

Landschaft aus Granit

Landschaften aus Granit haben ihr eigenes, oft eigentümliches Gepräge. In Zentraleuropa gehören zu diesen Landschaften die Kerne der „alten“ Mittelgebirge mit ihren von dichten Wäldern und runden Bergformen bestimmten Gebirgsmassiven. Manch bizarre Felsbastion krönt deren Gipfel und vielfach kleiden Blockmeere und Blockströme ihre Hänge ein. Dazu gehören aber auch weitläufige, flache Hochflächen- und Beckenlandschaften, in denen sich ausgedehnte landwirtschaftliche Nutzflächen über ein mal ruhiges, mal belebteres kuppig-hügeliges Relief hinwegziehen. Nur hin und wieder finden sich die Granite hier in künstlich geschaffenen Straßenböschungen oder als kleinere Felsformationen auf landwirtschaftlich nicht genutzten Hügeln. Schneiden sich die Flüsse allerdings im Zusammenspiel von Flußarbeit und tektonischer Hebung tief in das flache Relief ein, geben sie den Granituntergrund mit all seinen geologischen Strukturen in engen, steilbegrenzten Tälern preis.



Landschaften – wie wir sie hier betrachten wollen – entstehen in Zeiträumen von vielen Tausenden bis Millionen von Jahren im Zusammenspiel der Verwitterung und Erosion der Gesteine mit den tektonischen Kräften der Erde. In diesen Zeiträumen waren die klimatischen Rahmenbedingungen jedoch nicht immer gleich und schon gar nicht mit den heutigen vergleichbar. Viele der prägenden Landschaftselemente in den mitteleuropäischen Granitarenalen lassen sich so auch nur mit den Klimabedingungen der Vergangenheit erklären, sie sind Zeugnisse dieser.

Granite sind am geologischen Aufbau des Landkreises Tirschenreuth mit über 30% der Fläche beteiligt. Östlich der Verwerfungslinie der Fränkischen Linie sind sie sogar dominierend, so dass auch das Landschaftsbild des Landkreises wesentlich durch dieses Gestein bestimmt wird. Wir wollen nachfolgend einige ausgewählte Bestandteile davon betrachten, zunächst jedoch das Gestein selbst etwas näher beleuchten.

Geologische Übersichtskarte der nördlichen Oberpfalz (nach Rohrmüller & Mielke 1998).

1 = Tertiäre Sedimente, 2 = Tertiäre Basalte, 3 = Erbendorfer Rotliegendes, 4 = Variskische Granite, 5 = Redwitzite, 6 = Wetzeldorf-Abfolge, 7 = Erbendorfer Grünschieferzone, 8 = Paragneise der Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV), 9 = Metabasite der ZEV, 10 = Zone von Tirschenreuth-Mähring, 11 = Wunsiedler Marmor, 12 = Paläozoische Metasedimente und Sedimente des Saxothuringikums.

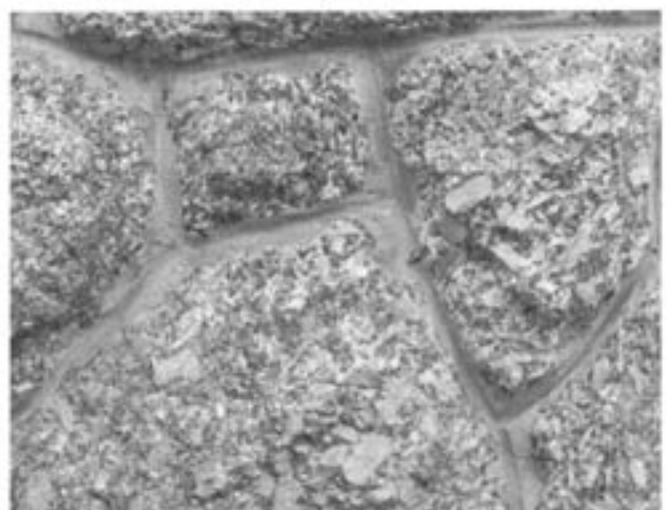
„Feldspat, Quarz und Glimmer, ...“

Granite bilden innerhalb der obersten 10 km der Erdkruste stofflich wie strukturell meist einheitliche Gesteinskörper. Dies zeigt sich im Großen mit Blick auf die geologische Karte der Region, aber auch im Kleinen, etwa an einer frischen Felswand. Granite stammen aus der tieferen Erdkruste und sind als glutflüssige Gesteinsschmelzen (dem Magma) bis in wenige Kilometer unter die Erdoberfläche aufgestiegen, ohne diese selbst zu erreichen. Umgeben von ihrem Wirtsgestein sind sie dort langsam (über mehrere Mio. Jahre) zum Gestein erstarrt. In unserem Raum vollzog sich die Platznahme der Granite vor rund 325 bis 285 Mio. Jahren im Anschluß an die variskische Gebirgsbildung, demnach während der geologischen Zeit des späten Oberkarbons und frühen Perms. Es waren jedoch viele Millionen Jahre der flächen- und linienhaften Abtragung und Erosion notwendig, um die Granite in ihrem heutigen Anschnittsniveau freizulegen. Dies dürfte etwa im frühen Tertiär, vor rund 60 – 30 Mio. Jahren, der Fall gewesen sein. Etwa aus dieser Zeit stammen Relikte einer tiefgründigen chemischen Verwitterungsdecke der Granite, deren für uns heute wichtigster Bestandteil das Tonmineral Kaolin (= Porzellanerde) ist.

Einer langsamen Abkühlung innerhalb ihrer Wirtsgesteine verdanken besonders körnige Granite ihre Struktur: Größere, mit bloßem Auge gut erkennbare weißliche Feldspäte (oft mit schönen Einzelkristallen) liegen dann eingebettet in einem groben Mineralpflaster aus kleineren Feldspäten, glasigem Quarz und schuppi-

gem Glimmer („Feldspat, Quarz und Glimmer, die vergeß' ich nimmer“). Erfolgte die Abkühlung der Gesteinsschmelze rascher, sind Granite mit sehr feinkörnigem Korn typisch. Auch dann können große Feldspäte als erste Kristallbildungen der Gesteinsschmelze als schöne Einzelkristalle in der dichteren Grundmatrix des Gesteins vorkommen. Der Gesteinskundler bezeichnet eine solche Struktur mit dem Nebeneinander besonders großer Einzelkristalle in relativ feinkörniger Umgebung als porphyrisch, den Granit dann häufig als Porphygranit (früher auch als Kristallgranit; vgl. *Gümbel* 1868 für den Falkenberger Porphygranit).

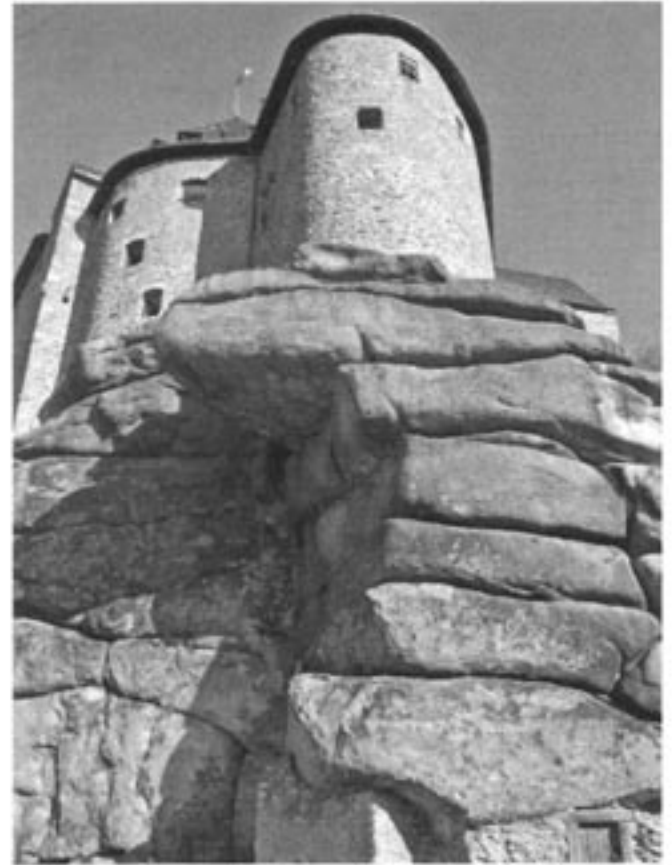
Ganz gleich, ob es sich um porphyrische, grob- oder feinkörnige Granite handelt, gemeinsam ist diesen Gesteinen in aller Regel eine eher zufällige Anordnung aller Mineralkomponenten. Normalerweise! Im Landkreis bildet der hier weitflächig verbreitete Falkenberger Granit eine bemerkenswerte Ausnahme. In ihm sind die tafeligen Feldspatkristalle sehr häufig in gleichmäßigen oder wirbeligen Fließstrukturen (für den Fachkundigen: „Fluidalstrukturen“) angeordnet. Beispi-



Der Falkenberger Porphygranit mit seinen großen Feldspat-Einzelkristallen – Baustein für die Falkenberger Kirche.

le dafür gibt es im Waldnaabtal (z.B. am Kammerwagenfelsen) oder am Falkenberger Burgberg mehr als genug. Entstanden sind diese Strukturen als die bereits auskristallisierten Feldspat tafeln im Strömungsgefüge der aufsteigenden zähflüssigen Granitschmelze eingeregelt wurden. Trotz dieser Einregelungsstruktur ist das gleichkörnige Mineralpflaster, das die großen Feldspatkristalle umschließt, ungerichtet. Dies ist für den Porphyrgranit – aber auch für die Granite generell – entscheidend für den Angriff der Verwitterung in das Gestein. Da aufgrund der Strukturlosigkeit der Granite bevorzugte Wege ins Gestein fehlen, z.B. für das Wasser, dringt die Verwitterung von außen nach innen rundum gleichmäßig in das Gestein ein, was zur bevorzugten Ausbildung rundlicher Verwitterungskörper, im Idealfall zu kugeligen Formen, führt. Wesentliche Voraussetzung für den allseitigen Verwitterungsangriff ist allerdings die mechanisch bedingte Zergliederung des Granits durch das nahezu regelmäßige Riss- und Spaltenmuster (= Klüftung), wie es sich allenorten beobachten lässt (vgl. nebenstehende Abbildung). Entlang dieses Riß-Systems können Verwitterungslösungen zirkulieren und von dort aus in das Gestein einwirken. Bevorzugt greift die Verwitterung allerdings an den Ecken der einzelnen Quader an, die damit abgerundet werden und die bekannten Wollsack ähnlichen Formen entstehen lassen. Der Vergleich mit den übereinander gestapelten Wollsäcken wurde übrigens von keinem geringeren als einem der Väter der geowissenschaftlichen Forschung in Bayern, *Carl Wilhelm von Gümbel*, 1868 mit in die Literatur eingeführt. Das Besondere: Er wendete diesen Begriff auf den Burg-

felsen von Falkenberg an, der damit als eine geowissenschaftliche Typlokalität in Bayern gelten kann. Die davon abgeleitete Bezeichnung „Wollsackverwitterung“ ist heute ein allgemein gebräuchlicher Begriff in den Geowissenschaften.



Der Burgberg-Felsen von Falkenberg – Typlokalität in Bayern für die Wollsackverwitterung der Granite.



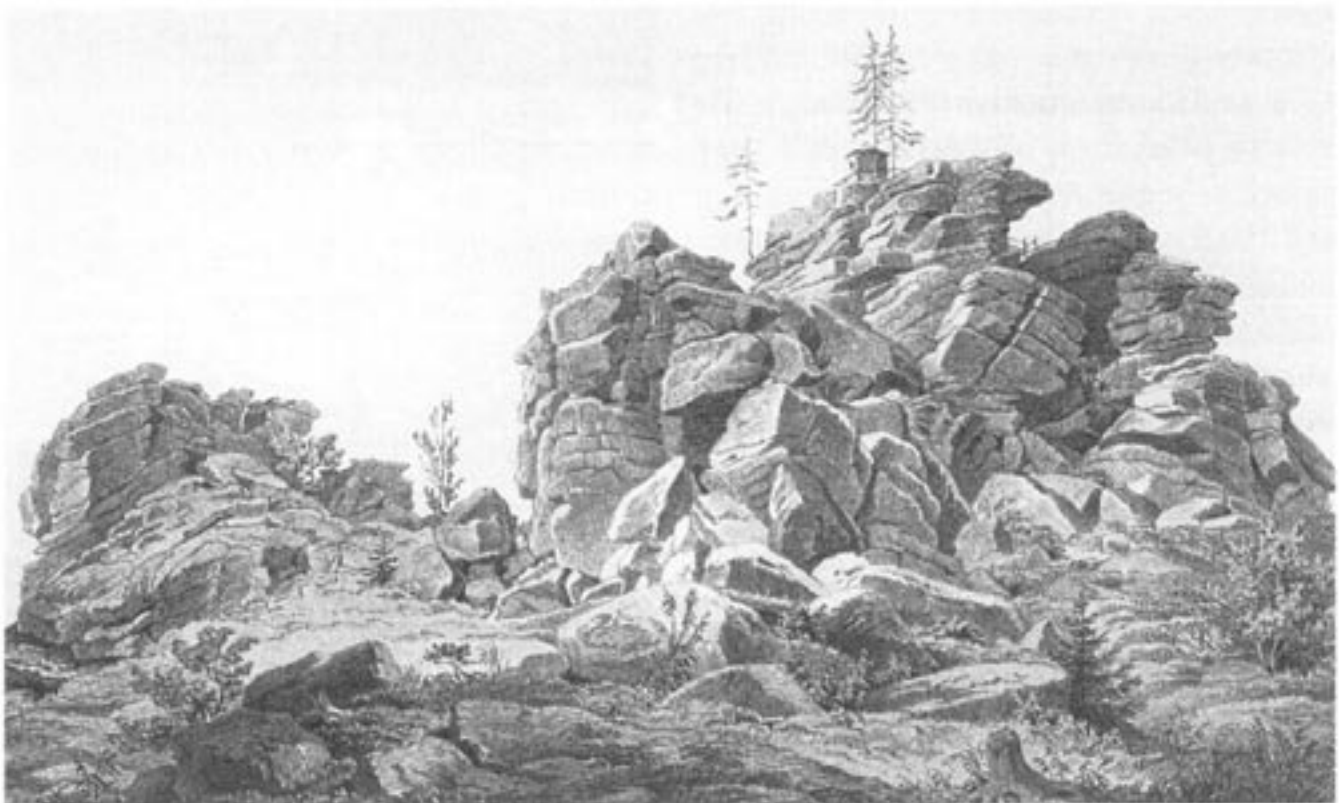
Eine Typlokalität der Wollsackverwitterung – der Burgberg-Felsen von Falkenberg (aus Gümbel 1868).

Wer kennt sie nicht? Saubadelfelsen, Räuberfelsen, Vogelfelsen, Hackelstein oder die Burgfelsen Falkenberg oder Weißenstein. Das sind nur einige wenige der imposanten Granit-Felsburgen im Landkreis Tirschenreuth, die allesamt nicht den grandiosen Felsbildungen im Fichtelgebirge nachstehen. Dort hatte sich bereits *Johann Wolfgang von Goethe* mit ihrer Bildung beschäftigt und 1820 als erster eine wissenschaftliche Erklärung dafür abgegeben. Seine Studien umfaßten aber auch die Blockhalden und Felsenmeere am Fuße der Felsburgen, die in besonderem Maße Anlaß zu Erklärungen durch die „Urgewalten“ der Erde waren. Den damaligen Stand des Wissens faßte Goethe wie folgt zusammen:

„Die ungeheure Größe der, ohne Spur von Ordnung und Richtung, über einander gestürzten Granitmassen gibt einen Anblick, dessen gleichen mir auf allen Wände-

rungen niemals wieder vorgekommen, und es ist niemand zu verargen, der, um diese, Erstaunen, Schrecken und Graun erregenden chaotischen Zustände zu erklären, Fluten und Wolkenbrüche, Sturm und Erdbeben, Vulkane, und was nur sonst die Natur gewaltsam aufregen mag, hier zu Hülfe ruft. Bei näherer Betrachtung jedoch, und bei gründlicher Kenntnis dessen was die Natur, ruhig und langsam wirkend, auch wohl Außerordentliches vermag, bot sich uns eine Auflösung dieses Rätsels dar, welche wir gegenwärtig mitzuteilen gedenken“ (Goethe 1820).

Die von *Goethe* seinerzeit gegebenen Erklärungen sind größtenteils auch heute noch gültig. Danach sind die Felsburgen Relikte der Gesteinsverwitterung innerhalb eines Granitgrusmantels, somit also nicht an der Erdoberfläche sondern darunter entstanden. Erst im Zuge der Abtragung des Verwitterungsmantels durch die veränderten klimatischen Verhältnisse der

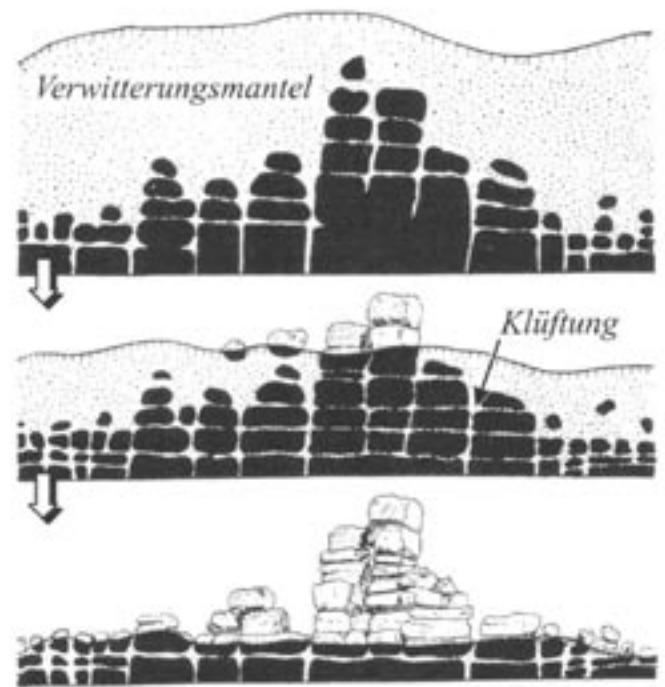


Der Hackelstein bei Fuchsmühl (aus Gumbel 1868).

letzten 5 Mio. Jahre und durch die Erosion infolge der Hebung unserer gesamten Region kamen die Verwitterungsreste an die Oberfläche. Die nebenstehende klassische Abbildung zur Entstehung der Felsburgen von *Wilhelmy* (1981) zeigt diese Entwicklung eindrucksvoll. Der Abbildung ist auch zu entnehmen, daß die Bildung der Wollsackformen ebenfalls dieser subterranean (d.h. der im Boden stattfindenden; *sub* = lat. unter, *terra* = lat. Erde) Verwitterung zuzuschreiben ist. Wird der Verwitterungsgrus abgespült, werden die darin isoliert „schwimmenden“ rundlichen Blöcke nach unten verlagert und zu ungeordneten Haufwerken aufgetürmt. Durch die Anhäufung besonders großer Blöcke entstehen die bekannten Felsenlabyrinth (z.B. die Luisenburg im Fichtelgebirge).

Auch die imponierenden „Wackelsteine“ entstehen auf diese Weise. Bei diesen lagern die viele Tonnen schweren Wollsäcke mit sehr kleiner Fläche auf ihrer Unterlage und können so mit wenig Kraftaufwand zum Wackeln gebracht werden. Lage des Schwerpunktes und Gewicht der Blöcke verhindern allerdings das Kippen und sichern so das „Überleben“ dieser besonderen Blöcke seit Generationen. Mehr als 100 Tonnen Gewicht dürfte der größte Wackelstein im Landkreis Tirschenreuth aufweisen. Er findet sich im Hirschberger Wald westlich von Schurbach. Besuchenswert sind weiterhin der Wackelstein in der Nähe des Bürgerfelsens oberhalb der Burg Falkenberg sowie die Wackelsteine nördlich der Silberhütte und in der Kleinen Teufelsküche bei Tirschenreuth.

Aus dem Gesagten ist abzuleiten, daß die rundlichen Granitblöcke, wie sie uns an den Hängen des Steinwaldes oder auch im Waldnaabtal häufig begegnen, durch die



Entstehung einer Felsburg (schematisch).

subterranean Verwitterung entstanden sind und nicht etwa durch den Transport in fließendem Wasser. Das gilt insbesondere auch für die oftmals mehrere Meter großen Blöcke im Flußbett der Waldnaab selbst. Wir kommen später nochmals darauf zurück.

Nicht alle Granitblöcke der Region und auch nicht alle Felsburgen besitzen ausgeprägt rundliche Konturen. Oft finden sich an den Felsburgen auch scharfkantige Vor- oder Einsprünge (Kletterfelsen!) oder besonders kantiges Blockmaterial, das die Felsformationen umgibt. Dies ist im wesentlichen Folge mechanischer Instabilität der Felsburgen oder einer physikalischen Verwitterung der Felsen, insbesondere durch die Einwirkung des Frostes oder extremer Temperaturschwankungen. Auch wenn diese Prozesse heute noch am Zerfall der Felsburgen arbeiten (vgl. folgende Abbildung;), der wesentliche Beitrag daran kommt den extremen Kaltzeiten des vergangenen Pleistozäns (1.8 Mio. – 10.000 Jahre vor heute) zu.



Zerfall einer Felsburg durch physikalische Prozesse (Instabilität und Frostsprengung). Hackelstein bei Fuchsmühl.

Der physikalischen Verwitterung leisten wiederum die im Granit vorhandenen Risse und Spalten als Schwächezonen Vorschub. Es bleibt daher an dieser Stelle nachzutragen, worauf diese Klüfte, wie diese der Geologe bezeichnet, zurückgehen. Weder die vertikalen noch die eher horizontal orientierten Reißflächen haben ihre Ursache in der Abkühlung der Granite infolge der dabei eintretenden Volumenverminderung, obwohl dies in der älteren Literatur vielfach beschrieben worden ist. Gesteinsauflast und seitliche Einspannung der Granite haben wie Schraubzwingen diese Volumenverminderung kompensiert. Jedoch konnte sich der Granitkörper sowohl beim Nachlassen der seitlich einspannenden (tektonischen) Kräfte als auch bei Verringerung der ihm auflastenden Gebirgsüberdeckung aus-

dehnen, mit der Folge der Klüftbildung. Dies wurde durch viele bruchmechanische Experimente bestätigt (vgl. Abbildung, Klüftexperiment). In diesem Zusammenhang besonders interessant ist die Entwicklung der nahezu horizontalen Klüfte, die man seit den Studien zur Klüftbildung im Granit des Bonner Universitätsprofessors *Hans Cloos* (1885-1951) als *Lagerklüfte*, heute auch als *Exfoliationsklüfte*, bezeichnet. Danach bilden sich die Lagerklüfte ausgesprochen oberflächennah, nach Studien im Yosemite-Nationalpark in den USA in weniger als 100 m Tiefe. Dies entspricht der Beobachtung, daß die Orientierung der Lagerklüfte stets sehr eng an die jeweilige Reliefform angepaßt ist. So fallen beispielsweise am Hackelstein bei Fuchsmühl die Lagerklüfte stets unter etwas geringerem Winkel als die jeweilige Hangneigung ein. Man geht heute daher davon aus, daß das Einfallen der Lagerklüfte an die zur Zeit ihrer Bildung bestehende Landoberfläche angepaßt ist. Im Waldnaabtal finden sich häufig sogar zwei Generationen an Oberflächeninduzierten Klüften: nahezu horizontale (angepaßt an das Flachrelief, in das sich



die Waldnaab eingetieft hat) und Talhangparallele (die sich im Zuge der Taleintiefung geöffnet haben).

Felsburgen erscheinen uns als imposante Felsformationen, wenn sie weitgehend vollständig aus ihrem Verwitterungsmantel freigelegt sind und zusätzlich der physikalischen Verwitterung unterworfen waren. Die überaus meisten Felsburgen sind allerdings noch weitgehend von dem bis zu 80 m dicken Granitgrus eingekleidet und schauen südlich des Steinwaldzuges aus der flachwelligen Rumpflatte nur da und dort als niedrige Kuppen heraus. Dort, wo sich ein Fluß in das flache Relief eingeschnitten hat, werden sie jedoch zunehmend freigelegt. Deshalb ist das Waldnaabtal so reichlich von Felsbastionen flankiert und viele von dort stammende Wollsäcke liegen heute im Flußbett.

Das Waldnaabtal – mehr als nur ein Flußtal

Die Waldnaab tritt, nachdem sie mäandrierend die mit tertiären Sedimenten bedeckte Mitterteicher Senke durchlaufen hat, bei Gumpen in ein Durchbruchstal ein (eine ausführliche Darstellung dazu siehe bereits bei *Vollrath 1984*). Canyonartig schneidet sie sich dabei auf ihrem weiteren Weg bis Windischeschenbach durch den Porphyrganit des Falkenberger Massivs, der in zahlreichen Anschnitten und Felsenbastionen unschwer zu erkennen ist. Viele Sagen und Legenden ranken sich um die bizarren Felsen entlang der Waldnaab, die dem Fluß meist nur wenig Platz lassen (dazu siehe *Lehner 1978, Fähnrich 1981*). Mehrfach quert die Waldnaab Schwellen aus anstehendem Fels, durch



Matratzenlager – Schalige Absonderungsklüfte („Lagerklüfte“) an der Ruine Weißenstein.



Granitkuppe am Voitenthaner Weiher. Typisches Landschaftselement der Region südlich Güttern.

die sie sich an ihrer Sohle mühevoll durchfräsen muß (z.B. Kammerwagen, Butterfaß, Tischstein). Auffällig ist der zickzackförmige Verlauf der Waldnaab. Dieser folgt weitgehend den vorherrschenden Kluftrichtungen und erinnert damit stark an den typischen Talgrundriß in der Frankenalb. Dort prägt die entlang der Kluf-

systeme besonders gute Lösbarkeit der Jura-Kalkgesteine diesen Talverlauf. Eine bedingt vergleichbare Vorprägung dürfte die sich eintiefende Waldnaab in unserem Raum vorgefunden haben: der entlang der Klüftungszonen besonders tiefgründige Verwitterungsmantel, der gegenüber den harten, unverwitterten Graniten leicht zu erodieren war. Relikte dieses Grusmantels finden sich beispielsweise in Weganschnitten knapp unterhalb des Parkplatzes Blockhütte.

Einmal in ihrer Richtung durch die Verbreitung der besonders tiefgründigen Verwitterungszonen festgelegt, hat sich die Waldnaab immer tiefer eingeschnitten und dabei ihr Felsbett in den unverwitterten Granit hineingearbeitet. Welches sind aber die Ursachen für das canyonartige Eintiefen der Waldnaab? Ein Vergleich der



Richtungsvorzeichnung für die Waldnaab - vertikale Klüfte im Kammerwagenfelsen (Waldnaabtal).

Fließgefälle von Waldnaab und Fichtelnaab zeigt folgendes: Während die Fichtelnaab zwischen Erbdorf und Schweinmühle für einen Höhenunterschied von 30 m eine Laufstrecke von 8.5 km benötigt, sind dies bei der Waldnaab zwischen Gumpen und dem Zufluß des Frombaches lediglich 5.5 km. Umgerechnet ist das Gefälle der Waldnaab damit 1.5-fach so groß wie das der Fichtelnaab. Deutlicher wird das besonders starke Gefälle des Waldnaabtales im Vergleich mit ihrem Unter- und Oberlauf. Zwischen Tirschenreuth und Gumpen überbrückt die Waldnaab 30 Höhenmeter auf einer Laufstrecke von 15 km, wohingegen nach ihrem Zusammenfluß mit der Fichtelnaab die 30 Höhenmeter sogar erst auf einer Laufstrecke von 20 km überwunden werden! Mit seinem überdurchschnittlich hohen Gefälle verbindet das Waldnaabtal die zentrale Wondreb-Waldnaabsenke (das Mitterteicher Tertiärbecken; mit Hochlagen über 500 m) mit dem Niveau des mesozoischen Vorlandes bzw. des darauf eingestellten Talniveaus zwischen Neustadt an der Waldnaab und Windischeschenbach. Die Höhendifferenz beträgt auf verhältnismäßig geringer Distanz gut 100 m und ist damit der Motor für das Einschneiden des Waldnaabtales, das ein einigermaßen ausgeglichenes Flußlauf-längsprofil anstrebt. Im Gegensatz zur Fichtelnaab hat die Waldnaab bisher in ihrem Mittellauf dieses Ziel nicht erreicht. Die Ursachen dafür können in einer Hebung des Falkenberger Granitmassivs (diskutiert bei *Peterek 2003*) in Verbindung mit der Resistenz der Granite gegenüber dem Erosionsangriff des fließenden Wassers gesehen werden. Würde sich das Falkenberger Granitmassiv nicht als

Erosionsschwelle dem Eintiefungsimpuls des Waldnaab-Unterlaufes entgegensetzen, wäre die zentrale Wondreb-Waldnaabsenke heute eine weit stärker reliefierte Region, somit viel hügeliger.

Aufgrund des verhältnismäßig großen Gefälles besitzt die Waldnaab in ihrem mittleren Abschnitt eine potentiell höhere Fließgeschwindigkeit. Würden nicht natürliche flußdynamische Steuerungsprozesse diese höhere Abflußgeschwindigkeit regulieren, wäre ein ständiges Ausbrechen des Flußes aus seinem Bett im Unterlauf die Folge. Dort wird nämlich aufgrund des geringeren Gefälles das schnell heranströmende Wasser des Mittellaufes gestaut. Andererseits würde im Extrem der Mittellauf zeitweilig trockenfallen, da das Flußwasser dort schneller ab- als zufließt. Zu den natürlichen abflußregulierenden Prozessen gehört die Ausbildung sogenannter „riffle-pool“- („Untiefen-Kolk-“) bzw. von „step-pool“-Sequenzen („Stufen-Kolk“-Sequenzen). Gerade letztere gehören im Flußbett der Waldnaab zu den prägenden Erscheinungen.

„Step and Pool“ – Bremse für das Flußwasser

Die „Step-Pool“-Sequenzen im Flußbett des Waldnaabtales bestehen aus einer mehr oder weniger regelmäßigen Abfolge von Block-/Steinansammlungen (= „Steps“) im Wechsel mit Block-/Steinfreien Laufabschnitten mit größerer Wassertiefe (= „Pools“). In einigen Abschnitten übernehmen die Felsschwellen die Funktion der „Steps“. Wandert man das Waldnaabtal entlang, lassen sich diese einzelnen Abschnitte bereits akustisch durch den regelmäßigen Wechsel von „ruhigem“

und „turbulentem“, geräuschvollem Fließen ausmachen. „Steps“ bestehen aus der vom Fluß herantransportierten groben Geröllfracht. Zwar können die größten Transportblöcke auch mehr als 1 m Durchmesser besitzen, doch sind von diesen die deutlich größeren abzugrenzen, die die bereits bekannten Wollsäcke darstellen. Diese stammen entweder vom Talhang oder wurden beim Eintiefen der Waldnaab aus der Verwitterungsdecke nach unten verlagert. Bei der Entstehung der „Steps“ bilden meist erste größere Blöcke eine natürliche Barriere für die nachfolgenden, die sich dann flußaufwärts (oft dachziegelartig) anlagern. Durch dieses natürlich entstandene „Wehr“ wird das Wasser flußaufwärts gestaut, mit der Folge geringerer Fließgeschwindigkeit und größerer Wassertiefe („Pool“). Obwohl das Flußwasser über die steileren „Steps“ rascher abfließt als im Bereich der „Pools“ verringert sich infolge der hohen Bodenreibung (niedrige Wassertiefe!) auch hier der Wasserdurchfluß. Es sind eine Reihe von flußspezifischen Faktoren, die bestimmen, in welcher Entfernung flußauf und flußab sich der nächste „Step“ bildet. Bei vielen der Waldnaab vergleichbaren Flüssen der Erde beträgt diese Strecke das 5- bis 20-fache der Breite des Flußbettes, wobei sich für den jeweiligen Fluß meist ein spezifischer Wert herausbildet. Auf die genauen Ursachen hierfür soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden. Sie sind im komplexen Strömungsverhalten eines Flusses zu suchen, das u.a. die Transport- und Erosionseigenschaften des Gewässers bestimmt (siehe hierzu die Spezialliteratur, u.a. Ahnert 1996, Knighton 1998). Wie die Kartierung der „Steps“ und „Pools“ für die Fließstrecke der Waldnaab zwischen

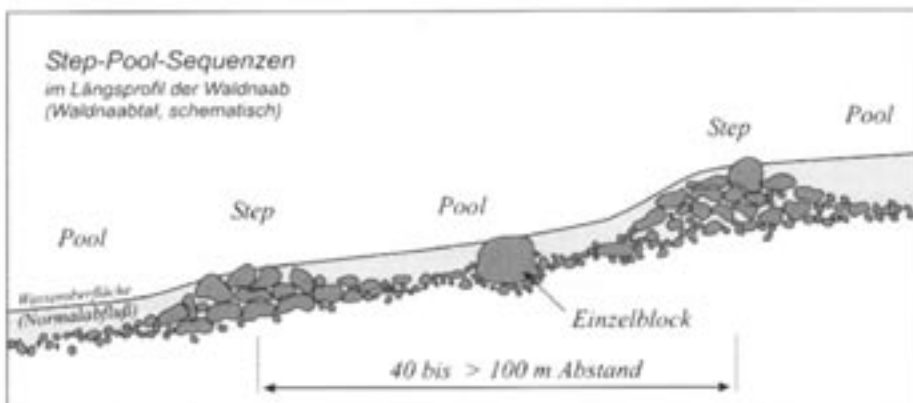
Kammerwagen-Felsen und dem einmündenden Frombach zeigt, schwanken die Abstände der einzelnen Sequenzen. Die Ursachen dafür sind bisher nicht erforscht.

Während die groben Granitgerölle der „Steps“ diese nur bei der Zerstörung der Barrieren bei extremen Hochwassersituationen passieren können, kann bereits bei wenig über dem Normalabfluß liegendem Pegel Sand über die Stufen transportiert werden. Dort wo sich die Fließgeschwindigkeit im anschließenden „Pool“-Abschnitt verringert, wird der Sand in Form von strömungsdynamisch geformten Sandbänken abgelagert. Zwischen Kammerwagen-Felsen und Amboß führt die Waldnaab verhältnismäßig viel Kies- und Steinfracht. In diesem Abschnitt finden

sich anstelle der „Step-Pool“-Sequenzen daher die aus dieser Grobfracht aufgetürmten „Riffles“ im Wechsel mit den „Pools“. Während sich die „Steps“ nur bei außergewöhnlich starken Abflußereignissen („Jahrtausendereignissen“) verlagern, verändert sich die Lage der „Riffles“ bereits bei weniger bedeutsamer Wasserführung der Waldnaab.

Steter Tropfen allein höhlt noch keinen Stein

Flußwasser, das von einem höheren zu einem tiefer gelegenen Punkt fließt, besitzt aufgrund des Gefälles ein gewisses Maß an Energie. Meist wird diese Energie durch Reibung, Transport von Geröllfracht und Erosionsarbeit abgebaut. Dort wo der Fluß mit turbulentem, wirbeligem



Strömen über die „Steps“ und insbesondere die Felsschwellen abfließt, kann diese Energie dem Flußwasser dazu dienen, sogenannte Mahlsteine in Gesteinsvertiefungen rotierend zu bewegen und sich dadurch in das Gestein hineinzuarbeiten. Dies ist allerdings nur dort möglich, wo Hindernisse im Fließweg gegenläufige und rotierende „Strudel“-Strömungen erzeugen. Es entstehen die sogenannten Strudellöcher, wie sie im Waldnaabtal beispielsweise reichlich am Butterfaß zu beobachten sind. Das wohl bekannte-



Links: Das bekannteste Strudelloch Nordbayerns – die Gletschermühle im Waldnaabtal.

Rechts: Pumpen für die Wissenschaft – Übung der Freiwilligen Feuerwehr Falkenberg im September 1983 bei der ein Strudelloch im Waldnaabtal ausgepumpt wird. Beteiligt waren: Kommandant Lothar Wildenrother, sein Stellvertreter Hans Höcht, Maschinist Harald Ernst, Hans Zrenner, Markus Weig, Berthold Höcht sowie Max Köllner und Sohn Martin.

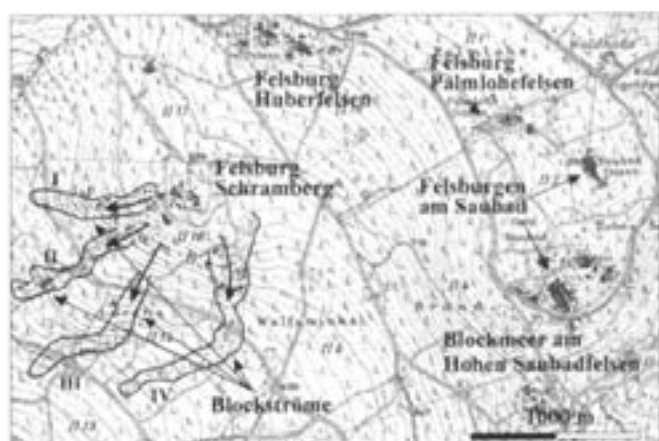
ste so entstandene Strudelloch Nordbayerns ist die „Gletschermühle“ (Vollrath 1984), das seinen irreführenden Namen aufgrund der Ähnlichkeit zu Strudellöchern hat, die durch Gletscherschmelzwasser im Alpenraum entstanden sind. Eine wohl einmalige Aktion zur Erkundung eines Strudeloches im Waldnaabtal wurde 1983 von der Freiwilligen Feuerwehr Falkenberg durchgeführt. Dabei wurde ein Strudelloch vollständig ausgepumpt und seine Innenstruktur durch den Mitautor H. Vollrath dokumentiert (Vollrath 1984). „Der neue Tag“ berichtet damals davon (36. Jg., Nr. 272, 26. November 1983).

Die schleifende Tätigkeit der Mahlsteine in einem Strudelloch währt nicht endlos. So werden Strudellöcher dadurch inaktiv, daß ab individueller Lochtiefe die Rotationsenergie des Wasserwirbels nicht mehr zur Bewegung der Mahlsteine ausreicht oder die Seitenwand oder der Bo-

den der Hohlform durchgeschliffen sind. Einmal löcherig, werden die für den Schleifprozeß erforderlichen Mahlsteine herausgespült. Aktive Strudellöcher sind meist keine langlebigen Formen. Daher finden sich im Waldnaabtal auch weit mehr Relikte inaktiver Strudellöcher, die häufig an halbrunden, scharfkantig begrenzten Gesteinsnischen zu erkennen sind.

Wandernde Steine – Blockströme und Blockmeere am Steinwald

Zu den prägenden morphologischen Kleinformen im Anstieg zum Steinwald gehören Blockströme und Blockmeere, insbesondere auf seiner Südwestseite entlang des Fichtelnaabtales. Beide genannten Begriffe kennzeichnen im Wesentlichen das gleiche, nur stellt man mit der Bezeichnung „Blockstrom“ heraus, daß es sich hierbei um im Grundriß zungenför-



Blockströme und Felsburgen am Schramberg und Saubadelfelsen (nordwestlich Pfaben).

mig hangabwärts gestreckte Blockansammlungen handelt. Die Blockströme im südwestlichen Steinwaldgebiet finden sich unterhalb der dortigen bekannten Felsbastionen. Von diesen Granitfelsen stammt weitgehend auch das rundliche Blockmaterial mit Blöcken, die sogar größer als 2 m sein können. Ein Teil dieser Wollsäcke dürfte aber auch aus dem inzwischen abgetragenen Verwitterungsmantel stammen, der ursprünglich den südwestlichen Steinwald mit mehreren 10 Metern Dicke überzogen hat. Entlang frischer Weganschnitte kann man den Aufbau der Blockströme am Steinwald studieren. Danach kann das „Steinlager“ 1 – 3 m mächtig werden, in einigen Fällen sogar darüber. Während am Grunde die Blöcke in eine sandig-lehmige Feinmasse (den Verwitterungsgrus) eingebettet sind, bestehen im oberen Abschnitt zwischen den Blöcken unterschiedlich große Hohlräume. Von der Oberfläche her sind diese Hohlräume zwischen den dicht an dicht liegenden Blöcken oft nicht zu erkennen, zumal bei geschlossener Moos- und Strauchvegetation. Übrigens ist die „Pioniervegetation“ auf den Granitblöcken des Steinwaldes (Flechten, Moose, etc.) in ihrer Art und Zusammensetzung teilweise

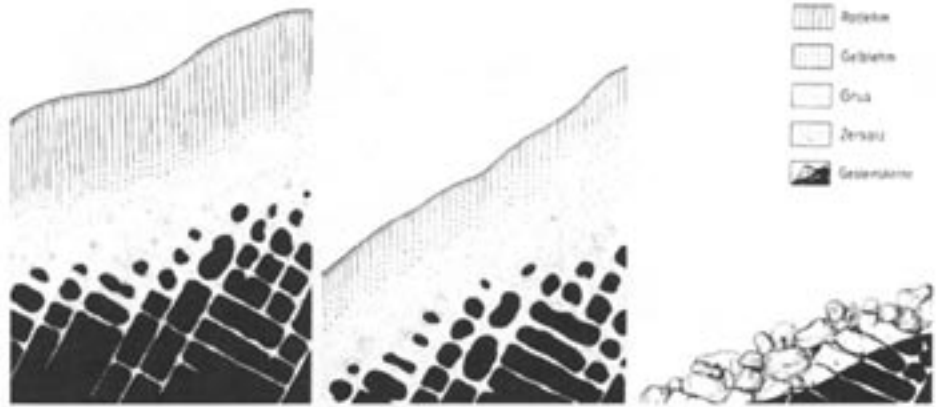


Vom Bodeneis bewegt – Blockmeer am Steinwald (nordwestlich Pfaben).

einmalig in Nordbayern, so daß sich – neben dem Verletzungsrisiko durch Fehltritte in die Hohlräume – aus diesem Grunde das Begehen der Blöcke verbietet.

Blockströme sind ein in den Mittelgebirgen unserer Breiten weit verbreitetes Phänomen, wenn auch nicht immer so eindrucksvoll zu erkennen wie am Steinwald. Sie verdanken ihre Entstehung dem Klima der vergangenen Eiszeiten, als über tiefgründig gefrorenem Boden (Permafrost!) die obersten Bodenhorizonte während der wärmeren Jahreszeiten durch vielmaliges Auftauen und Gefrieren mit wenigen cm im Jahr hangabwärts bewegt wurden („Bodenfließen“). Einer der dabei wirksamen Prozesse ist beispielsweise das Anheben von selbst Kubikmeter-großen Blöcken durch den Bodenfrost senkrecht zur Oberfläche des Hanges. Taut der Boden wieder auf setzt sich der Block – jetzt der Schwerkraft folgend – einige wenige mm hangabwärts wieder ab. Über Jahrzehntausende können sich diese Einzelbewegungen der Blöcke auf einige 100 m aufsummieren! Ein anderer Bewegungsmechanismus tritt ein, wenn die oberste Bodenschicht auftaut und das Bodenwasser aufgrund des unterlagernden Permafrostes nicht versickern kann. In dem da-

durch entstandenen „Bodenbrei“ führte die hohe Wassersättigung – insbesondere aufgrund der mit hohem Gewicht auflagernden Wollsäcke – zu wiederholten Rutschungsprozessen, die in der Summe das Block-



material ebenfalls hangab bewegt. Dabei wurden die Blöcke mit ihrer Langachse häufig in der Fall-Linie des Hanges eingeregelt. Ein besonderes Phänomen der Blockströme ist die Kantenstellung plattiger Blöcke, die besonders am unteren Ende der Blockströme zu beobachten ist. Sie ist durch das „Zusammenschieben“ der Wollsäcke an der jeweiligen Stirnfront der Blockströme entstanden. Aufgrund des aufgeweichten, gleitfähigen Bodens und des seitlich wirkenden Druckes waren die plattigen Blöcke gerne bereit, sich aufzustellen.

Die Blockströme am Steinwald orientieren sich meist an den natürlichen Tiefenlinien des Hanges, ebenso wie dies

auch die Bachläufe tun. Es ist demnach nicht selten, daß ein Bach „unterirdisch“ durch das Hohlraumssystem eines Blockstromes abfließt und an der Oberfläche nicht zu sehen, allerdings zu hören ist. Der unterirdische Bach läßt sich am Steinwald so auch gut finden.

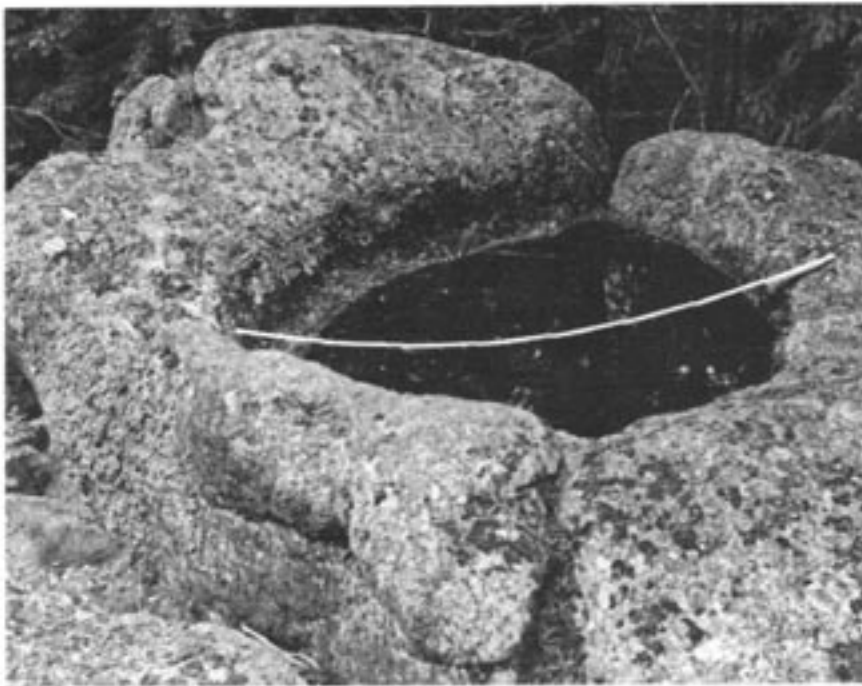
Druidenschüsseln, Priestersitze und Blutrinnen – Lösungsverwitterung des Granits

Der Vollständigkeit halber seien hier noch Kleinverwitterungsformen im Granit erwähnt, die in unserem Raum allerdings verhältnismäßig selten sind: Silikatkarren und „Opferkessel“. Karren sind durch che-



Links: Blockstrom „Steinernes Meer“ im Wolfswinkel (nordwestlich von Pfaben).

Oben: Kantenstellung der Blöcke im Stirnbereich eines Blockstroms (Steinernes Meer, nordwestlich Pfaben).



Einer der größten „Opfersteine“ des Landkreises – der Opferkessel über der „Großen Teufelsküche“ bei Pilmersreuth (Zollstock als Maßstab!).

mische Lösung eines Gesteins entstanden und meist rinnen- oder rillenförmige Kleinformen. In aller Regel messen sie nur einige wenige Zentimeter bis Dezimeter in der Breite und Tiefe (selten auch darüber). Sind die Karren in einem aus Silikatmineralien bestehenden Gestein (z.B. im Granit) entwickelt, werden sie als Silikatkarren bezeichnet. Häufig werden mit dem Begriff „Karren“ nur die rinnen- und rillenförmigen Lösungsfurchen und die zwischen ihnen verbliebenen Karrenrippen gemeint und damit wannen-, napf- und kesselförmige Vertiefungen (= „Opferkessel“) als selbständige Lösungsformen abgegrenzt. Dies erscheint nicht nur im Hinblick auf die unterschiedliche morphologische Form gerechtfertigt. Während bei den hier so benannten Karren fließendes Wasser mit zur Ausgestaltung der Formen beitragen mag, wird bei den „Opferkesseln“ der Lösungsprozeß durch stagnierendes Wasser (Feuchtigkeit!), biologische Aktivität (Mikroorganismen, Flechten, Moose) und Kleinfrostsprengung unterstützt. Bekannt sind rinnen- und napfförmige Lösungskleinformen besonders in Kalk-

gestein, da diese unter der Einwirkung von Kohlensäurehaltigem Wasser (z.B. Regenwasser) verhältnismäßig leicht gelöst werden können. Granit und die darin enthaltenen Minerale sind gegenüber dieser sogenannten „Kohlensäureverwitterung“ dagegen wenig anfällig.

Auch der Lösungsangriff anderer natürlicher Säuren ist unter den heutigen klimatischen Verhältnissen sehr gering, so daß die Silikatkarren und Verwitterungsnapfe häufig als vorzeitliche Reliktformen wärmerer und feuchterer Klimaetappen gedeutet werden. Viele Wissenschaftler betrachten die Entwicklung insbesondere der Silikatkarren in unseren Breiten sogar als das Ergebnis einer tertiären Lösungsverwitterung, womit ihr Alter viele Mio. von Jahren betragen würde. Es ist allerdings wahrscheinlich, daß sich diese Formen auch während der Warmzyklen des Eiszeitalters („Warmzeiten“), demnach innerhalb der letzten 1.8 Mio. Jahre, gebildet haben. Für dieses nicht allzu hohe Alter spricht die meist doch sehr schöne Erhaltung der Kleinformen.

Je nach Ausprägung haben insbesondere die „Opferkessel“ im Volksmund unterschiedliche Namen. Wannenartige Vertiefungen mit einer „Überlaufrinne“ erinnern häufig an „Opfersteine“ mit „Blutrinnen“, sesselförmige Vertiefungen werden „Priestersitzen“ zugeordnet. „Druidenschüsseln“ ordnet der Volksmund* ei-

ne Bedeutung für rituelle Handlungen keltischer Priester zu. Jedoch, von wenigen Ausnahmen abgesehen, handelt es sich um natürlich entstandene Formen!

„Der Granit läßt mich nicht los“

In diesem Satz *Goethes* in einem Brief an Charlotte von Stein anlässlich seines ersten Besuches auf der Luisenburg 1785 im Fichtelgebirge äußert sich sein inniges Interesse an diesem Gestein und seinen Landschaftsformen. In seine Fußstapfen, als Naturforscher den Granit zu studieren, sind heute viele hoch spezialisierte Erdwissenschaftler getreten. Diese haben in den beiden Jahrhunderten seit *Goethes* Besuchen im Fichtelgebirge dem Granit viele Geheimnisse entlockt, sei es im Hinblick auf seine Abkunft, seine komplexe Aufstiegs- und Erstarrungsgeschichte oder seine Verwitterung und dessen Formen. Vielleicht ist es die Ästhetik des Gesteins oder das Landschaftsgepräge, daß manch einen Wissenschaftler, aber auch den Nicht-Wissenschaftler an den Granit bindet, vielleicht aber auch die zum Abschluß wiederholte Erkenntnis *Goethes* über die Bedeutung des Granits:

„Jeder Weg in unbekanntes Gebürge bestätigte die alte Erfahrung, daß das Höchste



Silikatkarren (Rinnenkarren) am Wolfenstein

und das Tiefste Granit sei, daß diese Gesteinsart die man nun näher kennen und von andern unterscheiden lernte, die Grundfeste unserer Erde sei worauf sich alle übrigen mannigfaltigen Gebürge hinauf gebildet.“

*Anm. der Red. zu S. 152: Der Volksmund kennt keine „Druidensteine“, z.B. Bodenreuth, Kataster ao. 1842 – „Drudenacker“, daneben der „Drudenstein“; die „Drud“ hat Hexenart!

Ausgewählte Literatur

- Gümbel, C.W. (1868): Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. – 968 S., Gotha (Justus Perthes-Verlag).
 Knighton, D. (1998): Fluvial forms and processes. – 383 S., London (Arnold Press).
 Peterek, A. (2003): Klima und Landschaft im Wandel – ein Ausflug in die jüngere Landschaftsgeschichte des Landkreises. – Landkreis-Schriftenreihe, 15: 78-88, Tirschenreuth.
 Ahnert, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – 440 S., Stuttgart (Verlag Eugen Ulmer).
 Fähnrich, H. (1981): Sagen und Legenden im Landkreis Tirschenreuth. – Missionsbuchhandlung St. Peter (2. Aufl.), Tirschenreuth.

Lehner, J.B. (1978): Aus dem Sagenschatz des Steinwaldes. – Hof (Saale)

Vollrath, H. (1984): Erosionsformen des Granits in Nordostbayern. – 31. Bericht Nordoberfränkischer Verein für Natur-, Geschichts- und Landeskunde, 104 S., Hof/Saale.
 Goethe, J.W. v. (1820): Studien in Thüringen, im Harz und Fichtelgebirge – Erste Entwürfe zur Erdgeschichte und Gesteinsbildung. – In: W. von Engelhardt & M. Wenzel (Hrsg.): *Goethes Schriften zur allgemeinen Naturlehre, Geologie und Mineralogie*, 307-333, Frankfurt/Main (Deutscher Klassiker Verlag).

Wilhelmy, H. (1981): Klimamorphologie der Massengesteine. – 254 S., Wiesbaden (Akademische Verlagshandlung).