry*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **126**: 227-260.
- BELLIENI G. & SASSI F.P. (1981) - *New chemical data and a review on the South-Alpine 'Pre-Hercynia n rhyolitic plateau in the Eastern Alps*. IGCP No.5. Newsletter, **3**: 22-27.
- BELLIENI G. & VISONÀ D. (1981) - *Metamorphic evolution of the Austroalpine schists outcropping between the intrusive masses of Vedrette di Ries (Rieserferner) and Cima di Vila (Zinsnock) (Eastern Alps-Italy)*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., 586-602.
- BENCIOLINI L., POLI M.E., VISONÀ D. & ZANFERRARI A. (2006) – *Looking inside Late Variscan tectonics: structural and metamorphic heterogeneity of the Eastern Southalpine Basement (NE Italy)*. Geodinamica Acta, **19**/1: 17-32.
- BENIGNI C. (1978) - *Revisione tassonomica dei Rynchonellida liassici di Ra Stua (Belluno) e Fanes (Bolzano)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **84**: 121-168.
- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990) – *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Sothern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications*. Eclogae Geol. Helv., **83**(2): 387-310.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KALIN O. & VON STUIJVENBERG J. (1979) – *Evolution of continental margin in the Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **59**: 165-170.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1929) – *Ricerche geologiche e petrografiche sulle Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige)*. Boll. Soc. Geol. It., **48**: 333-359.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1930) - *Carta geologica dell'Alta Valle Aurina e regioni vicine. Scala 1:25.000, rilev. 1927-1930*. Gardi, Firenze.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1934) – *Monografia geologica-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 243 pp.
- BIDDLE K.T., SCHLAGER W., RUDOLPH K.W. & BUSH T.L. (1992) - *Seismic model of a progradational carbonate platform, Picco di Vallandro, the Dolomites, Northern Italy*. AAPG Bull., **76**: 14- 30.
- BINI A., MENEGHEL M., MIETTO P., SAURO U. & SIORPAES C., (1995) - *Altopiani Ampezzani: geologia, geomorfologia, speleologia, con 1 carta geomorf. f.t. a scala 1:25.000*. La Grafica Ed., Vago di Lavagno, Verona, 156 pp..
- BINI A., MENEGHEL M., QUINIF Y, SAURO U. & SIORPAES C., (1990) - *Discovery of Quarz Pebbles on summit surfaces in the Altopiani Ampezzani Dolomites, NE Italy*. Acta Carsologica, **XIX** **29**: 197-202.
- BITTNER A. (1890) - *Brachiopoden der alpinen Trias*. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **XIV** **14**: 1-325.
- BITTNER A. (1892) - *Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., Wien.
- BITTNER A. (1895 a) - *Revision der Lamellibranchiaten von Set. Cassian*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., Wien: 115 pp..

- BITTNER A. (1895 b) - *Lamellibranchiati der alpinen Trias. I. Theil: Revision der Lamellibranchiati von Set. Cassian*. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **18/1**: 1–236.
- BIZZARINI F. & BRAGA Gp., (1987) - *Considerazioni bio e litostratigrafiche sulla Formazione di S. Cassiano (Dolomiti Nord-Orientali, Italia)*: Studi Trent. Sc. Nat., **64**: 39-56.
- BIZZARINI F., LAGHI G., RUSSO F. & URLICHS M., (1986) -, *Preliminary biostratigraphic correlation between Ampezzo, basin sections and the Cordevolian Stratotype (Late Triassic, Italian Dolomites)*: Lavori Soc. Veneta Sc. Nat., **11**: 151-158.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen in der umgebung von Bruneck*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst. Wien, 350-353.
- BLAAS J. (1902) - *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen*. Wagner, Innsbruck.
- BLAAS J. (1907) - *Kleine Geologie von Tirol*. Verlag der Wagner'schen Univ. Buchhandlung, Innsbruck
- BLENDINGER W. (1983) - *Anisian sedimentation and tectonics of the M. Pore-M. Cernera area (Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89**: 175-208.
- BLENDINGER W. (1985) - *Middle Triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps)*. Tectonophysics, **113**: 105-121.
- BLENDINGER W. (1986) - *Isolated stationary carbonate platforms: The Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy*. Sedimentology, **33**: 159–183.
- BLENDINGER W. & BLENDINGER E. (1989) – *Windward-leeward effects on Triassic carbonate bank margin facies of the Dolomites, northern Italy*. Sedimentary Geology, **64**: 143-166.
- BLENDINGER W., BRACK P., NORBORG A.K. & WULFF-PEDERSEN E. (2004) - *Three-dimensional modelling of an isolated carbonate buildup (Triassic, Dolomites, Italy)*. Sedimentology, **51**: 297–314.
- BLENDINGER W., PAROW A. & KEPLER F. (1984) - *Paleogeography of the M. Cernera-Piz del Corvo area (Dolomites, Italy) during the upper Anisian and Ladinian*. Geologica Romana, **21**: 217-234.
- BÖGEL H., MORTEANI G., SASSI F.P., SATIR M. & SCHMIDT K. (1979) - *The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159**: 87-112.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1973) - *Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 549-571.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1979) - *New radiometric data from the eastern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 21
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1980) - *On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps)*. Neu. Jb. Mineral. Mh., 501-514.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFRERRARI A. & ZIRPOLI G. (1978) - *New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window*. Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova, **32**: 1-17
- BÖSE E. & SCHLOSSER M. (1900) - *Über die mittelliasische Brachiopodenfauna von Südtirol*. Paläontographica, Bd. **46**: 175-212.
- BOSELLINI A. (1965a) – *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., **15**: 1-72.
- BOSELLINI A. (1965b) – *Schema strutturale del Permo-Trias postercinico nelle Alpi Meridionali*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat., Nat., serie VIII, **38**: 216-222.
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 133-169.
- BOSELLINI A. (1968) - *Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali*. Mem. Atti Acc. naz. Lincei, **9**: 1-32.
- BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico e Cretaceo. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 163-205.



- BOSELLINI A. (1984) - *Progradation geometries of carbonate platform: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy*. *Sedimentology*, **31**: 1-24.
- BOSELLINI A. & DAL CIN R. (1968) - *Sedimentologia delle Arenarie di Val Gardena – Sezione di S. Martino in Badia (Bolzano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **87**: 401-423.
- BOSELLINI A. & DOGLIONI C. (1986) - *Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy)*. *Journ. Struct. Geol.*, **8**(5): 581-583.
- BOSELLINI A. & FERRI R. (1980) - *La Formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella valle di S. Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti bellunesi)*. *Ann. Univ. di Ferrara (N.S.)*, sez.9, Scienze Terra, **6**: 63-89.
- BOSELLINI A. & HARDIE L. H. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale nelle Alpi venete*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **30** (1985): 245-266.
- BOSELLINI A. & LARGAIOLLI T. (1965) - *Contributo alla conoscenza degli strati di S. Croce (Val Badia-Dolomiti)*. *Studi Trent. Sc. Nat.*, Sez. A, **42**: 5-12.
- BOSELLINI A. & ROSSI D. (1974) - *Triassic carbonate buildups of the Dolomites, northern Italy*. In: L. F. Laporte (ed.) «Reefs in Time and Space» **18**: 209-231-
- BOSELLINI A., CASTELLARIN A., ROSSI P., SIMBOLI G. & SOMMAVILLA E. (1977) - *Schema sedimentologico e stratigrafico per il Trias medio della val di Fassa ed aree circostanti (Dolomiti centrali)*. *Giorn. Geol.*, serie 2, **42**(1): 83-108.
- BOSELLINI A., GIANOLLA P., STEFANI M. (2003) - *Geology of the Dolomites*. *Episodes* **26**: 181–185.
- BOSELLINI A., MASETTI D. & NERI C. (1982) - *La geologia del passo del Falzarego*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (ed.) «Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale»: 273-278.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M. (1996) - *Geologia delle Dolomiti, introduzione geologica*. 78° riunione estiva della Società Geologica Italiana: 9-53.
- BOYER S. E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. *AAPG Bulletin*, **66**(9): (9), 1196-1230.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) - *Stratigraphy and Ammonoids of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. *Eclogae geol. Helv. Eclogae Geologicae Helveticae*, **79** (1): 181-225.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlation of boundary sections from Southern Alps*. *Eclogae geol. Helv. Eclogae Geologicae Helveticae*, **86** (2): 415-527.
- BRACK P., RIEBER H., MUNDIL R., BLENDINGER W. & MAURER F. (2007) - *Geometry and chronology of growth and drowning of Middle Triassic carbonate platforms (Cernera and Bivera/Clapsavon) in the southern Alps (northern Italy)*. *Swiss J. Geosci.*, **100**: 327–347.
- BRACK W., TROLL G., KÖLHER H. & MÜLLER-SOHNUS D. (1977) - *Geochronological investigations in the 'Altkristallin' of Eastern Alps*. In: BOEGELS (ed.), *Geodynamics and Geotraverses around the Alps*, Salzburgh-München.
- BRANDNER R. (1973) - *Tetrapodenfährten aus der unteren Mitteltrias der Südalpen*. *Veröffentlichungen der Universität Innsbruck*, **86**: 57-71.
- BRANDNER R. (1984) - *Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NWTethys*. *Jahrb. Geol. Bundesanst.* **126**: 435–475.
- BRANDNER R. (1991) - *Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern – Rosengartner Buildup and Seiser Alm Basin*. In: *Guidebook Exkursion A*, R. BRANDNER, E. FLÜGEL, R. KOCH, L.A. YOSE (Eds) *The northern margin of Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform*. *Dolomieu Conference of Carbonate Platforms and Dolomitization*, 61 pp.
- BRANDNER R. & KEIM L. (2011) - *A 4-day geological field trip in the Western Dolomites*. *Geo.Alp*, **8**:76-118.
- BRANDNER R., BURGER U., GÖGL M.L., GRUBER A., GRUBER J., JESACHER M., KEIM L., PIRCHL T., PRAGER C., PSENNER A. & SCHMIDT M. (2007) - *Carta Geologica delle Dolomiti occidentali in scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Bolzano, Ufficio Geologia e Prove Materiali, LAC Firenze.
- BRANDNER R., GRUBER A. & LUTZ D. (2004) - *Parco Naturale Dolomiti di Sesto - Carta geologica*

- escursionistica*. Provincia Autonoma di Bolzano, Tabacco Udine.
- BRANDNER R., GRUBER A., MORELLI C. & MAIR V. (2016) - *Pulses of Neotethys-Rifting in the Permomesozoic of the Dolomites*. *Geo.Alp.*, **13**: 2016 7-70.
- BREDA A. & PRETO N. (2011) - *Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system: the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy)*. *Sedimentology*, **58**: 1613-1647.
- BREDA A., PRETO N., ROGHI G., FURIN S., MENEGUOLO R., RAGAZZI E. & GIANOLLA P. (2009) - *The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy)*. *Geo. Alp.*, **6**: 80-115.
- BROGLIO LORIGA C., FUGAGNOLI A., VAN KONJENBURG-VAN CITTERT J.H.A., KUSTATSCHER E., POSTENATO R. & WACHTLER M. (2002) - *The Anisian Macroflora from the Northern Dolomites (Kühwiesenkopf/Monte Pra della Vacca, Braies): a first report*. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **108** (3): 381-389.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., SCHEFFER A.O., POSENATO R., SZABO I. & MAKK A.T. (1990) - *The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. *Mem. Sci. Geol.*, **42**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **58**: 501-598.
- BRONDI A., FUGANTI A., LUNZ L., MITTEMPERGHER M., MURARA G., NARDIN M., NASCIMBEN P., PERNA G., ROSSI D., SCUDELER BACCALLE L., SOMMAVILLA E. & ZIRPOLI G. (1976) - *Commento al foglio geologico 027: Bolzano 1:50.000*. *Studi Trent. Sc. Nat.*, **53**: 107-218.
- BRUGMAN W.A. (1983) - *Permian-Triassic Palynology*. *Lab. Palaeob. Palynol.*, Univ. Utrecht, 122 pp.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOU F. & VIEL G. (1982) - *Paleogeografia ladino-carnica e metallogenese del Sudalpino*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**: 65-82.
- BUTLER R.W.H., (1982) - *The terminology of structures in thrust belts*. *Journal of Struct. Geology*, **4**, 239-245.
- CAPORALI A., NEUBAUER F., OSTINI L., STANGL G. & ZULIANI D. (2013) - *Modeling surface GPS velocities in the Southern and Eastern Alps by finite dislocations at crustal depths*. *Tectonophysics*, **590**: 136-150.
- CAPUTO R. (1996) - *The polyphase tectonics of Eastern Dolomites*. *Mem. Sci. Geol.*, **48**: 93-106.
- CAPUTO R. (1997) - *The puzzling regmatic system of Eastern Dolomites*. *Mem. Sci. Geol.*, **49**: 11-10.
- CAPUTO R., POLI M.E., & ZANFERRARI A. (2010) - *Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy*. *Journal of Structural Geology*, **32**: 1009-1027.
- CAPUTO R., STEFANI M. & DAL PIAZ G. (1999) - *Contractional and transcurrent tectonics in the Marmolada Group (Dolomites, Italy)*, *Mem. Sci. Geol.*, **51**: 63-77.
- CARMINATI E., CAVAZZA D., SCROCCA D., FANTONI R., SCOTTI P. & DOGLIONI C. (2010) - *Thermal and tectonic evolution of the southern Alps (northern Italy) rifting: Coupled organic matter maturity analysis and thermokinematic modeling*, *AAPG Bulletin*, **94** (3): pp. 369-397.
- CARRARO F. (2012) - *Geologia del Quaternario. l'evoluzione geologica degli ambienti superficiali*. Flaccovio ed., 396 pp., Palermo.
- CASATI P. (1979) - *Stratigrafia medio-triassica del Comelico occidentale (Dolomiti Orientali, Provincia di Belluno)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **85**: 31-56.
- CASATI P., JADOU F., NICORA A., MARINELLI M., FANTINI SESTINI N. & FOIS E., (1982) - *Geologia della Valle dell'Ansiei e dei Gruppi M. Popera - Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali)*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **87**(3): 371-510 (con una carta geologica alla scala 1:25.000).
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., DI STEFANO P., GAGGERO L., GULLO M., MASSARI F., NERI C., RONCHI A., SENO S., VANOSI F., & VENTURINI C., (1998) *Syntetic Upper Paleozoic correlation charts of selected Italian areas*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **40**: 65-120.
- CASSINIS G., DI STEFANO P., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C., (2000) - *Permian of South Europe and its international correlations*. In: Y. YIN, J.M. DICKINS, G. R. SHI, J. TONGHS (Eds.) "Permian- Triassic evolution of Tethys and western circum-Pacific". Elsevier, 37-70.

- CASTELLARIN A. (1976) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch sudalpino cretaceo*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 501-511.
- CASTELLARIN A. (1979) - *Il problema dei raccordi crostali nel Sudalpino*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 21-23.
- CASTELLARIN A. (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1: 200.000*. CNR., **441**: 1-220, Tecnoprint, Bologna.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. Journ. of Geodynamics, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., & TRANSALP WORKING GROUP (2004) - *Structural synthesis of the Eastern Alps: a collisional orogenic chain*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, 3-13.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. e SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Appennines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A. & NARDIN M. (2005a) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 059 Tione di Trento*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, L.A.C., Firenze.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) - *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. Tectonophysics, **414**: 259-282.
- CASTELLARIN A., PICOTTI V., CANTELLI L., CLAPS M., TROMBETTA L., SELLI L., CARTON A., BORSATO A., DAMINATO F., NARDIN M., SANTULIANA E., VERONESE L. & BOLLETTINARI G. (2005b) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 080 Riva del Garda*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, L.A.C., Firenze.
- CASTIGLIONI B., LEONARDI P., MERLA G., TREVISAN L. & ZENARI S. (1940) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio -12- "Pieve di Cadore", alla scala 1:100.000*, Ufficio Idrografico del R. Magistrato delle Acque, Venezia.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000)*. In: DAINELLI G. (a cura di), Atlante Fisico-Economico d'Italia, Tav. 3, Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CASTIGLIONI B., CORNELIUS FURLANI M. & VARDABASSO S. (1930) - *Foglio 11 M. Marmolada della carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000*. Uff. Idrogr. Mag. Acque. Venezia.
- CASTIGLIONI G.B. (1964) - *Sul morenico stadiale delle Dolomiti*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**: 3-16.
- CASTIGLIONI G.B. (1967) - *Depositi morenici*. In: Leonardi P., Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave, 1, 389-399.
- CELLI A., (1935) - *Relazione delle Campagne Galciologiche del 1934. Gruppo di Croda Rossa*. Boll. Comit. Glaciol. It. e della Commissione Glaciologica del C.A.I., n. 15, p. 242.
- CESARE B. (1999) - *Multi-Stage pseudomorphic replacement of garnet during polymetamorphism: Microstructures and their interpretation*. Journal of Metamorphic Geology, **17**: 723-734.
- CITA M.B. & PASQUARÈ G. (1959) - *Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia. Nota IV - Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **10**: 1-153.
- CITA M.B. & ROSSI D., (1959), *Prima segnalazione di Aptiano-Albiano nelle Dolomiti*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Ss. mm. ff. nn. classe VIII, **27**(6): 405-411.
- CLAPS M. & MASETTI D. (1994) - *Milankovitch periodicities recorded in Cretaceous deep-sea sequences from the Southern Alps (northern Italy)*. In: Orbital forcing and cyclic sequences (Eds: P.L. de Boer & D.G. Smith), IAS spec. Publ., **19**: 99-107.
- COBIANCHI M. & LUCIANI V. (1998) - *Nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici nei livelli anossici, pelagiti ritmiche e torbiditi del Cenomaniano-Turoniano nelle Dolomiti Ampezzane*.

- Mem. Soc. Geol. It., **53**: 225-238.
- COCCIONI R. & PREMOLI SILVA I. (2015) - *Revised Upper Albian – Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy)*. Newsletters on Stratigraphy, **48**: 47-90.
- CONSOLE F., PANTALONI M. & PETTI F.M. (2016) - *La cartografia geologica delle Alpi meridionali tra XIX e XX secolo: un esempio di collaborazione italo-austriaca*. In stampa L'Universo, anno XCV, **5**: 103-123.
- CORNELIUS-FURLANI M. (1924) – *Zur Kenntnis der Villnösser Line*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., **7**: 125-131.
- CROS P (1966) - *Age Oligocène Supérieur d'une pouddingue (du Monte Parei) dans les Dolomites centrales italiennes*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **7**: 254-252.
- CROS P. (1962) - *Etude des formations calcaires attribuées au Rhéthien dans les Dolomites centrales (Haut-Adige)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **4**: 107-108.
- CROS P. (1965) - *Contribution a l'étude stratigraphique du Lias des Dolomites italiennes (Italie du Nord)*. Bull. Soc. Geol. France, (sér. 7), **7**: 437-442.
- CROS P. (1967): *A propos de l'origine récifale de deux massifs ladino-carniens dans les Dolomites*. C.R. Somm. Soc. Géol. France Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France, **6**: 233.
- CROS P. (1972) - *Glissements sous-marins et passages de faciès dans le Carnien des Dolomites de Braies (Italie du Nord)*. Bull. Soc. Géol. France, **7**: 57-66.
- CROS P. (1974) - *Evolution sédimentologique et paléostratigraphique de quelques plates-formes carbonatées biogènes (Trias des Dolomites italiennes)*. - Se. Terre Nancy, **19**(4): 299-379.
- CROS P. (1978) - *Interprétation des relations entre sédiments continentaux intrakarstiques et molasses littorales Oligo-Miocènes des Dolomites centrales Italiennes*. Atti Congr. "Processi Paleocarsici e Neocarsici", Napoli.
- CROS P. (1979) - *Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apports terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques orientales (Italie et Autriche)*. C.R. Acad. Sc. Paris, **292**: 737-741.
- CROS P. (1980) – *Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apports terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 953-982.
- CROS P. & DUPEUPLE P. A. (1967) - *Caractères des terrains crétacés supérieurs dans la Vallée d'Antrouilles*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **7**: 250-252.
- CROS P. & HOUËL P. (1983) - *Repartition and Paleogeographical interpretation of Volcanoclastic and Pelagic Sediments of the Livinallongo Formation (Italian Dolomites)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **11/13**: 415-452.
- CROS P. & LAGNY Ph. (1969) – *Paléokarst dans le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales. Importance stratigraphique et paléogéographique*. Sc. Terre, **14** (2): 139-195.
- CROS P. & LAGNY Ph. (1972) – *Die paleogeographische Bedeutung der pelagischen Ablagerungen im Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen und der Dolomiten (Norditalien)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaust., **21**: 169-192.
- CUCATO M. (2007) - *La successione continentale pliocenico(?) - quaternaria*. In: Barbieri G. & Grandesso P. (a cura di), *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 082 "Asiago"*, pp. 60-94. Servizio Geologico d'Italia APAT - Regione del Veneto, S.EL. CA. s.r.l., Firenze.
- DAL CIN R. (1967) - *Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di Conglomerato di Richtofen della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige)*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 165-203.
- DAL CIN R. (1963) – *Primi risultati di uno studio sul «Verrucano Alpino» delle Dolomiti Settentrionali*. Boll. Soc. Geol. It., LXXXII, Fasc. 3, Roma.
- DAL CIN R. (1972) - *I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti*. In G. Woltetz & G.

- Riehl-Herwirsch (eds), Verrucano-Symposium, Wien 1969, Verh. Geol. Bundesanst., pp.47-74, Wien.
- DAL CORSO J., GIANOLLA, P., NEWTON, R. J., FRANCESCHI, M., ROGHI, G., CAGGIATI, M. & PRETO, N. (2015a) - *Carbon isotope records reveal synchronicity between carbon cycle perturbation and the „Carnian Pluvial Event“ in the Tethys realm (Late Triassic)*. Global and Planetary Change, **127**: 79-90.
- DAL CORSO J., MIETTO P., NEWTON R.J., PANCOST R.D., PRETO N., ROGHI G. & WIGNALL P.B. (2012) - *Discovery of a major negative  $\delta^{13}C$  spike in the Carnian (Upper Triassic) linked to the eruption of Wrangellia flood basalts*. Geology, **40**(1): 79–82.
- DAL CORSO J., ROGHI G., KUSTATSCHER E., PRETO N., GIANOLLA P., MANFRIN S. & MIETTO P. (2015b) - *Ammonoid–calibrated sporomorph assemblages reflect a shift from hygrophytic to xerophytic elements in the late Anisian (Middle Triassic) of the Southern Alps (Italy)*. Rev. Palaeobot. Palynol., **218**: 15–27.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, sez. III, **17**: 3-7.
- DAL PIAZ G., BIANCHI A., DAL PIAZ G.B. & MERLA G. (1930) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio -4b- “Monguelfo”, alla scala 1:100.000*, Ufficio Idrografico del R. Magistrato delle Acque, Venezia.
- DAL PIAZ GB. (1930) - *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige Orientale*. Studi Trentini di Scienze naturali, **XI**, **3**:1- 27.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 245 pp.
- DAL PIAZ GB. (1935) - *Le alluvioni interglaciali dell'Alta Valle della Rienza*. Alto Adige. Bol. Com. Glac. It. Torino, **15**: 3-7.
- DE GIBERNAT (1808) - *Planos Geognósticos de los Alpes y de la Suiza con sus Descripciones*. Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid.
- DE ZANCHE V. (1990) - *A review of Triassic stratigraphy and paleogeography in the eastern Southern Alps*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 59–71.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1982) - *Schythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps*. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **11**: 299-308.
- DE ZANCHE V. & GIANOLLA P. (1995) - *Litostratigrafia al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **5**: 41-48.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C. (1992) - *The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Eclogae Geol. Helv. Eclogae geologicae Helveticae, **85**(1): 127-143.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MANFRIN S., MIETTO P. & ROGHI G. (1995) - *A Middle Triassic backstepping carbonate platform in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biochronostratigraphy*. Mem. Sci. Geol., **47**: 135– 155.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. R. (1993) - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Mem. Sci. Geol., **45**: 1-27.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P. & ROGHI, G. (2000) - *Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **93**: 331-347.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1980) - *Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South-Alpine basement of the Eastern Alps*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., **707**-718.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1984) - *Acidic gneisses from Plan de Coronas area, and chronological data on South-Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps)*. Mem. Sci. Geol., **36**: 403-412.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (curatori) (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle formazioni, Fascicolo I - Unità validate*. Quaderni del Servizio d'Italia, serie III, n° 7, 228 p., Roma.

- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P. & PETTI F. (2006) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità validate*: Servizio Geologico d'Italia Quaderni, serie III, **7**.
- DERCOURT J., ZONESHAIN P.L., RICOU L.E., KAZMIR V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHICOF I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. *Tectonophysics*, **123**: 241-315.
- DIECI G., ANTONACCI A. & ZARDINI R. (1970) - *Le spugne cassiane (Trias medio-superiore) della regione dolomitica intorno a Cortina d'Ampezzo*. - *Boll. Soc. Paleont. Ital.* **7/2**., 94-155.
- DIENER C. (1891) - *Ersteigung der Croda Rossa (3184 m) von der Ostseite*. Oesterreich. Alpen-Ztg.
- DIENER C. (1897) - Über ein Vorkommen von Ammoniten und Othoceren in Südtirolischen Bellerophon-Kalk. *Sitzber. Akad. Wiss., Wien*, **106**: 61-77.
- DIENI I., GIORDANO D., LOYDELL D. K. & SASSI F. P. (2005) - *Discovery of Llandovery (Silurian) graptolites and probable Devonian corals in the Southalpine Metamorphic Basement of the Eastern Alps (Agordo, NE Italy)*. *Geol. Mag.*, **143**: 1-5.
- DOGLIONI C. (1982) - *Tettonica triassica nella Valle di Livinallongo (Dolomiti occidentali)*. *Ann. Univ. Ferrara*, **9**, 2: 1-20.
- DOGLIONI C. (1984) - *Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti*. *Giornale di Geologia*, **46**, 2: 47-60, Bologna.
- DOGLIONI C. (1987) - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps- Northern Italy)*, *J. Struct. Geol.*, **9**: 181-193.
- DOGLIONI C. (1992) - *Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps*. *Eclogae geol. Helv. Eclogae Geologicae Helveticae*, **85**, 1: 105-126.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. *Geologische Rundsch.*, **76**: 735-754.
- DOGLIONI C. & CARMINATI E. (2008) - *Structural Styles & Dolomites Field Trip*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, **LXXXII**.
- DOGLIONI C. & CASTELLARIN A., (1985) - *A geologic schematic cross-section of the Southern Alps*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **8**: 35-36.
- DOGLIONI C. & NERI C. (1988) - *Anisian tectonics in the Passo Rolle Area*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **11**: 197-204.
- DOGLIONI C. & STORPAES C. (1990) - *Polyphase deformation in the Col Bechei area (Dolomites-Northern Italy)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **83/3**: 701-710.
- DOGLIONI C., MASETTI D. & NERI C. (1989) - *Late Carnian extensional tectonics in the Dolomites*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **14**: 43-48.
- EBNER F., NEUBAUER F. & STATTEGGER K. (1987) - *The Caledonian event in the Eastern Alps: a review*. In: H.W. FLÜGEL, F.P. Sassi and P. Grecula (eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. IGCP No.5, Monography, Mineralia Slov., Alpha Bratislava, 169-182.
- EXNER C. H. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Linaments*. *Verh. Geol. Bundesanst., Wien*, **1976**: 3-64.
- FANTONI R., LONGO SALVADOR G., PODDA F., PONTON M. & SCOTTI P. (1998) - *L'unità a laminita organiche nel Norico del Rio Resartico (Val Resia, Alpi Giulie)*. *Atti Ticinesi Sci. Terra, serie speciale 7*: 109-123.
- FARABEGOLI E. & GUASTI M. (1980) - *Anisian lithostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, southeastern Dolomites)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **85**(3-4): 909-930.
- FARABEGOLI E. & VIEL G. (1982) - *Litostratigrafia della Formazione di Werfen (Trias inferiore) delle Dolomiti Occidentali*. *Industria Mineraria*, **6**: 3-14.
- FARABEGOLI E., JADOUF F. & MARTINES M. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie occidentali (Alpi Meridionali, Italia)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **92**: 147-196.

- FARABEGOLI E., LEVANTI D., PERRI M.C. & VENERI P. (1984) - *M. Bivera Formation: an atypical Middle Triassic "Rosso Ammonitico" facies from the Southern Alps (Italy)*. *Giornale di Geologia*, **46**: 33-46.
- FARABEGOLI E., PERRI M.C. & POSENATO R. (2007) - *Environmental and biotic changes across the Permian-Triassic boundary in Western Tethys: The Bulla parastratotype, Italy*. *Global and Planetary Change*, **55**: 109-135.
- FARABEGOLI E., PISA G. & OTT E. (1977) - *Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sud-orientali)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 659-703.
- FAULP P. (1976) - *Sedimentologischen Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten*. *Anz., Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl.*, **9**: 131-134.
- FISCHER K. (1989) - *Das Gsieser Tal. Geographische Skizze eines peripher gelegenen Hochtales in Südtirol*. *Der Schlern*, **63**: 531-569.
- FISCHER K. (2006) - *Die Weitung von Bruneck in ausgehenden Eiszeitalter*. *Der Schlern*, **80**: 4-19.
- FLAJS G. & SCHÖNLAUB H.P. (1976) - *Die biostratigraphische Gliederung des Altpalaeozoikums am Polster bei Eisenerz (Noerdliche Grauwackenzone, Oesterreich)*. In: Schoenlaub H.P. (ed.), *Neue Ergebnisse ueber Untersuchungen im Palaeozoikum Oesterreichs*. *Verh. Geol. Bundesanst.*, **2**: 257-303.
- FLÜGEL E. & KRAUSS S. (1986) - *The Lower Permian Sexten breccia (Sexten Dolomites) and the Tarvis breccia (Carnic Alps): Microfacies, depositional environment and paleotectonic implications*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **34**: 67-90.
- FOIS E. (1982) - *The Sass da Putia carbonate buildup (western Dolomites): biofacies succession and margin development during the Ladinian*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **87**: 565-598.
- FOIS E. & GAETANI M. (1981) - *The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **86**: 469-542.
- FÖTTERLE F. (1856) - *Mittheilung über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenformation (Gailthaler Schichten) und der Triasgebilde in dem südwestlichen Theile von Kärnten*. - *Jahrb. geol. Reichsanst.*, Bd. 7, S. 372.
- FRANCESCHI, M., MASSIRONI, M., FRANCESCHI, P. & PICOTTI, V. (2013) - *Study of the Early Jurassic Calcarei Grigi carbonate platform (Southern Alps, Italy), integrating 3D-modeling and geostatistics*. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, **29**: 59-62.
- FRANCESCHI, M., MASSIRONI, M., FRANCESCHI, P. & PICOTTI, V. (2014) - *Spatial analysis of thickness variability applied to an Early Jurassic carbonate platform in the central Southern Alps (Italy): a tool to unravel syn-sedimentary faulting*. *Terra Nova*, **26**: 239-246.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & SZÉKELY B. (2001) - *The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps - A mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps*. *Int. J. Earth Sciences*, **90**(3): 500-518.
- FRISCH W., NEUBAUER F. & SATIR M. (1984) - *Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle*. *Int. J. Earth Sciences*, **73**: 47-68.
- FRISCH W., NEUBAUER F., BRÖCKER M., BRÜCKMANN W. & HAISS N. (1987) - *Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex*. In: H.W. Flügel, F.P. Sassi and P. Grechula (eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. IGCP No.5, Monography, Mineralia Slov., Alpha Bratislava, 209-226.
- FURLANI M. (1912) - *Der Drauzug im Hochpustertal*. In: *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **5**: 252-271.
- FURLANI M. (1919) - *Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol*. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, Bd. 97.
- FURLANIS S. (2013) - *Risposta dei sistemi deposizionali continentali dell'area Alpino Dolomitica alle variazioni climatiche a scala del millennio durante l'ultima transizione glaciale - interglaciale (Pleistocene sup p.p. - Olocene inf.)*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Ferrara, 98 pp.

- FÜRSICH F.T. & WENDT J. (1977) - *Biostratigraphy and palaeoecology of the cassian formation (Triassic) of the Southern Alps*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **22**: 257-323.
- GAETANI M., (2010) - *From Permian to Cretaceous: Adria as pivotal between extensions and rotations of Tethys and Atlantic Oceans*. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, **36** In: (Eds.) MARCO BELTRANDO, ANGELO PECCERILLO, MASSIMO MATTEI, SANDRO CONTICELLI, AND CARLO DOGLIONI, The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins.
- GAETANI M. & MANTOVANI (2015) - *Middle Triassic Spiriferoid Mentzeliids from Alpine and Mediterranean areas*. Riv. It. Paleont. Strat., **121**:163-194
- GAETANI M., FOIS E., JADOUL F. & NICORA A. (1981) - *Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy)*. Mar. Geol., **44**(1-2): 25-57.
- GATTOLIN G., PRETO N., BREA A., FRANCESCHI M., ISOTTON M. & GIANOLLA P. (2015) - *Sequence stratigraphy after the demise of a high-relief carbonate platform (Carnian of the Dolomites): sea-level and climate disentangled*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **423**: 1–17.
- GIANOLLA, P. & JACQUIN, T. (1998) - *Triassic sequence stratigraphy framework of western European basins*. In: P.C. DE GRACIANSCKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (eds.), Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Sp. Pub. **60**: 643-650.
- GIANOLLA P. & NERI C. (2007) - *Formazione di Wengen*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., Gropelli G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 111-124.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution*. In: P.C. DE GRACIANSCKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (eds.), Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Sp. Pub., **60**: 723-751.
- GIANOLLA P., MICHELETTI, C., PANIZZA & M., VIOLA, F. (2009) - *Nomination of the Dolomites for Inscription on the World Natural Heritage List Unesco*: <http://whc.unesco.org/en/list/1237/>.
- GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapp. conclusivo per il DPC*. INGV, Milano-Roma, pp. 65 + 5 appendici.
- GUIDOBONI E., COMASTRI A. & BOSCHI E. (2005) - *The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. J. Geophys. Res., **110**, doi:10.1029/2005JB003683.
- GUIDOTTI C.V. & SASSI F.P. (1976) - *Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists*. N. Jb. Miner. Abh., **127**: 97-142.
- GÜMBEL C. W. (1857) - *Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach*. Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., Jahrg., **7, H. I.**: 146- 151., Wien
- HAMMERL C. (2015) - *The four strongest earthquakes in Tyrol/Austria during XVIIth and XVIIth centuries: from archival sources to macroseismic intensities*. Acta Geod. Geophys., **50**: 39-62.
- HAMMERSCHMIDT K. & STÖCKHER B. (1987) - *A K-Ar and 40Ar/39Ar study on white micas from Brixen quartzphyllite, Southern Alps. Evidence for argon loss at low temperatures*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **95**: 393-406.
- HANNSS C. (1967) - *Die Morphologischen Grundzüge des Ahrntales*. Tübinger geographische Studien, 23, 144 pp.
- HARADA T. (1883) - *Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und Westlichen Carnia*. J.d.k.k. geol. Bundesanst., **80**: 147-230.
- HARDIE L. A., BOSELLINI A. & GOLDBAMMER R. K. (1986) - *Repeated Subaerial Exposure of Subtidal Carbonate Platforms, Triassic, Northern Italy: Evidence for High Frequency Sea-Level Oscillations on a 104 Year Scale*. Paleoceanography, **1**(4): 447-457.
- HAUER F.R. (1850) - *Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg*. Jarb. der. k.k. R.A., I, 37.



- HAUER F.R. (1858) – *Vorlage der Geologischen Karte von Tirol*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst. Wien, 74-75.
- HAUG E. (1887) - *Die geologischen Verhaeltnisse der Neokomablagerungen der Puez Alpe*. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.: 243-280.
- HEINISCH H. & SCHMIDT K. (1976) – *Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen*.- Geol. Rundsch. **65**: 459-482.
- HEINISCH H. & SCHMIDT K. (1984) – *Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol)*. Geol. Rundsch., **73**: 113-129.
- HOFMANN R., HAUTMANN M. & BUCHER H. (2015) - *Recovery dynamics of benthic marine communities from the Lower Triassic Werfen Formation, northern Italy*. *Lethaia*, **48**: 474–496.
- HOFMANN T. & CERNAJSEK T. (1993) - *Zur historischen Entwicklung geologischer Kartierung in Tirol*. Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **73**: 13-32.
- HÖRNES R. (1875a) - *Aufnahme im oberen Rienzthale (Umgebung von Toblach) und der Gegend von Cortina d'Ampezzo*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., Wien.
- HÖRNES R. (1875b) - *Aufnahmen in Sexten, Cadore und Comelico*. V. R. A. 266.
- HÖRNES R. (1875c) - *Aus den Südtiroler Kalkalpen. Einfluß des geologischen Baues auf die Terraingestaltung in der Umgebung von Ampezzo, Buchenstein, Gröden und Enneberg*. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 6, München.
- HÖRNES R. (1876) - *Neocomfundorte in der Gegend von Ampezzo und Enneberg in Südtirol*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst. Wien.
- IRMLER R (2003) - *Seesedimente als natürliches Archiv zur Erstellung eines Murkalenders am Beispiel des Prager Wildsees (Norditalien)*. Dissertation. Universität Jena.
- IRMLER R., BORG K.V.D., DAUT G., MÄUSBACHER R., SCHNEIDER H.& STRUNK H. (2005) - *The reconstruction of debris flow frequency using sediments of Lake Lago di Braies/N-Italy*. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, **138**: 37-50.
- IRMLER R., G. DAUT & R. MÄUSBACHER (2006) - *A debris flow calendar from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy)*. *Geomorphology*, **77**: 69-78.
- JENKYN H.C. (1980) - *Cretaceous anoxic events: from continent to oceans*. *Journal of the Geological Society, London* **137**: 171–188.
- JENKYN H.C. (2010) - *Geochemistry of oceanic anoxic events*. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **11**: (3) Q03004, doi:10.1029/2009GC002788.
- KALVACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) *Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (South-Alpine basement of Eastern Alps, Italy)*. In: Zaklinskaya E.D., Hughes N.F. & Richardson J.B. (eds.). Moscow palynostratigraphy symposium, 27<sup>th</sup> International Geological Congress. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **48**: 311-326.
- KEFERSTEINS C. (1821) - *Charte von Tirol und Vorarlberg* in *Charte von Teutschland*. Weimar, Geographisches Institut.
- KEIM L. (1995) - *Stratigraphische und strukturelle Entwicklung im Gebiet Fanes-Sennes (O.Trias - Oligozän, Oestliche Dolomiten)*. Unpubl. Diploma Thesis, pp. 1-132, Innsbruck.
- KEIM L. & NERI C. (2007a) - *Formazione di San Cassiano*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., Gropelli G., Manetti P., Petti F.M. (eds), *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 49-55.
- KEIM L. & NERI C. (2007b) – *Dolomia Cassiana*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., Gropelli G., Manetti P., Petti F.M. (eds), *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 56-62.
- KEIM L. & STINGL V. (2000) - *Lithostratigraphy and facies architecture of the Oligocene conglomerates at Monte Parei (Fanes, Dolomites, Italy)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **106**: 123–132.
- KEIM L., BRANDNER R., KRYSYAN L. & METTE W. (2001) - *Termination of Carbonate Slope Progradation: An example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy*. *Sediment. Geol.*,

143 (3-4): 303-323.

- KEIM, L., SPÖTL, C. & BRANDNER, R. (2006) - *The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basin perspective (Dolomites, Southern Alps)*. *Sedimentology*, **53** (2): 361-386.
- KENT, D.V., OLSEN, P. E., & MUTTONI, G. (2016) - *Astrochronostratigraphic polarity time scale (APTS) for the Late Triassic and Early Jurassic from continental sediments and correlation with standard marine stages*. *Earth Sci. Rev.* **166**: 153-180.
- KLEBELSBERG R. VON (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **14**: 266-285.
- KLEBELSBERG R. VON (1927) - *Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten*. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **79**, 280-354.
- KLEBELSBERG R. VON (1928) - *Quartärlagerungen im obersten Drautal. Pustertal Tirol*. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **16**: 94-98.
- KLEBELSBERG R. VON (1929) - *Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern. Südtirol, Venetien*. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **17**: 218-226.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol*. I-XII + 872 pp., Borntraeger ed., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1956) - *Südtiroler geomorphologische Studien. Das Pustertal (Rienz-Anteil)*. *Schlern-Schriften*, **151**: 1-218 pp..
- KLIPSTEIN A. (1876) - *Juraversteinerungen im Gebirge zwischen Gader- und Ampezzanerthal*. *Verh. k.k. Geol. Reichsanst.*, 1876: 137-140.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ E., KLÖTZLI U. & KOLLER F. (1997) - *Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology*. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **77**: 315-324.
- KOBER L. (1908) - *Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita*. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*. Bd. 1.
- KOKEN E. (1913) - *Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Sudtirol)*. *Abhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **16**: 1-43.
- KRAINER K. & LANG K. (2007) - *Active rock glaciers at Hohe Gaisl (Eastern Dolomites)*. *Geo.Alp*, **4**: 127-131.
- KRAINER K., LANG K. & HAUSMANN H. (2010) - *Active rock glaciers at Croda Rossa/Hohe Gaisl, Eastern Dolomites (Alto Adige/South Tyrol, Northern Italy)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **33**: 25-36, Torino.
- KREUTZER, S. 1992. *Zur Geologie des östlichen Thurmtaler Quarzphyllitkomplexes und seiner tektonischen Einbindung in das Ostalpin der südöstlichen Deferegger Alpen, Osttirol*. Ph.D thesis, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen.
- KROH A. (2011) - *Echinoids from the Triassic of St. Cassian – A review*. *Geo.Alp* **8**: 136-140.
- KROH A., NICHTERL T. & LUKENEDER A. (2011) - *Type specimensv from the Cassian Beds in the collection of the NHM Vienna*. *Geo.Alp* **8**: 142-145.
- KUSTATSCHER E. (2004) - *Macroflora terrestri del Triassico Medio delle Dolomiti e loro inquadramento biochronostratigrafico e paleoclimatico mediante palinmorfii*. Ph.D. Thesis, Università di Ferrara, Italy.
- KUSTATSCHER E. & ROGHI G. (2006) - *Anisian palynomorphs from the Dont Formation of the Kühwiesenkopf/Monte Pra della Vacca section*. *Micropaleontology*, **52**: 223-244.
- KUSTATSCHER E. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT J.H.A. (2013) - *Seed ferns from the European Triassic – an overview*. – In: Tanner, L. H., Spielmann, J. A. and Lucas, S. G., editors, 2013, *The Triassic System: New developments in stratigraphy and paleontology*: New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, **61**: 331-344.
- KUSTATSCHER E. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. (2005) - *The Ladinian Flora (Middle Triassic) of the Dolomites: palaeoenvironmental reconstructions and palaeoclimatic considerations*. *Geo.Alp*, **2**: 31-51.
- KUSTATSCHER E., HEMLSEY, A.R. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. (2009) - *Lugardonia paradoxa, a new fertile strobilus with unknown affinities from the Anisian flora of Kühwiesenkopf*,

- the Dolomites, Italy*. Rev. Palaeobot. Palynol., **156**: 90–97.
- KUSTATSCHER E., MANFRIN, S., MIETTO, P., POSENATO, R. & ROGHI, G. (2006) - *New biostratigraphic data on Anisian (Middle Triassic) palynomorphs from the Dolomites (Italy)*. Rev. Palaeobot. Palynol., **140**: 79–90.
- KUSTATSCHER E., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., & ROGHI, G. (2010a) - *Macrofloras and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological studies: A case study of Kühwiesenkopf/ Monte Prà della Vacca (Olang Dolomites, N-Italy)*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **291**: 71–80.
- KUSTATSCHER E., WACHTLER, M. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., (2007) - *Horsetails and seedferns from the Middle Triassic (Anisian) locality Kühwiesenkopf (Monte Prà della Vacca) in the Dolomites (Northern Italy)*. Palaeontology, **50**: 1277–1298.
- KUSTATSCHER E., WACHTLER, M. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., (2010b) - *Lycophytes from the Middle Triassic (Anisian) locality Kühwiesenkopf (Monte Prà della Vacca) in the Dolomites (Northern Italy)*. Palaeontology, **53**(3): 595–626.
- LAMMERER B., & WEGER M. (1998) - *Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe*. Tectonophysics, **285**: 213–230.
- LAUBSCHER H.P. (1974) - *The tectonic of subduction in the Alpine system*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (2): 275-283.
- LAUBSCHER, H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny*. Geol. Soc. Am. Bull. **100**: 1313-1328.
- LEONARDI P. (1955) - *Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali*. Boll. Soc. Geol. It., **74**(1): 3-140.
- LEONARDI P. (1965). *Tettonica e tetto-genesi delle Dolomiti*. Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Memorie della classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Sez. 2., fisica, chimica, geologia, paleontologia e mineralogia, **7**(3): p. 85-212.
- LEONARDI P. (1967) - *Le Dolomiti, geologia dei monti fra Isarco e Piave*. Edizioni Manfrini, Rovereto 1019 pp.
- LEPSIUS R. (1876) - *Erläuterung seiner geologischen Karte des westlichen Südtirols*. Zeitschr. Deutsch.geol. Gesell., **28**: 1-160.
- LESCA C. (1974) - *Relazione della Campagna Glaciologica 1974. Alpi Dolomitiche. Val Di Braies (T. Braies) (Gruppo: Croda Rossa)*. Boll. Comit. Glaciol. It., **22**, p. 306.
- LORETZ H. (1873a) - *Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Süd-Tirol*. Ebend., 612 pp.
- LORETZ H. (1873b) - *Zur Geognosie der Gegend von Niederdorf, Sexten, Cortina in Südtirol*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie: 271-337.
- LORETZ H. (1874) - *Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 26, 1874.
- LORETZ H. (1875) - *Einige Petrefakten der alpinen Trias aus den Südalpen*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin.
- LÖWL (1881) - *Profil durch den Westflügel der Tauernkette*. Jhrb. k.k. geol. R. Anst., **31**: 446-452.
- Lucerna R. (1937) - *Glaziologie des Antholiztales*. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse **146**: 333-411.
- LUCIANI V. & COBIANCHI M. (1999) - *The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data*. Cretaceous Research, **20**: 135–167.
- LUKENEDER A. (2010) - *Lithostratigraphic definition and stratotype for the Puez formation: formalisation of the lower cretaceous in the Dolomites (S Tyrol, Italy)*. A. J. Earth Sci., **103**: 138-158.
- LUKENEDER A. (2012) - *New biostratigraphic data of an Upper Hauterivian - Upper Barremian ammonite assemblage from the Dolomites (Southern Alps, Italy)*. Cretaceous Research, **35**: 1-21.
- LUKENEDER A., SOTÁKB J., JOVANED L., GIORGIONI M., SAVIANE J. F., HALÁSÓVÁF E., REHÁKÓVAF D., JÓZSAF Š., KROHA A., FLORINDOG F. & SPROVIERI M. (2016) - *Multistratigraphic records*

- of the Lower Cretaceous (Valanginian–Cenomanian) Puez key area in N. Italy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **447**: 65–87.
- MAIR V., STINGL V., KROIS P. & KEIM L. (1996) - *Die Bedeutung andesitischer und dazitischer Gerölle im Unterinntal-Tertiär in Tirol (Österreich) und im Tertiär des Mre. Parei (Dolomiten, Italien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **199**: 369–394.
- MANCKTELOW N.S., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M., (2001) - *The DAV and the Periadriatic fault system in the eastern Alps south of the Tauern window*. *Int. J. Earth Sciences*, **90**: 593–622.
- MARANGON A., GATTOLIN G., DELLA PORTA G. & PRETO N., (2011) - *The Latemar: A flat-topped, steep fronted platform dominated by microbialites and syndimentary cements*. *Sedimentary Geology*, **240**: 97–114.
- MARINELLI O. (1910) - *I ghiacciai delle Alpi Venete*. *Memorie Geografiche*, **11**: 1–289.
- MARIOTTI A. (1974) - *Sur la serie post-triasique des Lienzer Dolomiten: existence d'un flysch cretace au Nord de la Ligne du Gail (Autriche)*. *C.R.S.S. Soc. Geol. France*, **11**: 31–32.
- MAROTTA A.M. & SPENDORE R. (2014) - *3D mechanical structure of the lithosphere below the Alps and the role of gravitational body forces in the regional present-day stress field*. *Tectonophysics*, **631**: 117–129.
- MASETTI D. & BOTTONI A. (1978) - *L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia Giurassica dell'area dolomitica*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **84**: 169–186.
- MASETTI D. & NERI C. (1980) - *L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti Occidentali): sedimentologia e paleogeografia*. *Annali Univ. Ferrara*, **7**: 1–19.
- MASETTI D., NERI C. & BOSELLINI A. (1991) - *Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high frequency eustatic oscillations (Triassic of the Dolomites)*. *Geology*, **19**: 336–339.
- MASSARI F. & MEDIZZA F. (1973) - *Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali (con particolare riguardo agli Hard Ground della Scaglia Rossa veneta)*. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **27**: 1–6.
- MASSARI F. & NERI C. (1997) - *The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy)*. *Sedimentary Geology*, **110**: 181–221.
- MASSARI F., CONTI M.A., FONTANA D., HELMOD K., MARIOTTI N., NERI C., NICOSIA U., ORI G.G., PASINI M. & PITTAU P. (1988) - *The VGS and Bellerophon Formation in the Bletterbach gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology*. *Mem. Sci. Geol.*, **40**: 229–273., Padova
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **46**: 119–243.
- MAZZOLI C. & SASSI R. (1988) - *Caratteri del metamorfismo ercinico nella fillade sudalpina ad ovest di Bressanone*. *Mem. Sci. Geol.*, **40**: 295–314.
- MAZZOLI C., MELI S., PERUZZO L., SASSI R. & SPIESS R. (2000) - *Litostratigrafia, magmatismo e metamorfismo nel basamento cristallino delle Alpi Orientali: una rassegna delle attuali conoscenze*. *Atti e Memorie dell'Accademia Galileiana di Scienze, Lettere ed Arti*, **117**: 25–95.
- MAZZOLI S. & HELMAN M. (1994) - *Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics*. *Geol. Rundsch.*, **83**: 464–468.
- MELI S. (1994) - *I pofiroidi sudalpini delle Alpi Orientali: studio petrografico e geochimico*. Tesi di Dottorato, Università di Padova, 298 pp.
- MELI S. (1998) - *Pre-Variscan volcanic activity in the Eastern Alps: the Southalpine porphyroids*. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **78**: 415–432.
- MELI S. (2004) - *Rb/Sr and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age constraints on the Variscan metamorphism recorded by Ordovician acidic metavolcanic rocks in the Eastern Southalpine basement (North-Eastern Italy)*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **9**, **15**: 205–223.
- MELI S. & KLÖTZLI U.S. (2001) - *Evidence for Lower Paleozoic magmatism in the Eastern Southalpine*

- basement: Zircon geochronology from Comelico porphyroids. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **81**(2): 147-157.
- MELI S. & SASSI R. (2003a) – *Petrography, age and geochemistry of the buried “Venice Granodiorite” (Northern Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **83**: 57-61.
- MELI S. & SASSI R. (2003b) – *The “Venice Granodiorite”: its features and consequent constraints on the “Caledonian” and Variscan events in the Alpine domain*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **14**: 179-204.
- MERLA G. (1930a) - *La fauna del calcare a Bellerophon della Regione Dolomitica*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **9**: 1-221.
- MERLA G. (1930b) - *Osservazioni geologiche delle Dolomiti di Sesto in Pusteria*. Atti Soc. Ital. Progr. Sc., **2**: 243-257.
- MERLA G. (1931) - *Osservazioni morfologiche e tettoniche sugli altipiani ampezzani (Fosse, Sennes, Fanes)*. Mem. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **42**: 23-64.
- MIETTO P. (1991) - *Impronte di dinosauri nel Triassico superiore delle Dolomiti*. In Muscio G. (a cura di-), Dinosauri - Il mondo dei dinosauri, pp. 83-87.
- MIETTO P. & MANFRIN S. (1995a) - *A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report*. Bull. Soc. Geol. France, **166**: 539-563.
- MIETTO P. & MANFRIN S. (1995b) - *La successione delle faune ad Ammonoidi al limite Ladinico/Carnico (Sudalpino, Italia)*. In: C. BROGLIO LORIGA & C. NERI (eds.): Verso una definizione del Limite Ladinico-Carnico nel Sudalpino orientale. Ann. Univ. Ferrara, **5**: 37-40.
- MIETTO P. & SAURO U. (2000) - *Grotte del Veneto. Paesaggi carsici e grotte del Veneto*. Regione del Veneto, La Grafica editrice, 480 pp., 2<sup>a</sup> ed., Vago di Lavagno (VR).
- MIETTO, P., MANFRIN, S., PRETO, N. & GIANOLLA, P. (2008) - *Selected ammonoid fauna from Prati di Stuares/Stuares Wiesen and related sections across the Ladinian-Carnian boundary (Southern Alps, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **114**: 377-429.
- MOJSISOVICS E. M. VON (1879) - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*. In: A. Hölder (Ed.) - *Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen*, Wien, 559 pp.
- MOJSISOVICS E.M. VON (1882) - *Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz*. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **10**: 1-332.
- MORETTI A. (2001) – *Polymetamorphic evolution of the metapelites from the Pusteria valley (Austroalpine basement, Eastern Alps): micro-textures modeling*. Plinius, **25**: 70-74.
- MÜLLER W., MANCKTELOW N.S. & MEIER M. (2000) – *Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps*. Earth and Planetary Science Letters, **180**: 385-397.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY P.S., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Int. J. Earth Sciences, **90**(3): 623-653.
- MÜNSTER, G.G. VON (1841) - *Beschreibung und Abbildung der in den Kalkmergelschichten von St. Cassian gefundenen Versteinerungen*, 25–152. In WISSMANN, H.L. & MÜNSTER, G.G. *Beiträge zur Geologie und Petrefacten-Kunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian* 4 Buchner, Bayreuth.
- MUTSCHLECHNER G. (1932) - *Geologie der St. Vigilier Dolomiten*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **82**: 163-274.
- NERI C. (2007a) - *Arenaria di Val Gardena*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., GropPELLI G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 52-63.
- NERI C. (2007b) – *Formazione a Bellerophon*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., GropPELLI G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 64-73

- NERI C. (2007c) – *Formazione di Werfen*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Gropelli G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 83-96
- NERI C. & POSENATO R. (1988) - *New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14**/3: 83-107.
- NERI C. & POSENATO R. (1999) - *Sedimentary and bio-chronostratigraphical aspects of the P/T boundary in the eastern Southern Alps*. In "Stratigraphy and Facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites", Field Trip Guidebook, 23-25 September 1999, Pavia: 35-42.
- NERI C. & STEFANI M. (1998) - *Sintesi cronostatigrafica e sequenziale dell'evoluzione permiana superiore e triassica delle Dolomiti*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 417-463.
- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A. (2007) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 029, Cortina d'Ampezzo*. APAT, Dip. Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Regione del Veneto.
- NEUBAUER F. & SASSI F.P. (1993) - *The Austroalpine quartzphyllites and related Palaeozoic formations*. In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER, The pre-Mesozoic Geology in the Alps, Springer-Verlag, 423-439.
- NEUWEILER F. & REITNER J. (1995) - *Epifluorescence-microscopy of selected automicrites from lower Carnian Cipit-boulders of the Cassian formation (Seeland Alpe, Dolomites)*. Facies, **32**: 26-28.
- NTC (2008) - *Norme Tecniche per le Costruzioni integrate con la circolare applicativa*, D.M. 14 gennaio 2008, Circolare 2 febbraio 2009 n. 617, Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1910) - *The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites*. Transact. Edinburgh Geol. Soc., Vol. **9**.
- OLGIVIE-GORDON M. M. (1900) - *Fauna of Upper Cassian Zone in Falzarego Valley, South Tyrol*. Geol. Mag. dec. IV, **7**: 337-349.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1893) - *Contributions to the geology of the Wengen and St. Cassian strata in Southern Tyrol*. Quart. Journ. geol. Soc. London, Bd. **49**, S. 11, London.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1894) - *Coral in the «Dolomites» of South Tyrol*. Geol. Mag., N. S., Dec. 4, Bd. **1**, S. 1-49.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1927) - *Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*. Abhandl. geol. Bundesanst., Bd. **24**, H. 1 u. 2.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1929) - *Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo*. Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. **79**, S. 357.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1934) - *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **84**: 61-214.
- OLGIVIE GORDON M. M. & PIA, J. (1940) - *Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten*. Mitt. Alpenländ. geol. Ver., **32**: 1-118.
- PANIZZA M. (2009) - *Geomorphodiversity of the Dolomites and some remarks on recent rock falls*. In: MALET J.-P., REMAITRE A. & BOGAARD T. (eds.): *Landslides processes, from geomorphological mapping to dynamic modelling*. CERG Editions, Strasbourg, 343-345.
- PANIZZA M. & DIBONA D., (1990) - *Segnalazione di un suolo al Col Bechei (Dolomiti di Fanes) e suo possibile significato neotettonico*. Il Quaternario, **3** (1): 31-38.
- PANTALONI M. & CONSOLE F., (2015) - *La cartografia geologica dell'area dolomitica degli anni precedenti la Prima Guerra Mondiale nell'archivio storico del Servizio geologico d'Italia – ISPRA*. Rend. Online Soc. Geol. It., **36**: 99-104.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*, vol. III. Tauschnitz
- PETTI F.M., BERNARDI M., KUSTATSCHER E., RENESTO S. & AVANZINI M. (2013) - *Diversity of Continental Tetrapods and Plants in the Triassic of the Southern Alps: Ichnological, Paleozoological and Paleobotanical Evidence*. In TANNER, L.H., SPIELMANN, J.A. AND LUCAS, S.G., eds., 2013, The Triassic System. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin **61**: 458-484.

- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. pp. 248, A. Weger, Brixen.
- PICOTTI V. & PROSSER G. (1987) - *Studio geologico dell'area compresa tra Lozzo di Cadore e il gruppo delle Marmarole (Dolomiti, Alpi Meridionali)*. Giorn. Geol., serie 3.
- PISA G. (1972a) - *Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale)*. Giorn. Geol., **38** (2): 543-665.
- PISA G. (1972b) - *Stratigraphie und Mikrofazies des Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen (Italien)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**: 193-224.
- PISA G. (1974) - *Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio-triassica delle Alpi Carniche Sud-Occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 35-83.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti Sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 63 - 92.
- PISA G., MARINELLI M. & VIEL G. (1980) - *Infraraibl Group: a proposal (Southern Calcareous Alps, Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **85** (3-4): 983-1002.
- PLATT J.P. (1988) - *The mechanics of frontal imbrication: a first order analysis*. Geol. Rundsch., **77**: 23-39.
- PLATT J.P., BEHRMANN J.H., CUNNIGHAM P.C., DEWEY J.F., HELMAN M., PARISH M., SHEPLEY M.G., WALLIS S. & WESTON J.P. (1989) - *Kinematic of the Alpine arc and the motion history of Adria*. Nature, **337**: 158-161.
- POLI M. E. & ZANFERRARI A. (1994) - *L'ortogneiss della Malga delle Manze (Basamento sudalpino orientale - Comelico)*. Gortiana, Atti del Museo Friuli.
- POSENATO R. (1988) - *Chronological and geographic distribution of the Fam. Comelicanidae Merla, 1930 (Brachiopods)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **94**: 383-398.
- POSENATO R. (1991) - *Endemic to cosmopolitan brachiopods across the P/Tr boundary in the Southern Alps (Italy)*. Proc. of Shallow Tethys 3, Sendai, 1990, Saito Ho-on Kai Spec. Publ., **3**: 125-139.
- POSENATO R. (1998) - *The gen. Comelicania Frech, 1901 (Brachiopoda) from the Southern Alps: morphology and classification*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **104** (1): 43-68.
- POSENATO R. (2008a) - *Anisian (Middle Triassic) bivalves from the Dolomites (Italy)*. - Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie Abhandlungen, **247** (1): 93-115.
- POSENATO R. (2008b) - *Global correlations of mid Early Triassic events: The Induan/Olenekian boundary in the Dolomites (Italy)*. - Earth Science Reviews, **91**: 93-105.
- POSENATO R. (2008c) - *Patterns of bivalve biodiversity from Early to Middle Triassic in the Southern Alps (Italy): Regional vs. global events*. - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **261**: 145-159.
- PRAGER C., KRAINER K., SEIDL V., & CHWATAL W., (2006) - *Spatial features of olocene sturzstorm-deposits inferred from subsurface investigation (Fernpass rockslide, Tyrol, Austria)*. Geo.Alp, **3**: 147-166.
- PRETO N. & HINNOV L.A. (2003) - *Unraveling the origin of carbonate platform cyclothems in the Upper Triassic Durrenstein Formation (Dolomites, Italy)*. J. Sediment. Res., **73**: 774-789.
- PRETO N., ROGGI G. & GIANOLLA P. (2005) - *Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 269-279.
- PURTSCHELLER F. & SASSI F.P. (1975) - *Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps*. TMPM, **22**: 175-199.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.
- RANTITSCH G. (1997) - *Thermal history of the Carnic Alps (Southern Alps, Austria) and its palaeogeographic implications*. Tectonophysics, **272**: 213-232.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.-G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps*. Tectonics, **10**: 257- 271.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., NEUBAUER F., SCHMID S.M. & NEUGEBAUER J. (1989) - *Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps*. Geology, **17**: 404-407.

- REIJMER, J.J.G. (1998) - Compositional variations during phases of progradation and retrogradation of a Triassic carbonate platform (Picco di Vallandro/Durrenstein, Dolomites, Italy). *Geol. Rundsch.* **87**: 436–448.
- REINECKER J. & LENHARDT W.A. (1999) - *Present-day stress field and deformation in eastern Austria*. *Int. J. Earth Sci.*, **88**: 532-550.
- REITNER J.M., IVY-OCHS S., DRESCHER-SCHNEIDER R., HAJDAS & LINNER M. (2016) - *Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria)*. *Quaternary Science Journal*, **65**(2): 113–144.
- RENESTO S. & BERNARDI M. (2013) - *Redescription and phylogenetic relationships of Megachirella wachleri Renesto et Posenato, 2003 (Reptilia, Diapsida)*. *Paläontologische Zeitschrift*, **88**(2): 197–210.
- RENESTO S. & POSENATO R. (2003) - *A new Lepidosauromorph reptile from the Middle Triassic of the Dolomites (Northern Italy)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **109**(3): 463–474.
- RICHTER E., (1888) – *Die Gletscher der Ostalpen*. Handb. d. deutschen Landes. U. Völkerk., **3**: 1-306.
- RICHTHOFEN F. VON (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, S. Cassian und der Seisser Alpe in Südtirol*. Perthes, Gotha.
- RING U. & RICHTER C. (1994a) – *The Variscan structural and metamorphic evolution of the eastern Southalpine basement*. *J. Geol. Soc., London*, **151**: 755-766.
- RING U. & RICHTER C. (1994b) – *The Alpine Structural Evolution of the Southalpine Basement*. *Jb. Geol. Bundesanst., Wien*, **137**: 187-196.
- ROEDER D. (1989) – *South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence*. In *Alpine tectonics*, Coward M.P. Dietrich D., & Park R.G. Eds. *Geol. Soc. Spec. Publication*, **45**: 211-227.
- ROGHI G. (2004) - *Palynological investigations in the Carnian of Cave del Predil area (once Raibl, Julian Alps)*. *Rev. of Palaeobot. and Palyn.*, **132**: 1–35.
- ROGHI G., GIANOLLA P. MINARELLI L., PILATI C. & PRETO N. (2010) - *Palynological correlation of Carnian humid subevents throughout western Tethys*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **29** (8): 89–106.
- ROMER R. L. & SIEGSMUND S. (2003) - *Why allanite may swindle about its true age*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**: 297-307.
- ROSENBERG C. L. (2003) – *Ascent of Periadriatic Plutons: a review with implication for the TRANSALP transect*. TRANSALP Conference, Trieste, *Mem. Sci. Geol., Padova*, **54**: 109-110.
- ROSENBERG C.L. (2004) – *Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps*. *Tectonics* **23**: TC3002.
- ROSSI D. (1964) - *Il Trias medio e superiore nelle Dolomiti nord-orientali*. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, **37**(6): 1-, p. 120.
- ROSSI D. (1969) - *Formazione di Werfen*. In: *Note illustrative della carta geologica d'Italia 1:50000, Foglio 11 (M. Marmolada), S.G.I.*, pp. 9-10.
- ROSSI P., VIEL G. & SIMBOLI G. (1977) - *Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica vulcanoclastica ladinica superiore del Monte Civetta*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 433-458.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2016) - *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>.
- RUDOLPH, K.W., SCHLAGER, W. & BIDDLE, K.T., (1989) - *Seismic models of a carbonate foreslope to basin transition, Picco di Vallandro, Dolomite Alps, northern Italy*. *Geology*, **17**: 453–456.
- RÜFFER T. & ZÜHLKE, R. (1995) - *Sequence stratigraphy and sea-level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: a global comparison*. In: Haq, B.U. (Ed.), *Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing*. Kluwer, Amsterdam, pp. 161–207.
- RUSSO F., NERI C., MASTANDREA A. & LAGHI G., (1991) - *Depositional and diagenetic history of the*



- Alpe di Specie (Seelandalpe) fauna (Carnian, northeastern Dolomites)*. *Facies*, **25**: 187–210.
- RUSSO, F. (2005): *Biofacies evolution in the Triassic platforms of the Dolomites, Italy*. *Annali dell'Università degli Studi di Ferrara*, Volume Speciale: 33-45.
- SACCO F. (1935) - *Il glacialismo atesino*. L'Universo, Anno XVI, **11**: 735-51 e 845-62.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN F. & REITNER J. (2012) - *Paleoecology of microencrusters and encrusting "coralline" sponges in Cipit boulders from the Cassian formation (upper Ladinian-lower Carnian, Dolomites, Northern Italy)*. *J. Paläontologische Zeitschrift*, **86**: 113-133.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN, F. & REITNER J. (2016) - *Palaeoecology of new fossil associations from the Cipit boulders, St. Cassian Formation (Ladinian–Carnian, Middle–Upper Triassic; Dolomites, NE Italy)*. *J. Paläontologische Zeitschrift*, **90**: 243–269.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN F., DUDA J.P.; LÓPEZ-ESQUIVEL KRANSKSIITH L. & GARCÍA-BARRERA P. (2014) - *A brief synopsis on the history of sponge research in the Upper Triassic St. Cassian Formation (Dolomites, NE Italy)*. *Göttingen Contribution to Geosciences*, **77**: 39-48.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN F., SCHÄFER N., SIMON K. & REITNER J. (2011) - *New geochemical method to characterise microbialites from the St. Cassian Formation, Dolomites, Northeastern Italy*. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **131**: 411-427.
- SASSI F.P. (1969) *Il complesso metamorfico sudalpino*. In: Baggio P. et alii., Note III. Carta Geol. d'Italia 1:100.000, Foglio I e 4a Passo del Brennero-Bressanone. Serv. Geol. d'Italia.
- SASSI F.P. (1972) – *The petrological and geological significance of the  $b_0$  values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps*. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **18**: 105-113.
- SASSI F.P. & SCHMIDT K. (1982) *The 'Caledonian' event in the Eastern Alps: Guide-lines for its geodynamic interpretation*. IGCP No.5. Newsletter, **4**: 78-81.
- SASSI F.P. & SCOLARI A. (1974) – *The  $b_0$  value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists*. *Contr. Mineral. Petrol.*, **45**:143-152.
- SASSI F.P. & SPIESS R. (1993): *The South Alpine metamorphic basement in the Eastern Alps*. In: Raumer, J.F. von & Neubauer, F. (eds.): *Pre Mesozoic Geology in the Alps*. Heidelberg (Springer), 599–607.
- SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1971) - *Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la linea della Gail presso Hollbruck (Tirolo Orientale, Austria)*. *St. Trent. Sci. Nat.*, **48**: 271-281.
- SASSI F.P., & ZANFERRARI A. (1972) - *Il significato geologico del complesso del Turtaler (Pusteria) con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austriaco delle Alpi Orientali*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **91**: 533-557.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1968) - *Il basamento cristallino di Recoaro. Studio petrografico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **7**: 227-245.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1979) - *Pre-Variscan acid magmatism in the Eastern Alps*. IGCP No.5. Newsletter, **1**: 111-121.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1989a) - *The lithostratigraphic sequence in the Southalpine basement of the Eastern Alps*. In: F.P. Sassi, A. Zanferrari (eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts: Stratigraphic Correlation Forms*, 397-402.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1989b) – *Interpretative lithostratigraphic sequence in the Austridic pre-Permian basement in the Eastern Alps*. In: F.P. Sassi and A. Zanferrari (eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Belts: Stratigraphic Correlation Forms*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **12**: 403-409.
- SASSI F.P., BORSI S., DEL MORO A., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1978) *Contribution to the Geodynamic interpretations in the Eastern Alps*. In: H. Closs, D. Roeder, K. Schmidt (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, 154-160, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- SASSI F.P., CAVAZZINI G. & VISONA' D. (1985) - *Radiometric geochronology in the Eastern Alps: results and problems*. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, **40**: 187-224.
- SASSI F.P., KALVACHEVA R. & ZANFERRARI A. (1984) - *New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **12**: 741-751.

- SASSI F.P., KRÄUTNER H.G. & ZIRPOLI G. (1976) – *Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **56/3**: 427-434.
- SASSI F.P., NEUBAUER F., MAZZOLI C., SASSI R., SPIESS R. & ZIRPOLI G. (1994) – *A tentative comparison of the Paleozoic evolution of the Austroalpine and Southalpine quartzphyllites in the Eastern Alps. Per. Min.*, **63**(1/3): 35-52.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1974a) – *Some considerations on the South-Alpine basement of the Eastern Alps. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 609-624.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1974b) – *Aspetti dinamici dell'evento 'Caledoniano' nell'australpino a sud della Finestra dei Tauri. Mem. Museo Trid. Sc. Nat.*, **20**: 5-28.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G., BORSI S., DEL MORO A. (1974c) – *The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 421-434.
- SASSI R. & SPIESS R. (1992) – *Further data on the pre-Alpine metamorphic pressure conditions of the Austridic phyllitic complexes in the Eastern Alps. IGCP No. 276., Newsletter*, **5**: 297-307.
- SASSI R., CESARE B., MAZZOLI C., PERUZZO L., SASSI R. & SPIESS R. (2004) – *The crystalline basements of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features. Per. Mineral.*, **73**: 23-42.
- SATIR M. & MORTEANI G. (1979) – *Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. Geol. Rundsch.*, **68**: 1-40.
- SCHLAGER W. & NICORA A. (1979) – *Picco di Vallandro (Dürrenstein) - The flank of a carbonate platform at Cassian time. In Gaetani M. (Ed.): Assereto R. and Pisa G. Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. ICCP/UNESCO field guidebook, pp. 64-68, Bergamo.*
- SCHLAGER W., BIDDLE K.T. & STAFLEU J., (1991) – *Picco di Vallandro (Dürrenstein) - A platform-basin transition in outcrop and seismic model. Guidebook Excursion D, Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, pp. 1-22, Ortisei/St. Ulrich.*
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER R. & ZINGG A., (1989) – *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. (Eds.), Alpine Tectonics, Geol. Soc. Special Publication*, **45**: 153-171.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004) – *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae geol. Helv.*, **97**: 93–117.
- SCHNEIDER, H., HÖFER D., IRMLER R., DAUT G. & R. MAUSBACHER (2009) – *The correlation of climate, man and debris flow events. A palynological approach. Geomorphology*. **120**: 48-55
- SCHÖNBORN G. (1999) – *Balancing cross sections with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy). Tectonics*, **18**, 3: 527-545.
- SCHÖNLAUB H.P. (1979) – *Die Nördliche Grauwackenzone. In: Das Paläozoikum von Österreich. Abh. Geol. Bundesanst.*, **33**: 76-97.
- SCHÖNLAUB H.P. & FLAJS (1993) – *Neue Fossilfunde in den westlichen Karnischen Alpen. Jb. Geol. Bundesanst.*, **136**: 233–245.
- SCHÖNLAUB H.P., HEINISCH H. & VAN HUSEN D. (2000) – *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 195 Sillian. Geol. Bundesanst., Wien.*
- SCHULZ B. (1988) – *Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**: 397-406.
- SCHULZ B. (1989) – *Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-Antholz-Vals-Linie, Osttirol, Österreich. - Jb. Geol. Bundesanst.*, **132**: 775-789.
- SCHULZ B. (1990) – *Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps). - J. metamorphic Geol.*, **8**: 629-643.
- SCHULZ B. (1991) – *Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen) - Jb. Geol. Bundesanst.*, **134**: 369-391.
- SCHULZ B., STEENKEN A. & SIEGSMUND S. (2008) – *Geodynamic evolution of an Alpine terrane the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic Plate (eastern*

- Alps). Geol. Soc., London, Special Publications, **298**: 5-44.
- SCHULZ F. (1905) - *Geomorphologische Studien in den Ampezzaner Dolomiten*. Druck der Handels-Druckerei und Verlagshandlung, 58 pp., Bamberg.
- SCHUSTER R., KOLLER F., HOECK V., HOINKES G. & BOUSQUET R. (2004) - *Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps, metamorphic evolution of the Eastern Alps*. Mitt. Österr. Miner. Ges., 149.
- SCHWINNER R., (1915) – *Zur Tectonik der Ampezzaner Dolomiten*. Mitt. Geol. Ges., **8**: 178-206
- SENOWBARI-DARYAN B., ZÜHLKE R., BECHSTADT T. & FLÜGEL E. (1993) - *Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy)*. *Facies*, **28**: 181-256.
- SIEREK H. (1987) - *Geologisch-palaeontologische Untersuchungen im Seekofel-Gebiet (Prager Dolomiten) unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies und Stratigraphie der Calcarei Grigi*. Diplomarbeit Univ. Erlangen: 225.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILCETO V., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1989) - *Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: a review*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **31**: 109-136.
- SÖLLNER F. & SCHMIDT K. (1981) Rb/Sr und U/Pb Datierung am Winnebach-Migmatit (Ötztal Alpen, Österreich). *Fortschr. Mineral.* **59**, 188.
- SPIESS R., BERTOLO B., BORGHI A. & TINOR CENTI M. (2001) – *Crustal-mantle lithosphere decoupling as a control of the Variscan metamorphism within the eastern Alps*. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**(3): 479-486.
- STACHE G. (1872) -. *Der Gneiss von Bruneck im Pustertale und einige Bemerkungen über den Begriff. "Centralgneiss"*. *Verh. k.k. Geol. Reichsanst.*, 251-253.
- STACHE G. (1874) – *Vertretung der Permformationen in den Südalpen*. *Verh. k. k. Geol. Reichsanst.*, 365-367.
- STACHE G. (1877) - *Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols*. *Jarhbuch k. k. Geol. Reichsanst.*, **27**(3): 272-318.
- STACHE G. (1878) - *Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols*. *Jarhbuch k. k. Geol. Reichsanst.*, **28**(1): 93-168.
- STEFANI M., BRACK P., GIANOLLA P., KEIM L., MAURER F., NERI C., PRETO N., RIVA A., ROGGI G. & RUSSO F. (2004) – *Triassic carbonate platforms of the Dolomites: carbonate production, relative sea-level fluctuations and the shaping of the depositional architecture*. M. STEFANI (ed.) *Triassic carbonate platforms of the Dolomites: carbonate production, relative sea-level fluctuations and the shaping of the depositional architecture fieldbook* - 32dn *Int. Geol. Congr.*: 1-44.
- STEFANI M., FURIN S., & GIANOLLA P. (2010) - *The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **290**: 43–57.
- STOCK H.W. (1994) - *Stratigraphie, Sedimentologie und Palaeogeographie der Oberkreide in den nordöstlichen Dolomiten (Italien)*. *J. Geol. Bundesanst.*, **137** (2): 383-406.
- STÖCKERT B. (1985) - *Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy). Caledonian versus Hercynian event*. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 618-642.
- STÖCKHERT B. (1987) – *Das Uttenheimer Pegmatit-Feld (Ostalpinen Altkristallin, Südtirol) Genese und alpine Überprägung*. *Erlanger Geol. Abh.*, **114**: 83-106.
- STÖHR D. (1994) - *Ammonoidea aus schwarzschiefern von La stua (Norditalien, Provinz Belluno)*. *Geissener Geologische Schriften*, **51**: 291-311.
- STRUNK H. (1995): *Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung*. *Theorie und Forschung* **317**, Geographie 1, Regensburg.
- TELLER F. (1882) - *Über die Aufnahmen im Hochpusterthale*. *Verh. k.k. Geol. Reichsanst.*, 241-243.
- THIELEMANN A. (2010) - *Untersuchungen zur rezenten und subrezentem Sedimentations- und Erosionsdynamik des Prager Wildsees (Südtirol)*. Dissertation. Università di Jena, 186 pp.
- THIELEMANN A., G. DAUT & R. MÄUSBACHER (2007) - *Sedimentological and chronological*

- investigations of debris flow events and the associated sediment dynamic of the alpine Lake Prager Wildsee (Lago di Braies)*. Abstract-Book EGU 2007, Wien; Abstract-Book ILIC 2007, Barcelona.
- TINTORI A., LOMBARDO C. & KUSTATSCHE E., (2016) - *The Pelsonian (Anisian, Middle Triassic) fish assemblage from Monte Prà della Vacca/ Kühwiesenkopf (Braies Dolomites, Italy)*. – Neues Jahrbuch für Geologie Paläontologie, Abhandlungen, **282** (2): 181–200.
- TODESCO R., WACHTLER M., KUSTATSCHE E. & AVANZINI M. (2008) - *Preliminary report on a new vertebrate track and flora site from Piz da Peres (Anisian–Illyrian): Olang Dolomites, Northern Italy*. *Geo. Alp.*, **5**: 121–137.
- TORNQUIST A. (1901) – *Das vicentinische Triasgebirge*. Eine Geologische Monographie, 195 pp. Klg. Preuss. Ak. Wiss., Stuttgart.
- TOSTI F., MASTANDREA A., GUIDO A., DEMASI F., RUSSO F. & RIDING R. (2014) - *Biogeochemical and redox record of mid-late Triassic reef evolution in the Italian Dolomites*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **399**: 52–66.
- TRANSALP WORKING GROUP (2001) - *European orogenic processes research transects the Eastern Alps*. EOS, Trans. Am. Geophys. Union 82 (40), 453– 461.
- TRANSALP WORKING GROUP (2002) - *First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps*. *Geophys. Res. Lett.* 29, 10. doi:10.1029/2002GL014911.
- URLICHS M. (1974) - *Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien)*. *Schrift. Erdwiss. Komm. Öst. Akad. Wiss.*, **2**: 207–222.
- URLICHS M. (1994) - *Trachyceras Laube 1896 (Ammonoidea) aus dem Unterkarn (Obertrias) der Dolomiten (Italien)*: *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, **217**: 1–55.
- VAN HOUTEN L. (1930) - *Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore*. *Jahrbuch Geol. Bundesanstalt*, **80**: 147–230.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VAN HUSEN D. (1989) - *The last interglacial-glacial cycle in the eastern Alps*. *Quaternary International*, **3/4**: 115–121.
- VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT J.H.A., KUSTATSCHE E. & WACHTLER M., (2006) - *Pteridophytes from the Anisian locality Kühwiesenkopf (Dolomites, Northern Italy)*. *Palaeontology*, **49**(5): 943–968.
- VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., KUSTATSCHE E., WACHTLER, M., (2006) - *Middle Triassic (Anisian) ferns from Kühwiesenkopf (Prà della Vacca, Dolomites, Northern Italy)*. *Palaeontology*, **49**(5): 943–968.
- VENTURINI C. & DELZOTTO S. (1993) – *Evoluzione deformativa delle Alpi Carniche centro-occidentali: paleotettonica e tettonica neoalpina*. *Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale CROP 1/1°*: (1992/2): 261–270.
- VENTURINI C., SPALLETTA C., VAI G.B., PONDRELLI M., FONTANA D., DELZOTTO S., LONGO SALVADOR G. & CARULLI G. B. (2006) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 031 – Ampezzo*, APAT, Dip. di Difesa del Suolo, S.G.I., SELCA s.r.l., Firenze.
- VIEL G. (1979) - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. *I Parte*: *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **85** (1), 85–125; *II Parte*: **85** (2): 297–352.
- VIGANÒ A., SCAFIDI D., RANALLI G., MARTIN S., DELLA VEDOVA B. & SPALLAROSSA D. (2015) - *Earthquake relocations, crustal rheology, and active deformation in the central–eastern Alps (N Italy)*. *Tectonophysics*, **661**: 81–98.
- WACHTLER, M. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. (2000) - *The fossil flora of the Wengen Formation (Ladinian) in the Dolomites (Italy)*. *Beiträge zur Paläontologie*, **25**: 105–141.
- WENDT J. (1982) - *The Cassian patch reefs (lower Carnian, Southern Alps)*. *Facies* **6**: 185–202.
- WENDT J. & FÜRSCHE T. (1980) - *Facies analysis and palaeogeography of the Cassian Formation*,

- Triassic, Southern Alps*. Riv. Ital. Paleont., **85**: 1003-1028.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. AAPG Bull., **65**: 394-421.
- WISSMANN H.L. & MÜNSTER G. (1841) - *Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols vorzüglich der Schichten von St. Cassian*. – Buchnersche Buchhandlung, pp. 152, Bayreuth.
- WITTEMBERG P. VON (1908) – *Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols*. Geol. Palaeont. Abhand., **8** (5): 44.
- WOTZLAW J.F., BRACK, P. & STORCKL J.C. (2017) - *High-resolution stratigraphy and zircon U–Pb geochronology of the Middle Triassic Buchenstein Formation (Dolomites, northern Italy): precession-forcing of hemipelagic carbonate sedimentation and calibration of the Anisian–Ladinian boundary interval*. Journal of the Geological Society, doi.org/10.1144/jgs2017-052.
- YOSE L.A. (1991) – *Sequence stratigraphy of mixed carbonate/volcanic slope deposits flanking the Sciliar (Schlern)–Catinaccio buildup, Dolomites, Italy*. In: Guidebook Exkursion A, R. BRANDNER, E. FLÜGEL, & R. KOCH, (Eds) - *The northern margin of Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform*. Dolomieu Conference of Carbonate Platforms and Dolomitization, 61 pp..
- ZAMPIERI D. (1987) - *Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti)*. Mem. Sci. Geol., **39**: 73-83.
- ZANCHETTA S., MALUSA M.G. & ZANCHI A. (2015) - *Precollisional development and Cenozoic evolution of the Southalpine retrobelt (European Alps)*. Lithosphere, L466.1.
- ZANFERRARI A. & PANAJIOTTI M.S. (1976) – *Osservazioni sul Permo-Trias affiorante a Planca di Sotto (Dobbiaco) lungo la linea della Pusteria*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 567-576.
- ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G. & POLI M.E. (2013) - *Note Illustrative - Foglio 049 Gemona del Friuli, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000*. Udine, ISPRA, 262 pp..
- ZARDINI R. (1985) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore) Primo aggiornamento all'atlante dei Bivalvi e secondo aggiornamento all'atlante dei Gasteropodi con illustrazioni dei gusci che hanno conservato la pigmentazione originaria*. Fossili raccolti nella Formazione di San Cassiano della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 35 pp..
- ZARDINI, R. (1973) - *Geologia e fossili attorno a Cortina d'Ampezzo*. – Ed. Ghedina, 45 pp., Cortina d'Ampezzo.
- ZARDINI, R. (1973) – *Fossili di Cortina*. Atlante degli Echinodermi cassiani (*Trias Medio-Superiore*) attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 29 pp., 22 Tavv..
- ZARDINI, R. (1978) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore)*. Atlante dei Gasteropodi della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 57 pp., 41 Tavv..
- ZARDINI, R. (1980a) - *Geologia e Fossili attorno a Cortina d'Ampezzo*. A cura della Fond. A. Bertin-Estratto da Le Alpi Venete n 1, Ghedina Ed., Cortina, 14 pp..
- ZARDINI, R. (1980b) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore)*. Primo aggiornamento all'Atlante dei Gasteropodi della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 57 pp.
- ZARDINI, R. (1981) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore)*. Atlante dei Bivalvi della Formazione di San Cassiano raccolti nella regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 96 pp..
- ZEISS A., HORRELT R., PFEFFER R. & SIEREK H. (1987) – *The Jurassic and Cretaceous Sediments in the area NW of Cortina d'Ampezzo (Northern Italy)*. In: Pallini et al. Atti II Conv. Int. F.E.A. Pergola, 1987: 491-505.
- ZIRPOLI G. (1969a) - *La massa intrusiva di Monte Alto (Alto Adige)*. Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA., Cl. Sc. Mat. Nat., **82**: 5-31.
- ZIRPOLI, G. (1969b) - *Cristallino sudalpino. Fillade quarzifera di Bressanone*. In Baccelle Scudeler, L. et al., Note III. Carta Geol. d'Italia, Foglio 11 "M. Marmolada", pp. 12-17.
- ZÜHLKE R. (2000) - *Fazies, hochauflösende Sequenzstratigraphie und Beckenentwicklung im Anis (mittlere Trias) der Dolomiten (Südalpin, N-Italien)*. Gaea Heidelbergensis, **6**: 1-368.

PROGETTO  
CARG