

vorgezeichnet, eine bereichsweise starke Auflockerung mit Bergzerreiungsprozessen und rezenter Hangschuttbildung. Das in der Geologischen Karte 1:50.000 bei Trübenbach als „Rutschmasse“ (11) ausgewiesene Areal von ca. 2,7 km<sup>2</sup> Fläche muss nach der Auswertung mittels Fernerkundung (DGM/Airborne Laserscanning, Orthofotos) um gravitative Massenbewegungen im Bereich der Osthänge zwischen Schober (1.087 m) und Nestelberg (1.057 m) sowie der Südwest- und Sdosthnge des Molterkogels (1.004 m) nördlich der Erlauf erweitert werden. Diese zusätzlichen Bereiche sind in der Geologischen Karte 1:50.000 überwiegend als Hangschutt (9) klassifiziert. Somit wäre dies mit insgesamt ca. 5 km<sup>2</sup> Fläche das größte, mehr oder weniger geografisch und geologisch zusammenhängende Massenbewegungsareal des Kartenblattes Mariazell. Eine Verifizierung dieser Erkenntnisse im Gelände konnte jedoch nicht stattfinden, sodass auch das Prozessgeschehen nicht näher spezifiziert werden kann.

### 12.3. Massenbewegungen der Brandmuer und des Brandebenwaldes

Die Gipfelregion der Brandmuer (1.277 m) und des Turmkogels (1.246 m) ist, entgegen der Darstellung in der Geologischen Karte 1:50.000 (BAUER & SCHNABEL, 1997), nicht aus Wettersteinkalk (91), sondern nach neueren Erkenntnissen (MOSER & PIROS, 2015: 222f.) vorwiegend aus Kalken der Steinalm-Formation, mit Resten von Annaberger Kalk (92) im Bereich des Gipfelplateaus, aufgebaut. Unterlagert wird dieser in weiten Bereichen, am nördlichen Fuß der Felsschrofen der Brandmuer und des Turmkogels im Brandebenwald gut erkennbar, von Anteilen der Reifling-Formation (90) und vor allem von mächtigeren Anteilen an Feinklastiten der Lunzer Sandsteine (87). Weiter hangabwärts schließen sich im Liegenden hauptsächlich Hauptdolomit (83), aber auch Anteile von zwischengeschalteten Opponitzer Schichten (86) an. Damit liegt eine invers liegende, sicherlich in weiten Teilen tektonisch reduzierte Schichtfolge der Sulzbach-Decke (Hochbajuvarikum) vor.

Zumindest für die Nordabhnge der Brandmuer und des Turmkogels bedeutet dies eine „Hart auf Weich“-Konstellation im geomechanischen Sinne (POISEL & EPPENSTEINER, 1988, 1989): bis zu mehr als hundert Meter mächtige „harte“ Kalksteine (v.a. Steinalm-Formation) berlagern die hier vermutlich mehrere Zehnermeter mächtigen „weichen“ Lunzer Sandsteine (87), die im Aufschluss als stark verwittertes, tonig-schluffig-feinsandiges Material vorliegen. Diese geologische Grunddisposition führt zu einer kausalen Prozesskette verschiedener Typen gravitativer Massenbewegungen. Im westlichen Abschnitt des ENE-WSW streichenden Gipfelkammes der Brandmuer ist in der Steinalm-Formation in Form eines kammparallelen, ca. 20 bis 50 m breiten, bis zu 30 m tiefen und ca. 450 m langen Zerrgrabens (Abb. 50) ein markanter Doppelgrat ausgebildet (in der Geologischen Karte 1:50.000 nicht dargestellt). Weiter nach Osten setzt sich der Zerrgraben, weniger deutlich ausgebildet, aber immer noch gut erkennbar, über weitere ca. 400 m Länge kammparallel fort. Entlang des Zerrgrabens ist der Gesteinsverband tiefgreifend aufgelockert. Die Zerreiungsprozesse reichen vermutlich durch die gesamte Mächtigkeit der karbonatischen Deckplatte hindurch bis zur Grenzfläche zum weichen Unterlager (87) und dürften durch dessen plastische Deformation (Prozesstyp „Driften“) im System „Hart auf Weich“ initiiert sein. Lokal ist oberflächlich eine völlige Auflösung des Verbands bis hin zu blockigem Hangschutt zu beobachten. Einzelne frische Blockablsungen bzw. Hangschuttbildungen deuten zumindest eine sehr geringe rezente Aktivität an. Neben der Ausbildung des markanten Zerrgrabens findet die Zerlegung an beiden Seiten des Grabens hauptsächlich entlang



Abb. 50.

Der bis zu 50 m breite und 30 m tiefe, etwa kammparallel angeordnete, ENE–WSW streichende Zerrgraben unter dem Gipfel (1.277 m) der Brandmauer in etwa 1.250 m SH. Foto: Michael Lotter.

Graben-(sub)paralleler Trennflächen statt, die teilweise als offene Zerrklüfte entwickelt sind und steil nach NNW bis Norden einfallen bzw. saiger stehen. Im steilen und von Felsschrofen durchsetzten Nordhang der Brandmauer und des Turmkogels erfolgt vorzugsweise entlang dieser Flächen ein steiles hangparalleles „Absetzen“ bzw. „Abfahren“ von zahlreichen Felsschollen, verbunden mit Folgeprozessen der Auflockerung wie Steinschlag, Blockschlag oder auch kleineren Felsstürzen. Auch das Kippen von durch steilstehende Flächen abgetrennten Felsplatten bzw. Felstürmen ist hier ein möglicher Versagensmechanismus (Abb. 51). An weiteren, N–S bis NNE–SSW streichenden, vorzugsweise steil E bis ESE fallenden Trennflächen findet ebenfalls eine anteilige Aufweitung des Gebirgsverbandes entlang des gesamten Gipfelkamms statt. Mehr NE–SW streichende Trennflächen scheinen eher steil nach Nordwesten einzufallen und zerschneiden den großen Zerrgraben auffallend an seinem westlichen Ende in spitzem Winkel. Die weitständigen Schichtflächen in der Steinalm-Formation des Gipfelplateaus fallen hingegen vorwiegend mittelsteil nach Südwesten ein und spielen als gravitative Bewegungsflächen kaum eine Rolle.

Als Folge der voranstehend beschriebenen Bergerzerreißen mit anschließenden Sturzprozessen haben sich am Fuß des nordseitigen Schrofengeländes im Übergang zu den flacheren Hängen des Brandebenwaldes teils mächtigere und abschnittsweise auch sehr blockige Hangschutthalden ausgebildet. In der Geologischen Karte 1:50.000 (BAUER & SCHNABEL, 1997) als Würm-glaziale „Blockmoräne“ (25) bezeichnet und nicht als Bereich einer gravitativen Massenbewegung kenntlich gemacht, handelt es sich hiermit also keinesfalls um ein glaziales, sondern vielmehr gravitatives Sediment. Eine beginnende Anlage dieser Hangschutthalden unter periglazialen Bedingungen kann aber nicht ausgeschlossen werden. Auf Höhe des unmittelbar unter den Felsschrofen etwa höhenparallel verlaufenden



Abb. 51.

Deutlich offen stehende, senkrechte Klüfte mit abstehenden Felstürmen in den Kalken der Steinalm-Formation am nördlichen Wandfuß der Brandmauer („Bergzerreißungsstrukturen“). Foto: Michael Lotter.

obersten Forstweges des Brandebenwaldes befindet man sich schon im Niveau der Lunzer Sandsteine (87), teils mit unmittelbarer Grenze zum invers aufliegenden, stark aufgelockerten, aber im Verband befindlichen Knollenkalk der Reifling-Formation (90). Das am Weg aufgeschlossene, vorwiegend tonig-schluffige, Wasser stauende Material zeigt keine erkennbaren Gefüge und ist bereits intensiv gravitativ durchbewegt. Damit einher geht eine räumlich und zeitlich multiple Entwicklung zahlreicher, teils ineinander übergehender Anbrüche von Rotationsgleitungen. An deren Abrissnischen schließt der Prozessübergang zu den verschiedensten Generationen von Schutt-/Erdstromablagerungen unmittelbar an. Insbesondere in Vernässungsbereichen sind Anzeichen rezenter Aktivität (Säbelwuchs der Bäume, „betrunkenen“ Wald, Stauchwülste, Anrisse) vorhanden (Abb. 52). Die vergangene und rezente Schuttstromaktivität kanalisiert sich hangabwärts im Wesentlichen in vier Rinnen bzw. Senken in Falllinie des Brandebenwaldhanges. Dadurch ist der am Fuß der Brandmauer und des Turmkogels angehäuften, teils blockige Kalkschutt (Steinalm- und Reifling-Formation, 90) durch die Fließprozesse, ausgehend vom tonig-schluffigen, Matrix bildenden Verwitterungsmaterial der Lunzer Sandsteine (87), bis weit über den Hauptdolomit (83) hinabreichend talwärts transportiert worden.

Zusammenfassend kann daher, ausgehend von den Bergzerreißen am Gipfelkamm der Brandmauer (1.277 m) und des Turmkogels (1.246 m) bis an die Stirn der Schuttstromablagerungen des Brandebenwaldes hinabreichend, von einer zusammenhängenden, „klassischen“ Prozessabfolge von Driften – Stürzen – Gleiten – Fließen über eine Höhendifferenz von bis zu 500 m gesprochen werden.



Abb. 52.

Gestaffelte Abrisse (= weiß strichlierte Linien) einer Gleitmasse (schief stehende Bäume) mit Übergang in eine Schuttstromablagerung im tonig-schluffig-feinsandigen Verwitterungshorizont der Lunzer Schichten, dem in geringer Mächtigkeit Hangschutt aus Steinalmkalk auflagert (Brandebenzwald). Foto: Michael Lotter.

#### 12.4. Massenbewegungen westlich des Greinberges (Rudolfshöhe, Mieselmaiß, Gaisberg) und in der Umrahmung des Erlauf-Halbfensters

Im Bereich um Scheibbs (339 m) ist der Nordrand der Kalkalpen, aufgeschoben auf die Flysch- bzw. Klippenzone, durch sehr flache Lagerung der harten, waserdurchlässigen Gesteine der Frankenfels-Decke charakterisiert, deren Gesteine hier den Wasser stauenden Gesteinen der Flyschzone zum Teil eben auflagern (Abb. 53). Diese flache Lagerung bedingt das **Erlauf-Halbfenster**, das hier rund 4 km gegen Süden in die Kalkalpen einspringt.

An dieser Überschiebung tritt das Wasser in zahlreichen Austritten an die Oberfläche, das kalkübersättigte Wasser bildet beim Austritt zahlreiche Sinter (15), deren mächtigste die Sinterterrasse von Neustift ist. Die darunter befindlichen Flysche (44, 45) neigen zu umfangreichen Gleit- und Fließprozessen (11–14), die großflächige Buckelwiesen zeigen, aus denen das Anstehende (meist Sandstein oder Klippengesteine) nur inselartig als Härtlinge erkennbar ist. Markant sind aus der Deckenstirn der Frankenfels-Decke abgeglittene Großschollen (v.a. 69, Hauptdolomit) in stark aufgelockertem, aber überwiegend noch gut erkennbarem Verband, mit zum Teil hundert Metern Durchmesser (Abb. 53). Auf einer Rückfallkuppe einer dieser Großschollen steht der Hof **Mieselmaiß**, oberhalb dem eine Abrisskante deutlich erkennbar ist. In einer dieser Schollen befindet sich eine im Höhlenregister eingetragene Höhle („Fuchslucke“), deren Hohlräume durch die zunehmende Auflösung des Gesteinsverbandes beim Abgleiten bedingt sind. Der