

**„Bodenuntersuchungen in Trockenmaaren
der Eifel – Deckschichten in einer Vulkanreliefform
und deren anthropogene Überprägung“**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

„Doktor

der Naturwissenschaften“

im Promotionsfach Geographie

am Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften

der Johannes Gutenberg-Universität

in Mainz

Victoria von Witzendorff

aus Boppard

Mainz, 2011

Dekan:

1. Berichterstatter: [Die Namen von Dekan und Gutachtern sind gelöscht.]
2. Berichterstatter: [Die Namen von Dekan und Gutachtern sind gelöscht.]

Tag der mündlichen Prüfung: 29.06.2011

Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und kein anderen Angaben als die angegebenen Quellen benutzt habe. Alle wörtlichen und sinngemäßen Entlehnungen sind unter genauer Angabe der Quelle kenntlich gemacht.

gez. Victoria von Witzendorff

Vorwort - Danksagung

[Personenbezogene Daten in der Danksagung sind gelöscht.]

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	11
2 Einführung in die Thematik der periglazialen Deckschichten	13
2.1 Entstehung der periglazialen Deckschichten	13
2.2 Bodenbildung in den periglazialen Deckschichten.....	14
2.3 Stand der Forschung.....	14
2.4 Definition der einzelnen Deckschichtenlagen und deren zeitliche Einordnung	16
2.5 Periglaziale Deckschichten und deren Überprägung in der Eifel	18
3 Maar-/Trockenmaar (Entstehung und Erscheinungsform)	20
4 Bodenerosion und der anthropogene Einfluss auf das Landschaftsbild	23
4.1 Köhlerei und Meilerplätze	23
4.2 Erosionsform „Runse“	26
4.3 Kolluvium und Kolluvisol	28
4.4 Auelehm/Alluvium und Auenböden	28
4.5 Historische Bodenerosion und Kolluvium-/Alluviumbildung in Mitteleuropa	29
5 Einführung in die Eifellandschaft	32
5.1 Geologie.....	32
5.2 Böden	36
5.3 Klima.....	36
6 Untersuchungsgebiete – Oberwinkler Maar und Jungferweiher Maar	39
6.1 Erscheinungsbild und vulkanische Merkmale des Oberwinkler Maar	41
6.2 Erscheinungsbild und vulkanische Merkmale des Jungferweiher Maar.....	46
6.3 Potentiell natürliche Vegetation.....	49
6.4 Rezenter Forstbestand und Waldnutzung	50

7 Flurnamen.....	54
8 Archäologische Funde	60
9 Methoden	62
9.1 Bohrkerne.....	62
9.2 Probennahme.....	68
9.3 Schlämmen.....	70
9.4 Mikroskopische Analysen.....	71
9.5 Mikrosondenmessung	73
9.6 Korngrößenanalyse	74
10 Auswertung.....	81
10.1 Oberwinkler Maar	81
10.2 Jungferweiher Maar	90
11 Schlussfolgerung	98
12 Ausblick	101
13 Literatur.....	102
13.1 Monographien und Aufsätze.....	102
13.2 Kartenmaterial.....	111
14 Zusammenfassung / Abstract.....	112
Anhang.....	114

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Prozess der (Geli-)Solifluktion	13
Abbildung 2: Aufbau der Deckschichten in Mittelgebirgen	16
Abbildung 3: Gliederung des jungen Quartärs - Zuordnung der Lagenbildungen	18
Abbildung 4: Maarstruktur im Querschnitt.....	21
Abbildung 5: Verlandung eines Maar – Entstehung eines Trockenmaars.....	22
Abbildung 6: Meilerplatzformen im Querschnittsprofil	25
Abbildung 7: Querprofil durch einen stehenden Kohlemeiler und Gang der Verkohlung.....	26
Abbildung 8: Entwicklung einer Runse durch historische Nutzungsformen.....	27
Abbildung 9: Geologische Übersichtskarte Rheinland-Pfalz.....	35
Abbildung 10: Zeittafel mit Gesteinen der Eifel.....	35
Abbildung 11: Klimakarte der Eifel.....	38
Abbildung 12: Übersichtskarte und Lokalität der Untersuchungsgebiete Oberwinkler Maar und Jungferweiher Maar	40
Abbildung 13: Luftbild des Oberwinkler Maar aus nordwestlicher Richtung und Panoramaansicht aus südwestlicher Richtung.....	41
Abbildung 14: Lavagrube am östlichen Kraterrand.....	43
Abbildung 15: Geologische Karte Oberwinkler Maar und Umgebung	45
Abbildung 16: Panoramaansicht aus südwestlicher Richtung	46
Abbildung 17: Geologische Karte Jungferweiher Maar und Umgebung	48
Abbildung 18: Hangmeilerplatz und Podestmeilerplatz im südlichen Wald des Oberwinkler Maar	52
Abbildung 19: Runse im Wald des Oberwinkler Maar.....	53
Abbildung 20: historisch basierende Beschreibung und Nutzung der Flurstücke im Oberwinkler Maar	56
Abbildung 21: historisch basierende Beschreibung und Nutzung der Flurstücke im Jungferweiher Maar	59
Abbildung 23: Bohrergerät des Seilkernverfahrens im Einsatz (SIROCKO 2009: 34).....	62
Abbildung 24: Karte der Bohrlokalisierung Oberwinkler Maar (OW1)	64
Abbildung 25: Karte der Bohrlokalisierung Jungferweiher Maar (JW3).....	65
Abbildung 26: Kern OW1 (Oberwinkler Maar) 0 - 49 m.....	66
Abbildung 27: Kern JW3 (Jungferweiher Maar) 0 - 70 m.....	67
Abbildung 28: Profil zum Kern OW1 (0 - 20 m).....	69
Abbildung 29: Profil zum Kern JW3	70

Abbildung 30: Organische Makroreste	71
Abbildung 31: LST-Körner (Auswahl) aus dem Schalkenmehrener Maar (Kern SM3, bei 6,26 m)	73
Abbildung 32: Bimskörner in Hartwachsguss (links) und für die Messung gewähltes Korn mit homogenen Partikeleinschlüssen (rechts)	74
Abbildung 33: Versuchsaufbau zur KÖHN-Analyse.....	79
Abbildung 34: 3D-Foto-Aufnahmen vom OW1	82
Abbildung 35: Bodenprofil vom OW1 (Kernabschnitt 0 - 4 m).....	85
Abbildung 36: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (OW1).....	87
Abbildung 37: Korngrößenverteilung aller Fraktionen (OW1)	88
Abbildung 38: 3D-Foto-Aufnahmen vom JW3	91
Abbildung 39: Bodenprofil vom JW3 (Kernabschnitt 0 - 2 m)	93
Abbildung 40: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (JW3)	95
Abbildung 41: Korngrößenverteilung aller Hauptfraktionen (JW3).....	96
Abbildung 42: Gegenüberstellung der Kerne OW1 und JW3	100

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Flurstücknamen und deren Bedeutung.....	55
Tabelle 2: Flurstücknamen und deren Bedeutung.....	58
Tabelle 3: Einstufung des pH-Wertes (erstellt nach AG Boden: 367).....	75
Tabelle 4: Entnahmezeitpunkte der Schluff- und Tonfraktion	79
Tabelle 5: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (OW1)	86
Tabelle 6: Korngrößenverteilung aller Hauptfraktionen (OW1)	87
Tabelle 7: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (JW3)	94
Tabelle 8: Korngrößenverteilung aller Hauptfraktionen (JW3).....	95

Abkürzungen

a / ka – **annus** (Jahr) / **Kiloannum** (Jahrtausend)

AD – **A**fter **D**omine

BC – **B**efore **C**hrist

BP – **B**efore **P**resent

ELSA – **E**ifel **L**aminated **S**ediment **A**rchive

LGB-RLP – **L**andesamt für **G**eologie und **B**ergbau – **R**heinland-**P**falz

LST – **L**aacher-**S**ee-**T**ephra

MTV – **m**esozoisch-**t**eritär **V**erwitterungsdecke

TK25 – **t**opographische **K**arte mit einem Maßstab 1:**25000**

1 Einleitung

Die Böden der Mittelgebirgsregionen Deutschlands bilden sich in der Regel aus dem anstehenden Gestein oder aus allochthonen Material aus der näheren Umgebung, d.h. Hangrutschungsmaterial. Weitverbreitet sind dabei die in den Mittelgebirgen entstandenen Braun- oder Parabraunerden in dem sogenannten Deckschichtensystem. Dieses System besteht aus mehreren Lagen, die unterschiedlicher Herkunft sind wie Solifluktionmaterial (unterste Lage), äolische Einträge (obere Lagen) und wenn stattgefunden Einträge durch holozäne Umlagerungen (oberste Lage). Das äolische Material ist in der Regel lösshaltig und somit auch kalkhaltig und fördert folglich die Bildung von den genannten Braun-/Parabraunerden. Doch ist schon aus vielen anderen Arbeiten¹ über die verschiedenen Mittelgebirgsregionen bekannt, dass die Böden anthropogen überprägt wurden. Die Deckschichten finden sich also nur in geschützten Lagen oder sind teilerodiert, so dass nur die unteren Lagen erhalten geblieben sind. Die transportierten Bodenschichten sammeln sich meist am unteren Hang, in Tälern oder in Beckenlagen an und werden als Kolluvium bezeichnet. Da sich am Material selbst nichts verändert hat, entwickeln sich auch hier Braun- bzw. Parabraunerden, die jedoch eine homogene (unsortierte bzw. chaotische) Matrix in den oberen Horizonten haben und durch ihr junges Alter bedingt meist in einem initialen Stadium der Entwicklung sind.

Doch wie ist die Bodensituation in einem Mikrorelief der Mittelgebirgslandschaft entwickelt, wenn das anstehende Gestein bzw. die Hangmaterialien vulkanischen Ursprungs sind? Kann davon ausgegangen werden, dass sich die Deckschichten analog wie in anderen Regionen ausbilden? Oder wie stark ist die anthropogene Überprägung innerhalb eines solchen Kraters?

In der Eifel befinden sich verschiedenste Vulkangebilde wie Schlackenkegel, Maare oder auch die Caldera des Laacher See, die wohl am bekanntesten Rundform der Eifelvulkane. Auch gibt es gewisse Altersunterschiede, da in der Eifelregion zwei Phasen des aktiven Vulkanismus durchlaufen wurden – eine zu Zeiten des Tertiär und eine des Quartärs. Die Schlackenkegel sind in der Regel tertiären Ursprungs. Die Maare können aus beiden Phasen stammen, wobei jedoch ein großer Anteil in die quartäre Periode fällt. Der Ausbruch des Laacher Sees ist auch quartärzeitlich und wird aktuell auf ein Datum von 12.900 Jahren vor heute (12.900 a BP) datiert (LGB-RLP 2005). Durch diesen bekannten Datierungseckpunkt sind die Entwicklungszeiträume für die verschiedenen Lagen des Deckschichtensystem auch einschätzbar, da die Ablagerung der Laacher-See-Tephra (LST) als Trennglied zwischen den oberen und unteren Lagen vorkommt oder in die oberen Lagen eingeprägt ist. Die aktuellen Böden können also so teils auf eine lange Entwicklungshistorie zurückblicken. Auch wenn sich die Bodenart eher nur als ein Prozess der

¹ SAUER 2002 oder STOLZ 2005

letzten paar hundert Jahre gebildet hat, was zusätzlich durch die anthropogene Überprägung bedingt ist.

Ein gut erhaltenes Ablagerungsmilieu für die LST sind die Maarhohlformen in der Eifel. Ebenfalls finden sich viele andere Tephren in diesen Sedimentfallen wieder, wodurch es weitere datierbare Eruptionseignisse der quartären Vulkanismusphase gibt. Doch auch vieles anderes Material das sich zur Datierung eignet findet sich (u.a. Pollen oder Algen). Durch die Datierung können Pollendiagramme erarbeitet werden, die Aufschluss auf die Vegetation geben. Aus diesen Daten kann dann extrahiert werden ob und wann es zur Besiedlung der Region kam und wann ein Siedlungsraum unter Umständen wieder aufgelassen worden ist. Die Erforschung dieser Ablagerungen führt also neben der Datierung von Vulkanausbrüchen auch zu Erkenntnissen in der Siedlungsstruktur und weiterführend auch in der quartären Klimageschichte. Das ELSA-Projekt (**E**ifel **L**aminated **S**ediment **A**rchive) des geowissenschaftlichen Instituts der Johannes Gutenberg-Universität Mainz beschäftigt sich seit 1999 mit diesen Fragestellungen und hat im Rahmen dieses Projektes eine Vielzahl von Bohrungen in den verschiedensten Maaren durchgeführt. Durch die vielen verschiedenen Befunde kann ein weites Wissensspektrum zur quartären Klimaforschung zusammengetragen werden. Jedoch gibt es noch viele Wissenslücken an verschiedenen Standorten zu füllen oder durch andere Befunde zu ergänzen. So ist in einigen Fällen, wo die LST noch nicht belegt worden und ihr Auffinden erschwert ist, durch ihre Einbeziehung in die Bodenbildung/-entwicklung anzunehmen. Die Untersuchung der Bodenschichten an den Bohrkernen des ELSA-Projekts hat noch in keinem bekannten Rahmen stattgefunden und leitet somit nicht nur die Suche nach den Deckschichten und deren anthropogenen Überprägung im Mikrorelief Trockenmaar ein, sondern auch die bodenkundliche Erkenntnisgewinnung als zusätzlichen Befund zu den Daten der Klimaforschung und der Siedlungshistorie.

2 Einführung in die Thematik der periglazialen Deckschichten

2.1 Entstehung der periglazialen Deckschichten

In den Periglazialgebieten lag kein Eis über der Landschaft wie in den Gletschergebieten, jedoch herrschte im Unterboden Permafrost auf Grund der Jahresdurchschnittstemperatur von unter 0 °C. In den Sommermonaten sowie bei starken Temperaturschwankungen beim Tag-Nacht-Wechsel konnten lediglich die oberen Bodenschichten auftauen. Wasser, welches durch den immer noch weiter unten befindlichen Permafrost nicht vertikal versickern konnte, weichte die oberen Bodenschichten so sehr auf, dass diese schon bei leichter Hangneigung zu rutschen begannen. Dieser Vorgang wird als Solifluktion (STAHR ET. AL. 2008: 149) bzw. beim Vorkommen über Permafrost oder über Winterfrost als Gelisolifluktion (WIESE 1983: 86) bezeichnet (Abbildung 1). Diese Form der Denutation sorgt für die Einregelung von Steinen in der rutschenden Masse. Ebenfalls entsteht die Schichtigkeit in den periglazialen Deckschichten (STAHR ET. AL. 2008: 149).

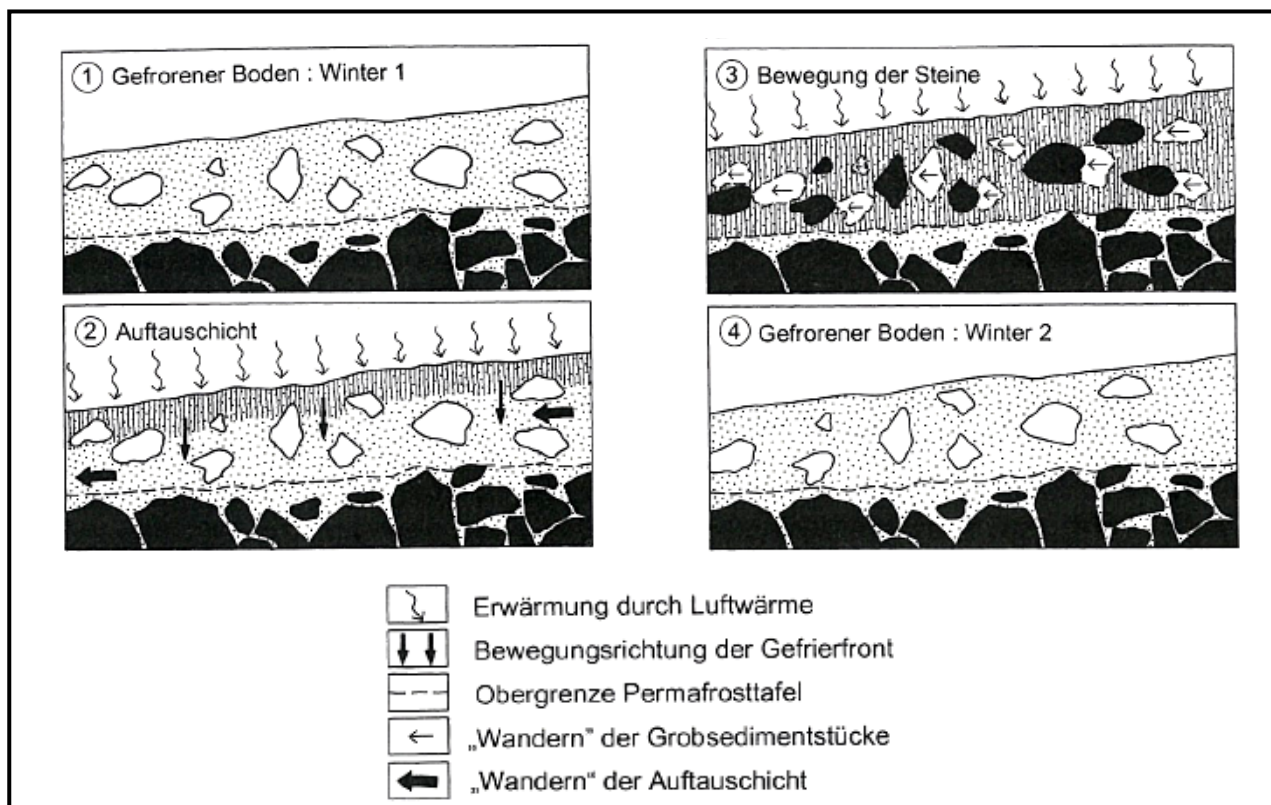


Abbildung 1: Prozess der (Geli-)Solifluktion (LESER 2003: 222)

Die Temperaturschwankungen hatten des Weiteren durch das Gefrieren von Wasser Einfluss auf die Landschaftsentwicklung. So kam es an sogenannten Frostkliffs (meist anstehende Gesteinsformationen am Oberhang) zur Frostsprengung durch die Volumenzunahme von gefrorenen Kluftwasser um 9 Vol.-% zur Frostschutt-/Lockersedimententstehung. Dieser Schutt

wurde bei den (geli-)solifluvialen Vorgängen mittransportiert und findet sich parallel eingeregelt zur Hangneigung in den Deckschichten wieder (ZEPP 2004: 207 & STAHR ET. AL. 2008: 149).

Die eingeregelteten Lagen können wiederum gestört werden durch den Prozess der Kryoturbation. Hier gefriert der Untergrund unterschiedlich stark wegen der wechselnden Korngrößenlagerung und sorgt somit für unterschiedliche kryostatische Drücke, die eine Deformation und Verwürgung zur Folge haben. Kryoturbation gilt daher nicht als bodenbildender Prozess, da es sich nur um einen Durchmischungsvorgang handelt (ZEPP 2004: 211 & STAHR ET. AL. 2008: 149).

2.2 Bodenbildung in den periglazialen Deckschichten

Als geschichtetes Substrat mit Inhomogenitäten bilden die periglazialen Deckschichten in den Mittelgebirgen das Ausgangsmaterial für die Bodenentwicklung und die Bodenbildung (SEMMELE 2003: 5). Ursächlich dafür ist das mineralische Substrat, welches die periglazialen Lagen nach ihrer (geli-)solifluvialen Entstehung an eine neue Reliefposition gebracht hat. Die Feinkörnigkeit der Lagen und ihre Schichtung begünstigen des Weiteren eine tiefgründige Bodenbildung als Horizontauflagen bei homogenem Festgestein (STAHR ET. AL. 2008: 150). In den periglazialen Deckschichten gebildete Böden zählen zu der Gruppe der Strukturböden (KUNTZE, RÖSCHMANN & SCHWERDTFEGER 1994: 291) und gelten trotz ihrer Umlagerungshistorie während der Eiszeit als das Ausgangssubstrat (da der Begriff Ausgangsgestein in diesem Fall unzutreffend wäre) der holozänen Pedogenese (FELIX-HENNINGSSEN 1991: 781f.).

In den Deckschichten kommt es auf Grund der dichter gelagerten Mittel- und Basisschuttdecken an deren Grenzenflächen, die wie hydrologische Sperrflächen wirken, zu Bodenwasserbewegungen. Niederschlagswasser wird als Folge dessen als Interflow an diesen Flächen den Hang hinabtransportiert und nicht der Grundwasserneubildung zugeführt. Der Basisschutt bzw. die Mittellage können als Stauhorizont angesehen werden. Auf diesem Stauhorizont kann sich das Wasser hangabwärts bewegen (sogenannter Interflow) was eine Beeinflussung der Bodengenese zur Folge hat. So entstehen bei vielen Standorten mit guter Drainage Braunerden und bei schlechter Pseudogleye. Je nach Materialzusammensetzung der Deckschichten entstehen „saure Braunerden“ – hoher Gehalt an Schiefer, Grauwacke, Sandsteinen und Saproilit – oder „basenreiche Braunerden“ – erhöhter Anteil von Lösskomponenten oder auf Lösssubstrat zurückgehende Sedimente sowie vulkanische Tuffe (ERDMANN & PFEFFER 1997: 43-45).

2.3 Stand der Forschung

Die ersten Schriften über Gelisolifluktionerserscheinungen und die damit verbundenen Lockersedimente in deutschen Mittelgebirgen stammen von SALOMON (1917), QUIRING (1928),

BÜDEL (1937) und speziell für das Rheinische Schiefergebirge von MÜLLER (1954). MÜLLER (1954) war es auch, der den wichtigen Zusammenhang zwischen der Ausbildung des Bodentyps und der Mächtigkeit sowie der Zusammensetzung der Fließerde postulierte. Jedoch fanden diese frühen Werke neben anderen Aufsätzen wie von MÜCKENHAUSEN (1951), welcher die Gelisolifluktion nur als Abtragungsvorgang ansah, zunächst kaum Beachtung. Auch dem Ansatz, dass diese Lockersedimente durch äolische Ablagerung entstehen, kommt mehr Bedeutung zu als den Gelisolifluktionsprozessen.

Erst durch die zeitnah und unabhängig voneinander entstandenen Arbeiten von SCHILLING & WIEFEL (1962) und SEMMEL (1964 bzw. 1968) kam es zur wegweisenden Erforschung und Gliederung der periglazialen Lagen in Deutschland. In beiden Fällen stießen die Autoren bei der Aufnahme ihrer Untersuchungsgebiete durch Kartierungen auf das Lagensystem.

Im Falle von SCHILLING erfolgte dies im Rahmen einer forstlichen Standorterkundung, wohingegen WIEFEL bei der geologischen Revisionskartierung in dem Gebiet des Thüringer Waldes und seines nördlichen Vorlandes, sowie im Gebiet des Ostthüringischvogtländischen Schiefergebirges und des Unterharzes mit dem nordöstlichen Harzvorland auf das Lagensystem stieß (SCHILLING & WIEFEL 1962: 428f.). Dabei kommen sie zur Einteilung des würmzeitlich eingestuften Bereiches in drei Lagen, die sie „Basisfolge“ (unterste Lage), „Hauptfolge“ und „Deckfolge“ (oberste Lage) nennen (SCHILLING & WIEFEL 1962: 445).

SEMMEL wurde während seiner bodenkundlichen Kartierarbeiten bezüglich des Kartenblattes Eiterfeld auf die geschichtete Lagerung der Böden aufmerksam. Er übernahm seine Entdeckung in die Erläuterung zur geologischen Karte, wie auch SCHILLING und WIEFEL, mit einer Einteilung in drei Lagen. Er führte dazu die Begriffe „Basisschutt“ (unterste Lage), „Mittelschutt“ und „Deckschutt“ (oberste Lage) ein (SAUER 2002: 7).

Nach vielen weiteren durchgeführten Untersuchungen in den verschiedenen deutschen Mittelgebirgen durch unterschiedliche Forscher kam es häufig zu differenzierteren Lageneinteilungen oder Änderungen der nun immer mehr an Bedeutung gewinnenden Gliederungen von SCHILLING und WIEFEL sowie von SEMMEL. Besonders hervorzuheben wäre hier noch die Einteilung von ALTERMANN ET. AL. (1988) in „Basisdecke“ (unterste Lage), „Hauptdecke“ und „Oberdecke“ (oberste Lage). Wobei Basisdecke und Hauptdecke noch weiter unterteilt werden können. ALTERMANN selbst wurde wenige Jahre später Hauptautor für das einheitliche periglaziale Lagenschema in der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden) von 1994 (vierte Auflage) sowie in der Boden- und Substratsystematik von 1998 (SAUER 2002: 7ff.).

Die für die vorliegende Arbeit benutzte fünfte Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung von 2005 legt den einheitlichen Erfassungsstandard für periglaziale Lagen mit einer vierteiligen

Gliederung vor (von oberster nach unterster Lage gelistet): Oberlage, Hauptlage, Mittellage und Basislage (AG Boden 2005: 180f.).

In Lehrbüchern wie bei ZEPP (2004) werden die periglazialen Deckschichten in der Regel dreigliedrig dargestellt. Dabei liegen sie dem Untergrundgestein und/oder einem Saprolit auf (Abbildung 2).

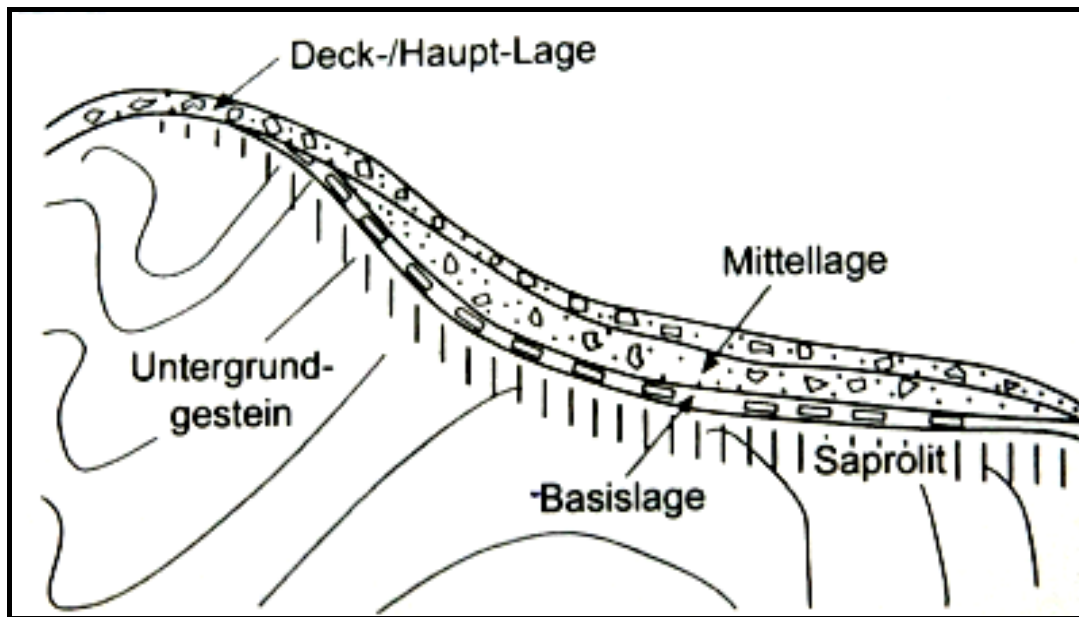


Abbildung 2: Aufbau der Deckschichten in Mittelgebirgen (ZEPP 2004: 290)

2.4 Definition der einzelnen Deckschichtenlagen und deren zeitliche Einordnung

Als unterste Lage dieser vertikalen Abfolge ist die Basislage aus dem liegenden bzw. dem autochthon vorkommenden Gestein hervorgegangen. Äolische Komponenten, wie sie in den weiter oben folgenden Lagen vorkommen, sind gar nicht vorhanden oder nur im oberen Bereich eingespült worden. Die Basislage ist bis auf wenige Ausnahmen (d.h. bei stark exponierte Geländeformationen) immer anzutreffen (AG-Boden 2005: 180).

Die Mittellage hat stets einen erkennbaren äolischen Anteil. Dieser markante Substratunterschied erleichtert die Abgrenzung von der Basislage. In Berg- und Hügellandschaften kann der Materialanteil von äolischen Komponenten den in der darauf liegenden Hauptlage übersteigen. Jedoch kommt die Mittellage im Allgemeinen in den reliefbetonten Regionen nur in erosionsgeschützten Positionen vor. Im Tiefland stellt sich häufig eine schlechte Trennung zur Hauptlage ein, wobei es ebenso in Gebirgsregionen zu Einteilungsproblemen kommt, wenn lateral wie auch vertikal unterschiedlich alte Mittellagen auftreten. Es bleibt dennoch Fakt, dass die Mittellage immer älter als die Hauptlage ist (AG-Boden 2005: 180f.).

Die Hauptlage ist immer dann ausgebildet, wenn es nicht zu Erosions- oder Akkumulationsereignissen während des Holozäns kam. Sie liegt selten unmittelbar über anstehendem Gestein, sondern kommt über der Mittel- oder Basislage vor. Sie enthält äolisches Material und kann des Weiteren dank der Laacher-See-Tephra (BAALES ET. AL. datierte an Hand von Dendrochronologie die Laacher-See-Eruption auf 12.920 a BP) bzw. deren Einlagerung, am Besten vom Entstehungsalter eingeordnet werden. Wenn sich also ein Laacher-See-Bimstephri-Band im Profil unter der Hauptlage befindet, kann sie jünger als jungtundrenzeitlich (entspricht bei SEMMEL (1977) der jüngeren Dryaszeit um 10.000-11.000 a BP) zugeordnet werden. Andererseits ist eine Einlagerung von der Laacher-See-Bimstephri in die Hauptlage Hinweis auf eine (Über-)Prägung während der Jungtundrenzeit. Auch im Gegensatz zu den anderen Lagen ist die Mächtigkeit der Hauptlage mit rund 50 cm auffällig konstant. Dabei ist zu berücksichtigen, dass viel größere, flächig auftretende Mächtigkeiten sehr selten sind. Geringere Mächtigkeiten sind auf erosive Ereignisse zurückzuführen (AG-Boden 2005: 181).

Die Oberlage kann über der Hauptlage liegen, muss aber nicht zwingend vorhanden sein. Ihr Vorkommen unterliegt bestimmten Faktoren, wie einem exponierten Geländebereich (idealerweise an Süd-West-Oberhängen im Bergland oberhalb der 700-800 m Höhenstufe) und einem Verbreitungsgebiet widerstandsfähiger Gesteine (z.T. im Bereich von Klippen und Felswänden). Sie wird durch das vorkommende Gestein geprägt, wobei Schutte (mit schwankender Mächtigkeit sowie Einarbeitung in die darunter liegende Lage) dominieren. Ihre Entstehung im periglazialen Bildungsmilieu kann in den Hochlagen der Mittelgebirge möglicherweise bis ins beginnende Holozän hinein angehalten haben (AG Boden 2005: 181).

Die oben definierte Altersfestlegung für die Hauptlage ist in den letzten Jahren ein umstrittenes Thema geworden. VÖLKELE & MAHR nahmen schon 1997 ein höheres Alter der Hauptlage, etwa älteste Dryaszeit (d.h. ausgehendes Hochglazial bzw. frühes Spätglazial), an (VÖLKELE & MAHR 1997: 133f.). Jedoch scheiterten Datierungsversuche mittels Infrarot-Stimulierter-Lumineszenz (IRSL) die Hauptlage abschließend mit einem höheren Alter festzulegen (VÖLKELE & LEOPOLD 2001: 291). ¹⁴C-Datierungen sind ebenso nur begrenzt möglich, da sich in den Deckschichten kein datierbares organisches Material befindet und nur umliegende Horizonte (z.B. Moortorfe) datiert werden können (VÖLKELE & MAHR 2001: 296ff.).

Die Erkenntnisgewinnung betreffend das Alter von Mittel- und Basislage gestaltet sich indes noch schwieriger. ROHDENBURG (1965: 68) nimmt auf Grund der Ausräumungsphasen im Altwürm an, dass die Bildung dieser beiden periglazialen Lagen in diesem Zeitraum erfolgt sein muss. SCHILLING & WIEFEL (1962: 434f., 438) sowie SEMMEL (1968: 66f., 95f.) gehen zudem von präwürmzeitlichen Basislagen aus. FELIX-HENNINGSSEN (1990: 150) beschreibt anderen Orts im

Hunsrück risszeitliche Mittellagen. Diese Datierung erfolgt auf Grund der Einstufung der Bodenbildung als eemzeitlich. FELIX-HENNINGSSEN kommt zu diesem Schluss nach dem Auffinden von Toncutanen und deren intensive Verlagerung. Beschreibungen solcher älteren Mittellagen finde sich eher selten in der Literatur.

SEMMELEL hielt im Jahr 2003 einen Vortrag zum Forschungsstand der periglazialen Deckschichten und machte dort als einer der Pioniere dieses Forschungsgebietes deutlich, dass die Datierung eine schwierige Angelegenheit sei und noch nicht zu endgültigen Ergebnissen gelangen konnte (SEMMELEL 2003: 7ff.).

Grundsätzlich lässt sich aber durch die oben beschriebenen Ergebnisse feststellen, dass die Altersdefinierung von periglazialen Deckschichten (bzw. den einzelnen Lagen) standort eigenen Faktoren unterliegt. Die dabei wichtigen Funde sind Moortorfe (VÖLKELEL & MAHR 1997, 2001), die Laacher-See-Bimstephra (AG Boden 2005) oder auch Lösslagen (SEMMELEL 1968).

Dies ändert aber nichts an der Tatsache, dass sich in geomorphologischen Lehrbüchern (u.a. ZEPP 2004) vereinfachte Schemata finden bezüglich der zeitlichen Einordnung der periglazialen Deckschichten bzw. deren einzelnen Lagen (Abbildung 3).

Jahre vor heute	Quartärgliederung und stratigraphisches System in Norddeutschland (Alpenvorland)	Vegetation und Landschaftsentwicklung	Geomorphologisch wichtige Prozesse und Sedimente im periglazialen Raum
10.000	Holozän	Waldvegetation	Torfe, Marschen, Auensedimente
	Weichsel-Glazial (Würm) Spätglazial	Flechten-Tundra und Birken-Kiefernzeit	Abluation Solifluktion (Hauptlage)
13.000	oberes Pleniglazial (Hochglazial)	Frostschutt-Tundra mit Permafrost	Lössbildung, Flugsande & Dünen freie Solifluktion (Mittellage) Ablagerung der Niederterrassen
27-30.000	unteres und mittleres Pleniglazial	Flechtentundra mit Permafrost	Beginn der Lössbildung Abluation gebundene Solifluktion (Basislage)
73.000	Frühglazial	Flechtentundra, unterbrochen durch Strauchtundra während der Interstadiale, periodischer Bodenfrost	Abulation fluviale Erosion, Einschneidung
115.000	Eem-Interglazial	warm-gemäßigt, Waldvegetation	

Abbildung 3: Gliederung des jungen Quartärs - Zuordnung der Lagenbildungen (erstellt nach ZEPP 2004: 279)

2.5 Periglaziale Deckschichten und deren Überprägung in der Eifel

Aus Studien von FELIX-HENNINGSSEN (1991) oder SEMMELEL (1964, 1985) ist bekannt, dass die Eifel,

auf Grund ihrer Lage zwischen dem beiden gletscherbedeckten Teilen Deutschlands während der letzten Eiszeiten, zum periglazial geprägten Mittelgebirgsraum zählt. Des weiteren ist die Ausbildung der periglazialen Deckschichten in der Eifelregion (als Teil des Rheinischen Schiefergebirges) von BÖHME (1988), BREITBACH (1989), STRUNK (1981), ZENSES (1986/1989) sowie SAUER (2002) belegt worden.

Dabei ist auffällig, dass die Decklagen sich je nach Untergrundgestein gering oder andererseits sehr mächtig ausgebildet haben. Auf hartem Untergrundgestein wie Quarziten, Kalken oder verschiedenen Vulkaniten liegen meist gering mächtige Deckschichtfolgen auf, während in Zonen vom Saprolit der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (MTV) die Auflage so mächtig ist, dass es zu Schwierigkeiten kommt die Decklagen die aus dem Saprolit entstanden sind von diesem selbst zu unterscheiden. Hinzukommt die bereits auch belegte anthropogene Überprägung der Deckschichten. Sie führt neben der Abtragung der Deckschichten auch zum Eintrag von neuem unsortierten Bodenmaterial (Kolluvium) ausgelöst durch Bodenerosionsphasen durch Rodung und Bewirtschaftung einer Region (ERDMANN & PFEFFER 1997: 40-42).

Bisher gab es noch keine Untersuchungen in Trockenmaaren – wie sie in dem Mittelgebirgsraum Eifel vorkommen. Dies ist vermutlich auf die Tatsache zurückzuführen, dass in den „jungen“ Maaren kein Ausgangsmaterial wie die MTV vorkommen, sondern die vulkanischen Ablagerungen das Hangmaterial stellen.

3 Maar-/Troddenmaar (Entstehung und Erscheinungsform)

Ein Maar ist eine negative Vulkanform (Abbildung 4). Maare bzw. Troddenmaare treten als Krater in der Erdoberfläche in Erscheinung und exponieren an ihren Innenwänden das Nebengestein. Dieser Krater ist von einem ringförmigen Tephrawall umgeben (LORENZ 1975, MITCHELL 1986). Aufgrund des hohen Nebengesteinsanteils (60-90%, ZIMANOWSKI 1986) in den Förderprodukten eines aktiven Maarvulkans besteht auch der Wall zum Großteil aus Nebengestein. Hinzukommen noch andere Ablagerungsbestandteile bzw. -merkmale wie blasenarme bis blasenfreie – sogenannte juvenile – Pyroklasten, geringe thermische Beeinflussung der Nebengesteinpyroklasten, Surgetexturen, akkretionäre Lapilli, plastische Deformationstexturen, in Transportrichtung aufrechtstehende Hindernisse und spezifische Lahars (u.a. in CAS & WIRGHT 1987, DELLINO ET. AL. 1990, FISHER & SCHMINCKE 1984, LORENZ 1973, 1974, WOHLLETZ & SHERIDAN 1983, ZIMANOWSKI 1986, 1992). Die typische Korngröße der Pyroklasten liegt im Aschen- und Lapillibereich (Aschen-, Aschenlapilli- oder Lapilliaschentephra). In vereinzeltten Schichten können aber auch größere Klasten, meist Nebengesteinsblöcke, vorkommen. Diese können bis zu einigen Meter im Durchmesser haben (STEINBERG 1977).

Maare entstehen als Ergebnis einer phreatomagmatischen Explosion. Dabei stößt aufsteigendes Magma auf Grund- oder auch Oberflächenwasser. Die Begegnungen finden meist an Störungen mit Grundwasserzufluss statt, wobei die kontinuierliche Wasserzufuhr ausschlaggebender Faktor ist, damit sich ein Maarkrater bildet. Ist die Wassermenge begrenzt vorhanden bildet sich lediglich ein Schlackenkegel oder ein initialer Maar (SCHMINCKE 1977, LORENZ 1979, 1982). In Folge dessen ist die regionale Grundwassersituation eines Vulkanfeldes dafür verantwortlich wie viele Maare sich bilden können. So sind die Felder z.B. in Alaska durch wenige Maare gekennzeichnet, wohingegen in der Schwäbischen Alb das gesamte Vulkanfeld aus Maaren besteht. In der Westeifel nehmen die Maare ein Drittel des vorhandenen Vulkanformenschatzes ein.

Durch die unterschiedlichen Wassermengen kommt es auch zu unterschiedlichen Tiefen des Schlot (Diatrem) unter dem Krater (teils bis zu 2 km). Gefüllt sind sie im wesentlichen mit Ablagerungen, die denen im Kraterwall gleich kommen. Der eigentliche Unterschied besteht in der Dominanz von umgelagerten Pyroklasten in Form von Lahars, Schuttströmen oder Rutschungen aus dem Kraterwall sowie von Bergsturzablagerungen aus den freiliegenden Kraterinnenwänden (Nebengestein). Die Ablagerungen resultieren aus zyklischen Kollapsereignisse des Kraterbodens bzw. der Kraterwände während der Bildungsphase des Maares (d.h. während des aktiven phreatomagmatischen Vulkanismus) (LORENZ 1985, 1986, WHITE 1991, ZIMANOWSKI 1986, 1992). Weiter zur Oberfläche hin lagern dann posteruptive Sedimente im Krater.

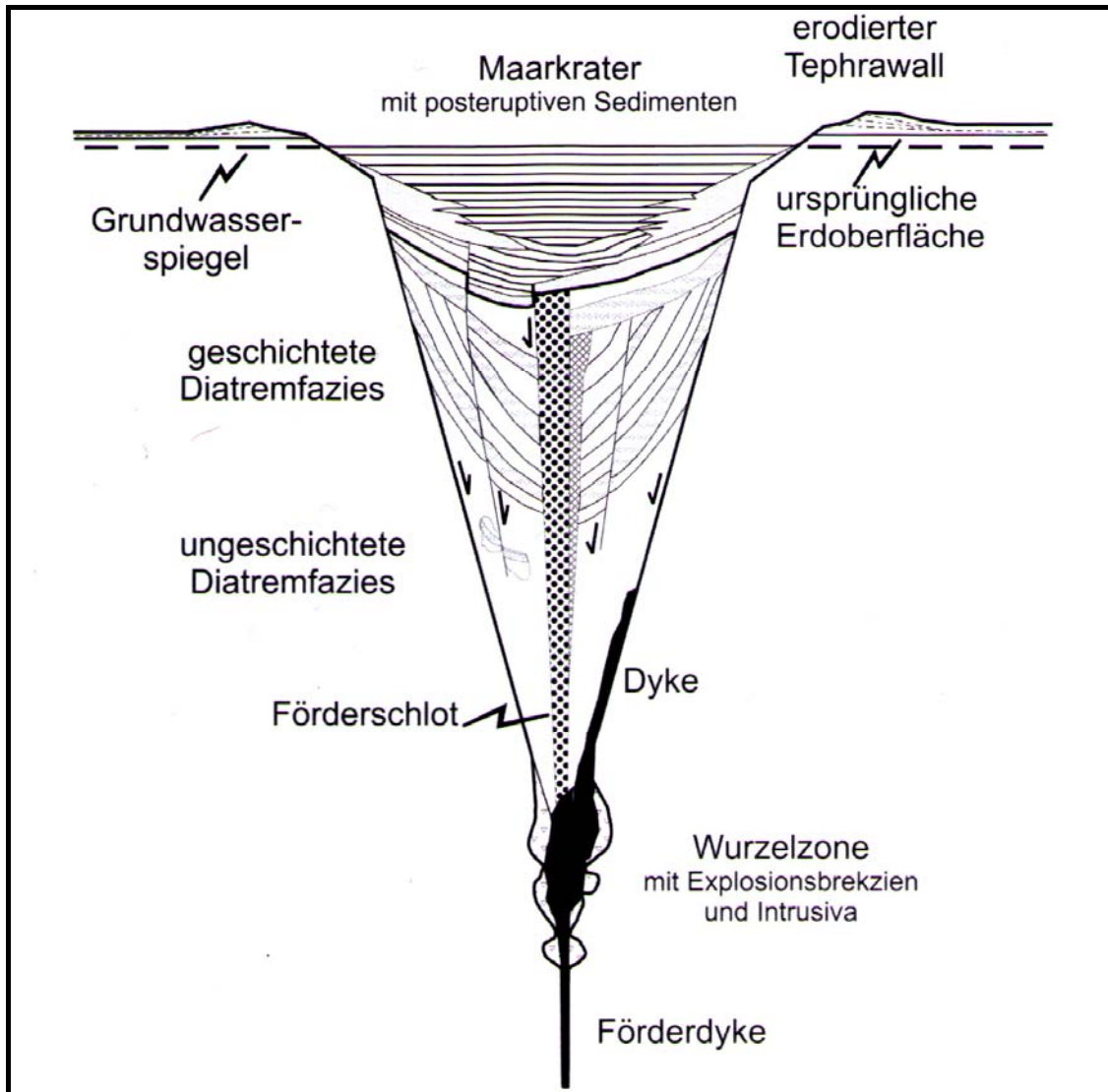


Abbildung 4: Maarstruktur im Querschnitt (LGB-RGB 2005: 280 verändert nach LORENZ 1986)

In der Regel setzen sich zunächst diese posteruptionen Sedimente aus weiteren Rutschungsmaterialien vom Maarwall und den noch fallenden feinen Aschepartikeln der Eruptionswolke zusammen. Die Hangrutschungen lassen nach, sobald die Hangneigung Stabilität erlangt hat bei etwa 30° . Es folgen Sedimenteinträge die durch biogene und klimatische Prozesse gesteuert sind. Die biogenen Prozesse dominieren in den Warmzeiten durch Algenbildung im Wasser und Laubfall aus der umgebenden Vegetation. In den Kaltzeiten wird vor allem mineralisches Sediment abgelagert, u.a. Flugsand und Löss. Auf Grund der großen Tiefe bei Maarseen dauert die Verlandungsphase länger als bei flachen Seen. Beschleunigt werden kann die Verfüllung durch zusätzliche massive Einträge von vulkanischen Aschen aus Eruptionen im direkten Umfeld. Verlandete Maare (= Trockenmaar) weisen in den ersten Tiefenmetern (teilweise mehrere Meter) verlagertes Material auf. Diese Hangschutte können auf Solifluktuationsprozesse der letzten Eiszeit zurückgeführt werden (Abbildung 5) (SEELOS & SIROCKO 2009: 18, Abb. 2.6).

Wobei bisher nicht bekannt ist, ob sich diese Schutte nach dem Deckschichtensystem-Schema ausgebildet haben (Basis-, Mittel-, Haupt-, Oberlage) und sich somit auch noch nach der Eiszeit entwickelt haben oder ob es sich um ungegliederte Schuttmaterialien handelt, die lediglich aus verschiedenen Rutschungsereignissen zusammengetragen wurden. Auch ist die anthropogene Überprägung der Trockenmaarböden nicht genauer untersucht. Also ist es unbekannt, welche Einwirkungen und wie tiefgründig diese Beeinflussung den heute entwickelten Boden geprägt haben.

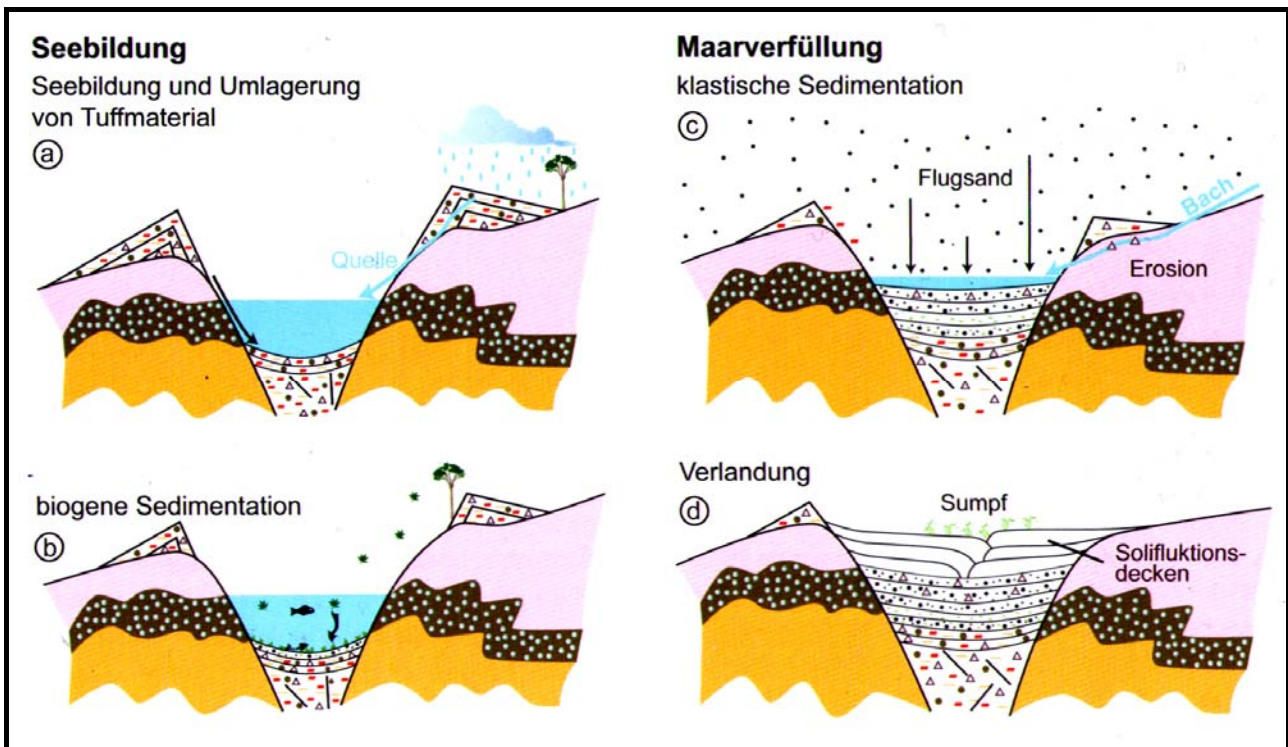


Abbildung 5: Verlandung eines Maar – Entstehung eines Trockenmaars (SEELOS & SIROCKO 2009: 18, Abb. 2.6)

4 Bodenerosion und der anthropogene Einfluss auf das Landschaftsbild

Erosion beschreibt die Abtragung von Erdoberflächenmaterial durch gravitative Prozesse, fließendes Wasser oder Wind. So führen Regenfälle und Schneeschmelze auf vegetationsfreien Flächen zu Oberflächenabfluss, der Boden oder Verwitterungsmaterialien erodiert. Windeinfluss weht Lockermaterial aus und startet so andere Erosionsprozesse wie Saltation (verwehte Körner treffen wieder auf den Boden und setzen andere Körner in Bewegung durch die Übertragung der kinetischen Energie beim Zusammenprall). An Hängen reicht in der Regel ein mechanischer Einfluss (Verwitterungsprozesse oder auch Wassereinfluss) aus, um das Material dann der Gravitation folgend den Hang hinab transportieren zu lassen. Eine dichte Vegetationsdecke verhindert Erosion durch den Zusammenhalt des Bodens durch den Wurzelwuchs sowie den Schutz der Oberfläche vor direktem Niederschlags- oder Windeinwirkungen. Bei ungestörten Verhältnissen kommt es nur zu geringer Abtragung, die durch Verwitterung und Boden Neubildung ausgeglichen werden kann.

Der anthropogene Einfluss besteht aus der Beseitigung der natürlichen Pflanzendecke. Beim Eingriff des Menschen durch Schaffung von Weideflächen oder Ackerland erfährt das natürliche Gleichgewicht eine starke Abweichung, die zu verstärkter Erodierbarkeit führt. So sind die Anbauflächen nur zeitweise (bis zur Ernte) mit Kulturpflanzen bedeckt. Auf Weideflächen kommt es in der heutigen Zeit der Massentierhaltung schnell zur Entfernung der Grasnarbe durch Überweidung. So nimmt die beschleunigte kulturbedingte Bodenerosion immer größere Ausmaße an (RICHTER 1998: 21).

4.1 Köhlerei und Meilerplätze

Bevor Steinkohle für industrielle Zwecke in großen Massen verwendet wurde, benutzte man Holzkohle, u.a. zur Verhüttung von Eisenerzen. So war der Berufszweig der Köhlerei vor Einsetzen des von Steinkohle bestimmten Industriezeitalters Ende des 19. Jahrhunderts eine wichtige Tätigkeit zur Herstellung der viel angeforderten Holzkohle. Der Köhler legte hierfür einen Kohlplatz an, um dort einen teilweise mehrstöckigen Meiler zu errichten. Ausschlaggebend für den Meilerplatzstandort waren günstige Lagen für den Abtransport der Holzkohle an Wegen bzw. Hohlwegen. Auch wurden Stellen mit beständigen Windverhältnissen in Talschlüssen mit sehr steilen Hängen gerne verwendet. So konnte die Einwirkung des Windes auf den Verkohlungsprozess besser kalkuliert und ein einseitiges Verkohlen des Meilers verhindert werden, um möglichst gleichbleibende Qualität der produzierten Holzkohle im gesamten Meiler zu erlangen. Hinzukommt das vereinfachte Heranbringen des Kohlholzes, welches nur hangabwärts befördert werden konnte. Meilerplätze, die sich in Hanglagen befinden, haben ebenfalls diesen

Beförderungsvorteil, sowie den Vorteil des einfachen Abtransportierens der fertigen Holzkohle den Hang hinab. Des Weiteren wurden Standorte in näherer Umgebung von Wasser bevorzugt gewählt. Ein schneller Zugriff auf ausreichend Wasser wurde benötigt, wenn der Meiler durchzubrennen drohte. So war es also möglich, durch gezieltes Löschen den vollen Ertrag und gleichermaßen den hohen Arbeitsaufwand zu retten.

Meilerplätze, die nach keinen der gerade genannten Standortfaktoren angelegt wurden waren, wurden womöglich nur temporär genutzt. Es kam zu der sogenannten Wanderköhlerei bei der Holzkohleherstellung, als die Köhler nur bestimmte Holzarten verwenden durften. Die Köhler „wanderten“ dafür den entsprechenden Baumarten hinterher und legten die Meilerplätze in unmittelbarer Umgebung dazu an, ohne viel auf weitere Standortfaktoren zu achten, außer der Nähe zum für die Benutzung gestatteten Holzes.

Durch die vielzähligen Standortbedingungen kam es auch zu unterschiedlichen Formen der Meilerplätze, wobei die Art des Standortes namensgebend wurde (Abbildung 6): Ringmeilerplatz, Hangmeilerplatz und Podestmeilerplatz (HILDEBRANDT, HEUSER-HILDEBRANDT & STUMBÖCK 2001: 3ff.).

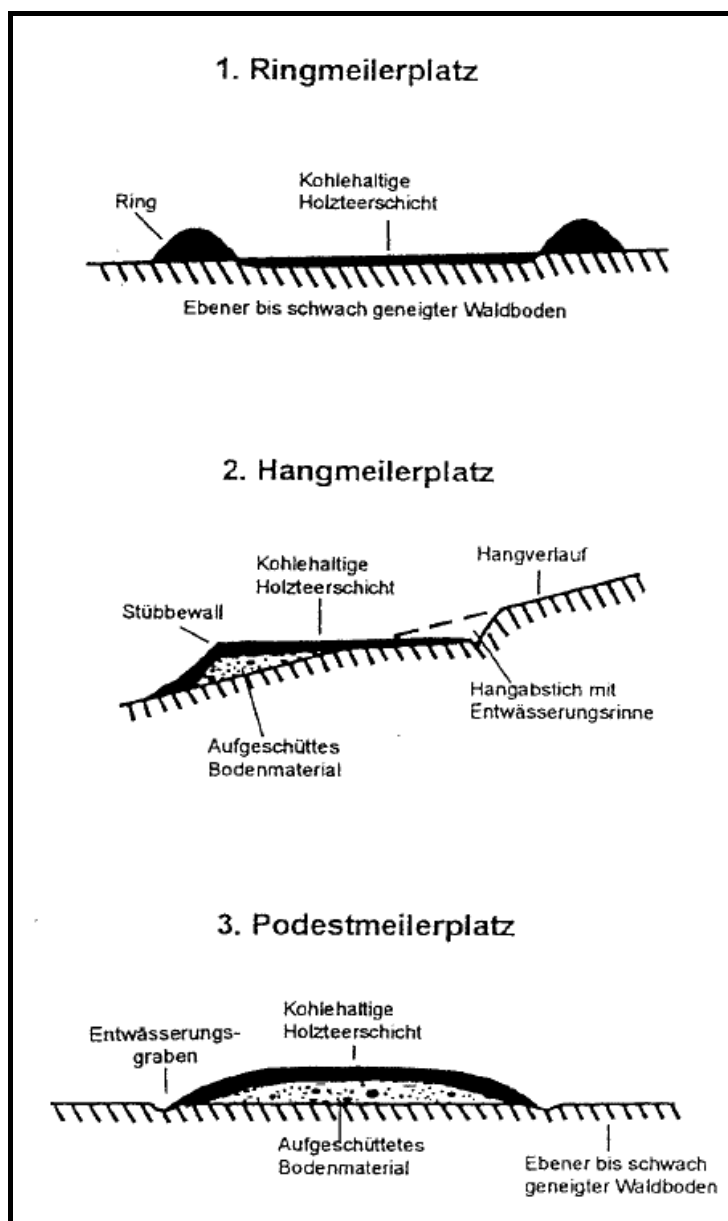


Abbildung 6: Meilerplatzformen im Querschnittsprofil (HILDEBRANDT, HEUSER-HILDEBRANDT & WOLTERS 2001: 5)

Zu beachten ist aber, dass sich trotz der verschiedenen Standortlagen, der Aufbau und der angestrebte Verkohlungsprozess eines Kohlemeilers nicht änderte. Auf der rundlich angelegten Fläche wurde aus Holzscheiten ein kegelförmiger Aufbau aufgesetzt, der in der Mitte einen Feuerschacht (auch Quandelschacht genannt) hatte. Abgedeckt wurde das Ganze mit einer luftdichten Decke aus Moos, Laub, Erde oder gar Reisig und Rasenplaggen. Entzündet wurde die Konstruktion am Feuerschacht, wonach das Holz mit einer Durchschnittstemperatur von um die 350 °C verkohlte. Der Vorgang startete dabei im oberen Teil des Meilers und bahnte sich seinen Weg – im günstigsten Fall gleichmäßig – nach unten durch die einzelnen Gesetze (Stockwerke) hin zur

breiter werdenden Grundfläche. Beispielhaft ist der Aufbau und der Verkohlungsprozess in Abbildung 7 dargestellt (HILDEBRANDT, HEUSER-HILDEBRANDT & WOLTERS 2007: 1ff.).

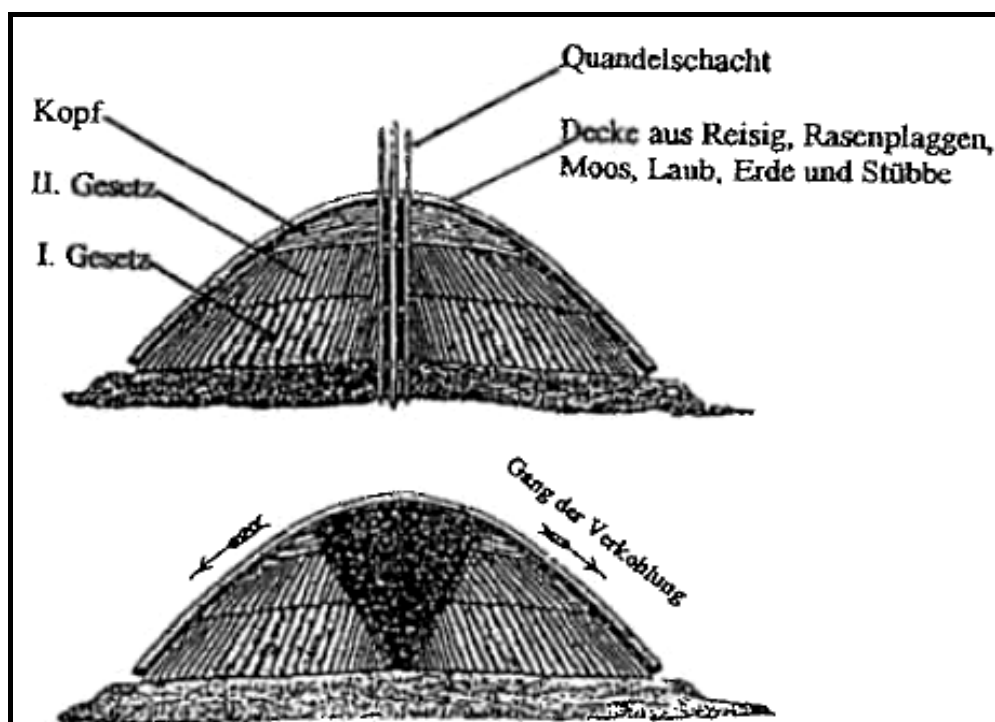


Abbildung 7: Querprofil durch einen stehenden Kohlemeiler und Gang der Verkohlung (HILDEBRANDT, HEUSER-HILDEBRANDT & WOLTERS 2007: 7)

Beim Auffinden von Meilerplätzen im Gelände lassen sich diese grob einem historischen Nutzungszeitraum zuordnen. Ist die ehemalige Kohlenmeilerfläche mit einer grauen oder anthrazitfarbenen Holzteerschicht überzogen, lässt sich im Allgemeinen der Meilerplatz einer Nutzung vor dem Dreißigjährigen Krieg (1618 bis 1648) zuordnen. Ist die Holzteerschicht schwarz, kann von einer Nutzung während des 18. oder 19. Jahrhunderts ausgegangen werden (HILDEBRANDT, HEUSER-HILDEBRANDT & WOLTERS 2007: 10).

4.2 Erosionsform „Runse“

In schon vorhandenen Reliefvertiefungen, zum Beispiel Dellen, sind die Wirkungen am Stärksten und haben dort am schnellsten ein Grabenreißen zur Folge. Diese Erosionsschluchten können eine Fläche so sehr zerstören, dass sie nicht mehr wirtschaftlich zu nutzen war. Diese sogenannten Badlands sind in Mitteleuropa jedoch wenig vorhanden, da sich die Flächen aufforsten ließen und wieder forstwirtschaftlich nutzbar gemacht werden konnten. Zurück bleiben jedoch die einst aktiven Erosionsschluchten, die in der heutigen Literatur unter den Bezeichnungen „Runse“ oder „Gully“ als quasinatürliche Formen, die aus den anthropogenen Tätigkeiten (Abbildung 8) hervorgegangen

sind, Einzug gefunden haben (BORK 1998: 21ff., 31ff., LESER 2003: 364ff.).

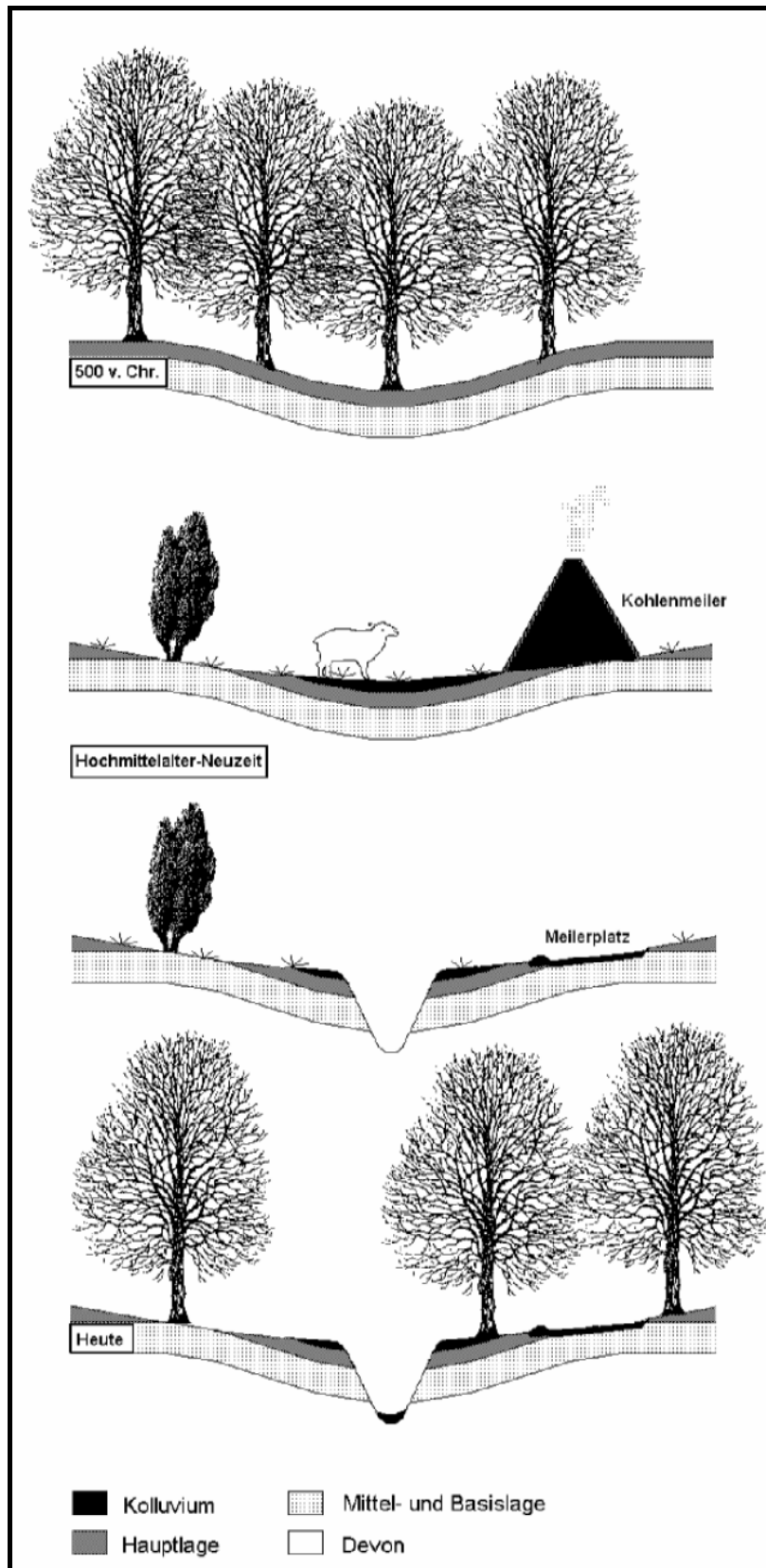


Abbildung 8: Entwicklung einer Runse durch historische Nutzungsformen (STOLZ 2005: 255)

4.3 Kolluvium und Kolluvisol

Eine Form der anthropogenen Überprägung der Landschaft findet sich auch mit einer Mächtigkeit von teilweise mehr als 40 cm in Bodenprofilen wieder, das sogenannte Kolluvium, der M-Horizont (AG Boden 2005: 234). Dieser aus dem lateinischen entnommene Begriff für das „zusammengeschwemmte“ Material umreißt die Tatsache, dass es durch die exzessive Landnutzung (u.a. Rodung, Anlage von Ackerterrassen) zu Erosionsereignissen an den Hängen kam (meist nach starken Niederschlagsereignissen) (MÜCKENHAUSEN 1993: 452). Sie enthalten in der Regel Holzkohlestücke, die aus Köhlerei oder Hausofenabfällen stammen. Ihre Anzahl kann Indiz sein für Zeiträume schwacher oder starker Holzkohleproduktion mittels Kohlemeilern. Grundlegend sollten sich die daraus später entwickelten kolluvialen Böden, sogenannte Kolluvisole, wegen der erosiven Entstehung am Hangfuß finden lassen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 37).

4.4 Auelehm/Alluvium und Auenböden

Auelehm – auch als Alluvium bezeichnet – wird allgemein als ein fluviatiles Sediment angesehen. MENSCHING (1951) beschreibt in seiner Abhandlung wie sich solche „Auelehmdecken“ rezent bilden als noch im Prozess der Weiterbildung begriffenen Ablagerungen im Hochwasserbett, der sogenannten Talaue. Auelehm ist eine reine Ablagerung durch Hochwasserereignisse von Flüssen und Bächen, der nach jeder größeren Überschwemmung neues Material zur Weiterbildung erhält. Die Mächtigkeiten schwanken je nach Stärke und Dauer eines Hochwassers. Große Flüsse (u.a. Weser) besitzen bereits mächtige Auelehmdecken von über 3 m. Bei kleineren Gewässerläufen sind sie in der Regel weniger mächtig. Wobei zu beachten ist, dass es auch Flüsse und Bäche ohne Auelehmablagerungen gibt. Hierbei ist wichtig zu wissen, dass der Zusammenhang zwischen Bodenabspülung im Einzugsgebiet (meist Löss bedeckte Gebiete) und der Sedimentation dieses Materials als Lehm in der Talaue eine notwendige Bedingung für die Auelehmbildung ist. Wird im Einzugsgebiet kein Material zum Transport aufgenommen, kann es auch nicht zur Auelehmbildung kommen. Auch muss die Vegetationsdecke weitestgehend offen sein, um die meist feinen Bodenteilchen (Schluffpartikel des Lösses) an den Talhängen abspülen zu können. Heute gelten die Zeiträume Herbst und Frühjahr als Zeit der Auelehmbildung. Die Vegetation ist dann recht spärlich und Niederschläge mit Hochwasserfolge kommen vermehrt vor. Wie auch bei der Bildung von Kolluvien, geht die meiste Bildungshistorie der mächtigen Auelehmdecken Mitteleuropas auf die Verdrängung des Waldes durch Rodung, Köhlerei oder Ackerflächenschaffung zurück (MENSCHING 1951: 334f.).

Die Bildung von Boden im Alluvium wird vom Grundwasserstand bzw. dem Gewässerpegel beeinflusst und durchläuft verschiedene Bodenentwicklungsprozesse, je nach Ausgangs- und

Sedimentmaterial. In den (meist lössbedeckten) Mittelgebirgen liegt somit Auenlehm mit hohem Schluffanteil als Bodenmaterial zur Bodenentwicklung und -bildung vor. Durch den erwähnten Wassereinfluss lassen sich meist reduzierte Horizonte (unter ständigem Wassereinfluss stehende Horizonte, Bezeichnung: Gr) in den unteren Teilen eines Bodenprofils finden, die von Oxidationshorizonten (unter schwankendem Wassereinfluss stehender Horizont, Bezeichnung: Go) überlagert sind. Die weiter oben folgenden Horizonte entwickeln sich je nach Streueintrag oder anderen Auflagebeeinflussungen u.a. durch Nutzung als Weide- oder Ackerfläche. So kommt es meist zu einer mehrgliedrigen Bodenbildung durch die Trennbarkeit des Oberbodens (Bildungsprozesse sind nicht durch den weiter unten vorkommenden Wasserstand beeinflusst) und des Unterbodens (Bildungsprozesse durch Wasserstand beeinflusst). Ein Beispiel hierfür wäre die im Auenlehm entwickelte Vega (Profilabfolge: Ah/aM) über einem Gley (Profilabfolge: Go/Gr), d.h. ein Braunerde ähnlicher Boden hat sich in den Sedimentablagerungen entwickelt, während im unteren Boden sich durch den Wassereinfluss ein Gley gebildet hat (= Gley-Vega: Ah/aM/Go/Gr) (AG Boden 2005: 237ff.).

4.5 Historische Bodenerosion und Kolluvium-/Alluviumbildung in Mitteleuropa

Im frühen Stadium der ackerbaulichen Tätigkeiten des Menschen war der Eingriff in die Natur noch zu gering, um nennenswerte Bodenzerstörung auszulösen. Der Ackerbau war nur inselartig und in Steppengebieten mit leicht bearbeitbaren sandigen Böden bevorzugt zu finden. Diese Gebiete lagen meist klimagünstig und waren leicht erschließbar für den Menschen. Die Waldgebiete blieben so zunächst unberührt im natürlichen Zustand. Erst als die Bevölkerungszahl verstärkt anstieg kam es zur Waldrodung zur Ackerlandgewinnung. Es kam zur vermehrten Zerschneidung der Vegetationsdecke und Bodenzerstörung. Aus frühgeschichtlichen Zeiten sind schon zahlreiche Bodenerosionen bekannt, einige der frühesten nachgewiesenen Ablagerung von mächtigen Auelehmlagen – Alluvium – stammen aus dem mittleren Neolithikum (4500 – 2800 a BC). Zu einer Ausdehnung der Auelehmdecken kam es im späten Neolithikum (2800 – 1800 a BC) und während der Römerzeit (50 a BC – 450 a AD). Die verheerendste Rodungsperiode setzte jedoch erst im Mittelalter ein (RICHTER 1998: 21f.).

In West- und Mitteleuropa kam es während des Mittelalters mit der steigenden Bevölkerungszahl (Verdreifachung der Bevölkerungsdichte in der Zeit zwischen 880 – 1150 a AD) zu einer verstärkten Ausweitung des Landbaus. Die Bereiche, die neben den ständig bebauten Äckern, der landwirtschaftlichen Nutzung dienten, wurden im Wechsel als Feld- bzw. Waldweide und Ackerfläche genutzt. Diese Flächen machten dabei den größten Teil der landwirtschaftlichen Nutzfläche aus und waren auch am stärksten von Bodenverlust betroffen. Schonend für den

Bodenerhalt kann lediglich die Waldbrandwirtschaft angesehen werden. Hier wurde im Abstand von bis zu 20 Jahren die vorher abgebrannte Niederwaldfläche nur für ein Jahr beackert. Stark beweidete Flächen waren, dem gegenüber, dem Abtrag unaufhaltsam ausgesetzt. Besonders in Berg- und Hügellagen führte dies zu schneller und tiefgreifender Bodenerosion. Wo vorher noch Wald als Weideland genutzt wurde, kam es bald zu einer ackerbaulichen Umnutzung. Das erodieren des Bodens schuf daraufhin die mächtigen Kolluvien in den dortigen Tallagen. Aus dem Siebengebirge gibt es Nachweise durch Pollenanalysen, dass eine Kolluvienbildung aus dem 14. Jahrhundert mit der Umwandlung vom lichten Weideland in Ackerbaufläche einherging (RICHTER 1998: 22f.).

Im 14. Jahrhundert war ein Höhepunkt der Bodengefährdung erreicht. Es schlossen sich zu dieser Zeit viele Besiedlungen zusammen und weiteten die Nutzflächen aus. Als die Bodenzerstörung jedoch die Bewirtschaftung immer mehr beeinträchtigte und auch die Jagdreviere der Landesherren immer mehr schrumpften, kam es zu einem Umdenken. Auf Teilen landwirtschaftlicher Flächen wurde wiederbewaldet, jedoch auf der übrigen Ackerfläche die Bewirtschaftung intensiviert. So wurde die Bodenzerstörung also erstmal nur auf eine geringer Fläche eingeeengt, auf der sie dann aber um so schlimmer war. Besonders zu Beginn des 16. Jahrhunderts mit einer neuerlichen Landesbaunahme (weitere Ausdehnung der Siedlungsflächen) kam es vielerorts durch die Brachezeit der Zwei- oder Dreifelderwirtschaft, zur schutzlosen Aussetzung des Bodens vor Erosion. Während der Brachezeit wurden die Ackerflächen stark überweidet oder lagen als Schwarzbrache (Freihalten der Fläche von jeglicher Vegetation) bloß. Auch wenn sich zum 17./18. Jahrhundert hin, die Brachezeit verkürzte, so kam es dennoch ständig zu Bodenabschwemmungen und Landzerstörung, ebenso durch Verschüttung von Kulturland in den Niederungen (RICHTER 1998: 23f.).

Die Zerstörung der natürlichen Vegetationsdecke wird umso gefährlicher für den Boden, wenn eine weitere Bodennutzung nicht vorgesehen ist. So zum Beispiel die Brenn- und Nutzholzerzeugung aus dem regionalen Wäldern. Schon zu Beginn waren erhebliche Einschnitte im Waldbestand zu bemerken. Jedoch durch die wachsende Nachfrage an Nutzholz und Rohstoffen für die Industrie, den Schiffbau und zum Bau des Eisenbahnnetzes kam es zur Ausdehnung der Holz- und Holzkohleproduktion. Waldverwüstungen setzten ein und es folgten zu unzähligen Bodenerosionsereignissen, die an den Hängen der Mittelgebirge eine Vielzahl von Runsen rissen. In manchen Fällen kam es später durch weitere Bodenerosionen wieder zur Verfüllung der Hohlformen, so dass teilweise nur noch Dellen in der Landschaft auszumachen sind. Beide Erscheinungsformen veranschaulichen dennoch deutlichen durch ihren flächenzerschneidenden Charakter, dass der Mensch die Landschaft einschneidend verändert hat (RICHTER 1998: 23).

SEMMELE (1961, 1993), RICHTER & SPERLING (1967) sowie HARD (1970) sehen immer den Menschen für die Auslösung der Bodenerosionen in der Verantwortung. Die genannten Autoren konnten Effekte von agrar- und bevölkerungshistorischen Umbrüchen, wie die Landnahme, technische Innovationen in der Beackerung und die Flurgliederung oder der Anbau von erosionsgefährdeten Feldkulturen wie Kartoffeln und Zuckerrüben, immer mit Kolluvienbildung in Zusammenhang bringen. Eine abgeänderte Auffassung zu Erosionsereignissen vertritt BORK (1998: 54, 220f.), der eine kurzzeitige Häufung von Starkregen für die massiven Bodenabschwemmungen in einer weiteren Hauptverantwortung sieht. Dem Faktor Mensch kommt dennoch die Rolle zu die Vegetationsdecke zu entfernen, jedoch bilden sich die meisten Landschaftseinschnitte in schon natürlich vorgegebenen Dellen durch den gehäuften Niederschlag während dieser Perioden. Besonderes Augenmerk ist dabei auf das europaweite Hochwasserereignis im Jahr 1342 zu legen (RICHTER 1998: 23f.).

5 Einführung in die Eifellandschaft

5.1 Geologie

Die Eifel ist der nordwestliche Teil des Rheinischen Schiefergebirges (Abbildung 9). Die ältesten bekannten Gesteine stammen aus dem Kambrium (vor 545-495 Mio. Jahren) zu Beginn des Erdalters (Paläozoikum). Zu dieser Zeit bedeckte den Norden Europas ein Flachmeer. In diesem kam es zur Ablagerung von Sanden in Küstennähe und Tonen im Meeresbeckeninneren. Nachfolgend wurden diese Sedimente in Sandsteine und Tonschiefer umgebildet (WALTER 1980, MEYER 1994). Den größten Teil des geologischen Untergrundes stellen jedoch die devonischen Gesteine dar, die auf marine Meeressedimente zurückgehen. Bevor sich jedoch diese Gesteine bilden konnten, unterzog sich die heutige Eifelregion einer Absenkung. Initiiert wurde diese Sinkbewegung am Ende des Silur/Beginn des Devon (vor 418 Mio. Jahren) durch die kaledonische Gebirgsbildung (Orogenese) in der nordeuropäischen Region. Es entstand ein breiter Trog, die sogenannte Rheinische Geosynklinale. Somit war die Grundvoraussetzung für die Überflutung durch das tiefgründige Devonmeer gegeben. Inselartig erhoben sich nur vereinzelte kambrische Erhebungen (entstanden vor 545-495 Mio. Jahren) des Vennmassivs. Durch starke Erosionsvorgänge am nördlich gelegenen Festland (Old Red-Kontinent) wurden Geröll-, Sand- und Schlammersedimente am Meeresboden abgelagert. Die schichtartige Lagerung verfestigte sich durch den Auflastdruck des Wassers zu den unterdevonischen Gesteinen wie Grauwacke und Tonschiefer (MEYER & STETS 1980). Mit dem Beginn des Karbons (vor 358 Mio. Jahren) setzte auch die variszische Orogenese ein. Das Devonmeer zog sich zurück und die Auffaltung zu einem Hochgebirge bestimmte das Landschaftsbild. Die Orogenese faltete dabei das Gebirge nicht nur auf, sondern faltete mitteldevonische Kalksteine mit ein. Diese fossilienreichen Gesteine gehen auf enorme Kalkausscheidungen der reich entwickelten Meeresfauna des Devonmeeres zurück, insbesondere auf riffbildende Korallen. In diesen Bereichen finden sich auch der seltene mitteldevonische Dolomit (SCHMIDT & SCHRÖDER 1962). Durch starke Erosionskräfte unterlag dieses neue Hochgebirge, welches sogar höher als die heutigen Alpen aufgeragt haben soll, einer weitgehendem Einebnung zu einer Faltenrumpflandschaft. Nur durch die Einfaltung entgingen die genannten Kalkgesteine den erosiven Vorgängen und sind heute u.a. in den Kalkmulden von Prüm oder Gerolstein auffindbar (MEYER & STETS 1980, KNAPP 1978). Das Grundgebirge der Landschaft besteht vornehmlich also nicht aus Gesteinen des gesamten Devonzeitalters, sondern nur aus harten unterdevonischen Sedimentgesteinen und mitteldevonischen Kalkgesteinen. Auch die Sedimente aus dem Perm (vor 296-251 Mio. Jahren) kamen erst gar nicht zur Ablagerung, sondern unterlagen den Erosionsprozessen an dem Hängen (SCHÄFER 1986).

Während des Erdmittelalter (Mesozoikum, vor 251-65 Mio. Jahren) gab es mehrfach

Meeresüberflutungen, die zu horizontalen Schichtablagerungen führten. Triaszeitliche (vor 251-244 Mio. Jahren) Gesteine wie Buntsandsteine und Muschelkalke finden sich nur noch in der Trierer Bucht und der Mechernicher Mulde (PICARD 1950, SCHRÖDER 1952). Verbunden durch einen Einbruchsgraben in dem sich auch jura- und kreidezeitliche (vor 200-135 bzw. 135-65 Mio. Jahre) Sedimente geschützt ablagern konnten, sind diese beiden Senken die einzigen erhaltenen großen Gesteinsvorkommen des Mesozoikums (KNAUFF & SCHRÖDER 1962, KNAPP 1978).

Mit Beginn der Erdneuzeit (Känozoikum, vor 65 Mio. Jahren) setzen im Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese tektonische Bewegungen und Schollenbrüche in der Eifelregion ein. An bereits vorhandenen Bruchlinien kommt es vor 25 Mio. Jahren zu ersten vulkanischen Aktivitäten. Dieser tertiäre Vulkanismus konzentriert sich dabei auf das Gebiet zwischen Kelberg und Nürburg, was heute zur Region „vulkanische Hocheifel“ zählt mit den Erhebungen der Hohen Acht, dem Aremberg, der Nürburg u.a. (CANTAREL & LIPPOLT 1977). Die ältesten Vulkane haben hauptsächlich Basalte gefördert. Einzelne Trachyt-, Phonolith- und Andesitvorkommen gibt es nur in der Kelbergregion (HUCKENHOLZ 1983). Das heutige Landschaftsbild zeigt von den einstigen Vulkanbergen nur noch die Basalt- und Trachytkerne als Schlackenkegel (MEYER 1994). An der Wende Tertiär/Quartär bzw. Pliozän/Pleistozän (vor 2,6 Mio. Jahren) wird die Eifelregion wieder tektonisch zerrüttet. Dabei kommt es zu Verkippungen nach Norden. Durch die unterschiedlichen Kippgeschwindigkeiten kommt es zur Bildung von großräumigen Senken, wovon das bekannteste Beispiel das Neuwieder Becken ist (BRUNNACKER 1968). Ursache dieser vielzähligen tektonischen Prozesse ist ein erneuter Glutfluss aus großer Erdkrustentiefe (im hiesigen Fall auch die Aufwölbung der 1200°C-Isotherme in etwa 80 km Tiefe), der ebenso die quartäre Vulkanismusphase einleitet (RITTER & CHRISTENSEN 2007). Verteilt auf die westliche und östliche Eifel entstehen zwei weitere vulkanismusgeprägte Regionen neben der Hocheifel. Die Erscheinungsformen sind diesmal jedoch Schichtvulkane (z.B. Bausenberg bei Niederzissen) und unzählige Maare. Die beiden Vulkanfelder lassen sich geochemisch gut unterscheiden. In der Westeifel wurden Magmen direkt aus dem Erdmantel gefördert, so dass es sich hier um basaltisch geprägten Vulkanismus handelt. Im Gegensatz dazu kam es in der Osteifel zu phonolithischen Eruptionen. Hierbei handelt es sich um Material, welches in Magmenkammern längere Zeit eingeschlossen war und sich durch das langsame abkühlen des Magmas dunkle SiO₂-arme Minerale bilden konnten. In der Restschmelze reicherte sich CO₂ an, das einen großen Druck in der Magmakammer aufbaute. Die folgende Eruption hatte eine starke Explosionskraft und konnte ihre Auswürfe bis in die untere Stratosphäre schleudern (SCHMINCKE 2007). Das entstehende phonolithische Gestein weist viele Gashohlräume (Bims) auf, sowie hohe Gehalte an Silizium, Calcium, Natrium und Kalium. Die vulkanischen Aktivitäten (vor allem die zur Maarentstehung)

dauern bis ins Holozän (Beginn vor 11.600 Jahren) an. Die jüngste bekannteste Eruption der Eifel ist die des Ulmener Maars (vor 11.000 Jahren, nach LORENZ & BÜCHEL 1982), wobei die allgemein bekannteste Eruption, die des Laacher-See-Vulkans ist (vor 12.880 Jahren, nach FRECHEN & LIPPOLT 1965). Es handelt sich hierbei um das größte Ausbruchereignis dieser Vulkanphase, wobei aber zu beachten ist, dass es sich hier um eine Caldera und nicht um einen Maar handelt. Im Bereich des Laacher-See-Vulkans ist anhaltender CO₂-Austritt zu beobachten und lässt vermuten, dass der Vulkanismus in der Eifel noch nicht vollständig abgeschlossen ist (SCHMINCKE 2007).

Aktuelle Forschungen befassen sich weiterhin mit den Ursachen der Mantelaufwölbung, wobei immer mehr die Fragestellungen den globalen Aspekte der Eiszeitzyklen in den Vordergrund rückt, d.h. das Einwirken auf den plastischen Erdmantel durch die Verhältnisänderung des Auflastdrucks durch die Ozeane und die Eisschicht (u.a. WILSON & DOWNES 2006).

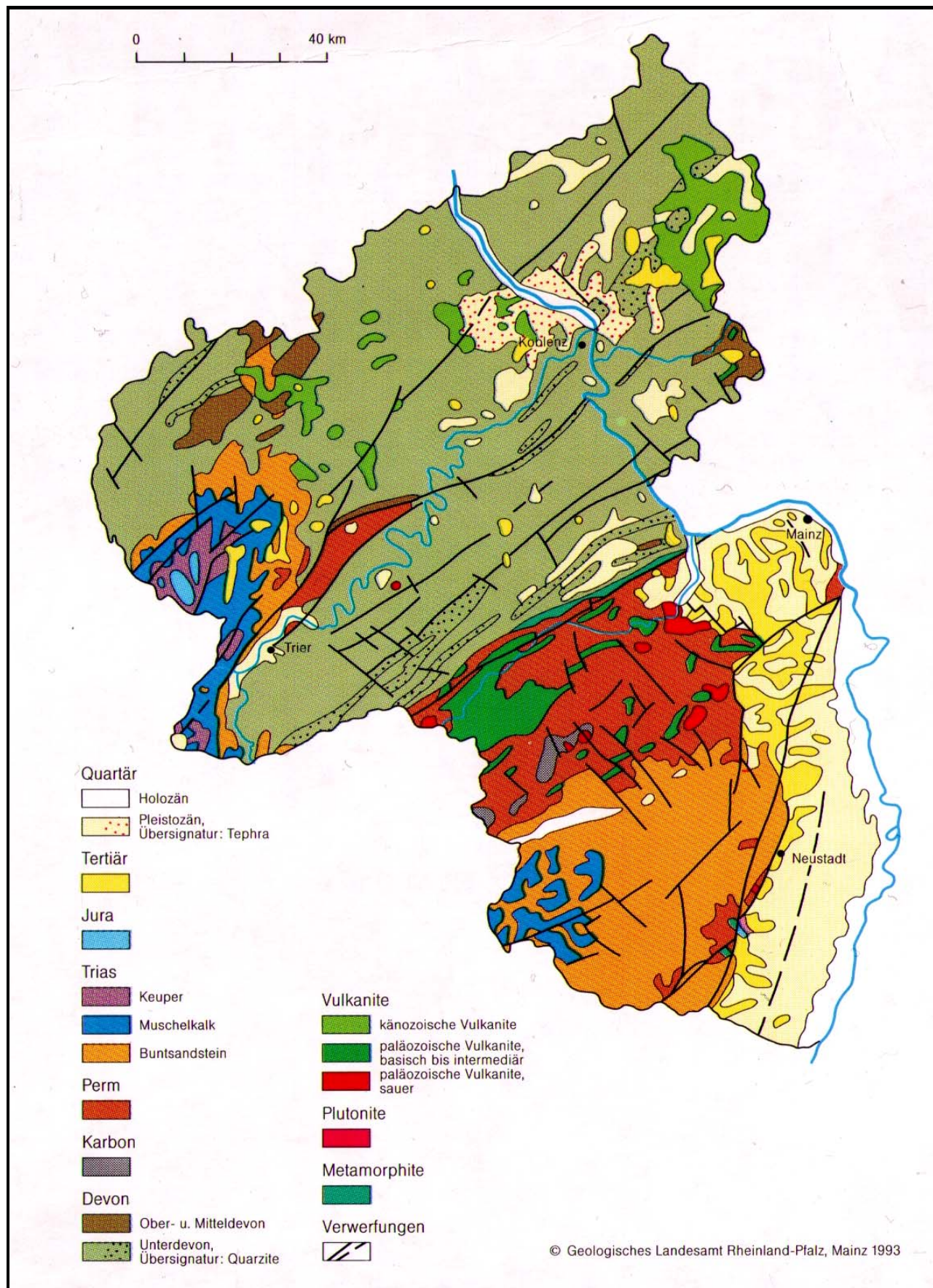


Abbildung 9: Geologische Übersichtkarte Rheinland-Pfalz (LGB-RLP 1993)

Ära	Mio. J.v.h.	Periode	Im Text erwähnte Ablagerungen und Prozesse	
Erdneuzeit	2,6	Quartär	Sand, Kies, Löss Lava, Tephra	Hebung der Eifel seit etwa 40 Mio. J.v.h.
		Tertiär	Lava, Tephra	
Erdmittelalter	65	Kreide		
	142	Jura		
	200	Trias	Muschelkalk (Kalkstein) Buntsandstein (Sandstein)	
	251	Perm	Rotliegend (Sandstein, Tonstein)	
Erdaltertum	296	Karbon	Kohle	Variszische Gebirgsbildung (Schieferung der devonischen Tonsteine)
	358			
	417	Silur		
	443	Ordovizium		
	495	Kambrium	Tonschiefer, Sandstein	
Erdfrühzeit	545	Proterozoikum		
	2500	Archaikum		
	4000	Priskonium		
	4600			

Ablagerungsbedingungen: marin terrestrisch

Abbildung 10: Zeittafel mit Gesteinen der Eifel (Sirocko 2009: 11 nach LGB-RLP 2005)

5.2 Böden

Das Klima der mittleren Breiten sorgt für eine Bodenentwicklung zu Braunerden, wobei die Ausgangsgesteine/-substrate wichtige Grundlagen für die Bodenbildung (Pedogenese) sind. So sind die periglazialen Deckschichten eine gute Ausgangsbasis für die Bildung von Braunerden. Ist das Deckschichtensystem wenig mächtig entwickelt oder durch Erosion abgetragen und somit „verkürzt“ so kommt es auch nur zu Bildung von flachgründigen Böden wie Rohböden, Ranker, Rendzinen und stellenweise auch Podsole. In der Eifel gibt es saure Braunerden und Pseudogleye (sowie die pedogenetischen Übergänge zwischen diesen beiden Bodentypen), wobei in den Regionen der Kalkmulden neben Braunerden auch Parabraunerden und Rendzinen entwickelt sein können. (ERDMANN & PFEFFER 1997: 43-49)

Der Basengehalt der Böden ist stark von der Einmischung von magmatischen Tuffbestandteilen abhängig. Er steigt mit diesem an, wobei zu beachten ist, dass auch die Wasserdurchlässigkeit steigt und es zu einer schnelleren Auswaschung von Nährstoffen kommen kann. (GERHARDS & RUTHSATZ 1987: 128f.)

5.3 Klima

Das Klima in der Eifel zeigt Prägungen von ozeanischen bis hin zu kontinentalen Verhältnissen. Ablesbar ist dieser Umstand aus den kombinierten Informationen der Karten des Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz (Deutscher Wetterdienst 1957). BÖHM (1964) erarbeitete „Klimakarte der Rheinlande“, zeigt eine Klassifizierung in verschiedene Klimatypen, berechnet auf Grundlage von verschiedenen Klimaatlantentypen – so auch des Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz (Deutscher Wetterdienst, 1957). Für die Klassifizierung ließ er verschiedene Temperaturwerte sowie die Jahresniederschlagssumme und die Meereshöhe einfließen. In seiner Darstellung ergibt sich aus diesen Werten ein Verhältnis von thermischer und hygrothermischer Kontinentalität (als „Kennziffern“ beschrieben). Sinken beide Werte kommt es zu einem ozeanischen Einfluss des Klimas, wobei dieser Einfluss auch durch nur sinkende hygrothermische Kontinentalität oder der Zunahme der Meereshöhe steigt.

In der Karte (Abbildung 11) wird deutlich, dass sich die Klimatypen eines kontinentalen Berglandklimas im Wechsel der Höhenstufen abzeichnen, wobei die besonders hohen Lagen ausgenommen sind, da durch vermehrten Niederschlag und sinkende Temperaturen ein ozeanisches Berglandklima entsteht. Im Moseltal und im östlich gelegenen Neuwieder Becken kommt es zu kontinentalen Leelagenklima mit ozeanischen Einfluss. Wobei im Neuwieder Becken es regionsweise zu rein kontinentalen Becken- und Talklima kommt (BÖHM 1964: Kartenbeilage).

Messungen der Windrichtung in der Eifel belegen, dass Westwinde über das Jahr verteilt die Hauptwindrichtung darstellen. Die Eifelregion steht auf Grund ihrer allgemein erhöhten Lage gegenüber den Nachbarregionen (u.a. Hunsrück) also etwas verstärkt im Einfluss der Westwinddrift als Luftstrom der Nordhalbkugel (Deutscher Wetterdienst 1957: 3-5).

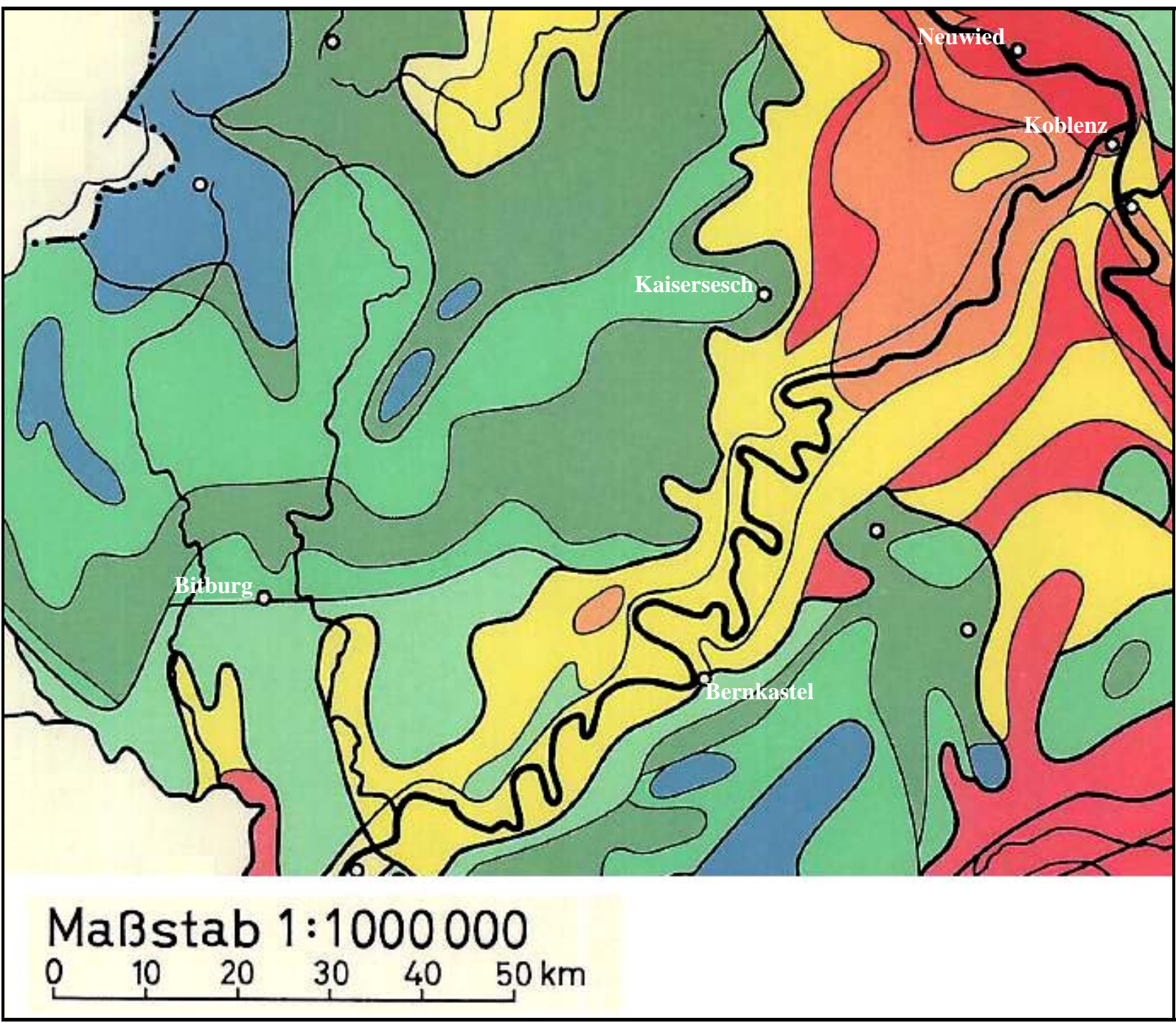
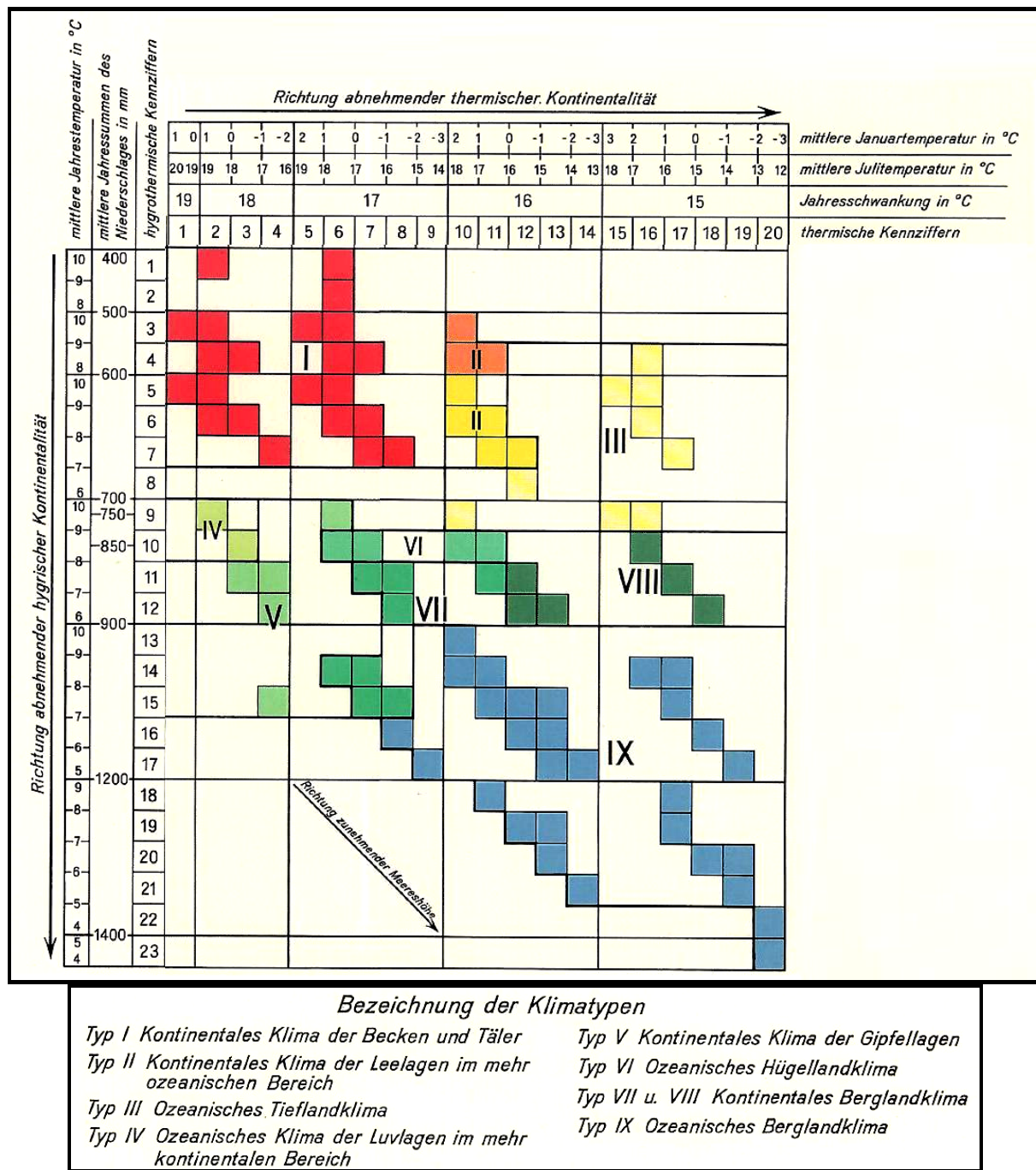


Abbildung 11: Klimakarte der Eifel (Auszüge aus BÖHM 1964: Kartenbeilage)

6 Untersuchungsgebiete – Oberwinkler Maar und Jungferweiher Maar

Die Untersuchungsgebiete (Abbildung 12) Oberwinkler Maar (gelbe Markierung) und Jungferweiher Maar (blaue Markierung) liegen in der östlichen Hocheifel. Wobei das Oberwinkler Maar mit seiner etwas weiter südwestlich gelegenen Position bereits nahe des Übergangsbereich zur Moseleifel liegt.

Die Maare befinden sich in einem Abstand von rund acht Kilometern (Luftlinie). Ihre Höhenlage ist annähernd identisch. Das Zentrum des Oberwinkler Maars mag zwar tiefer liegen (um die 380 m ü. N.N.) als das des Jungferweiher Maars (um die 430 m ü. N.N.), so ist doch die Erhebung des Kraterwalls deutlich höher, was eine durchschnittliche Höhenlage von über 400 m ü. N.N. zur Folge hat.

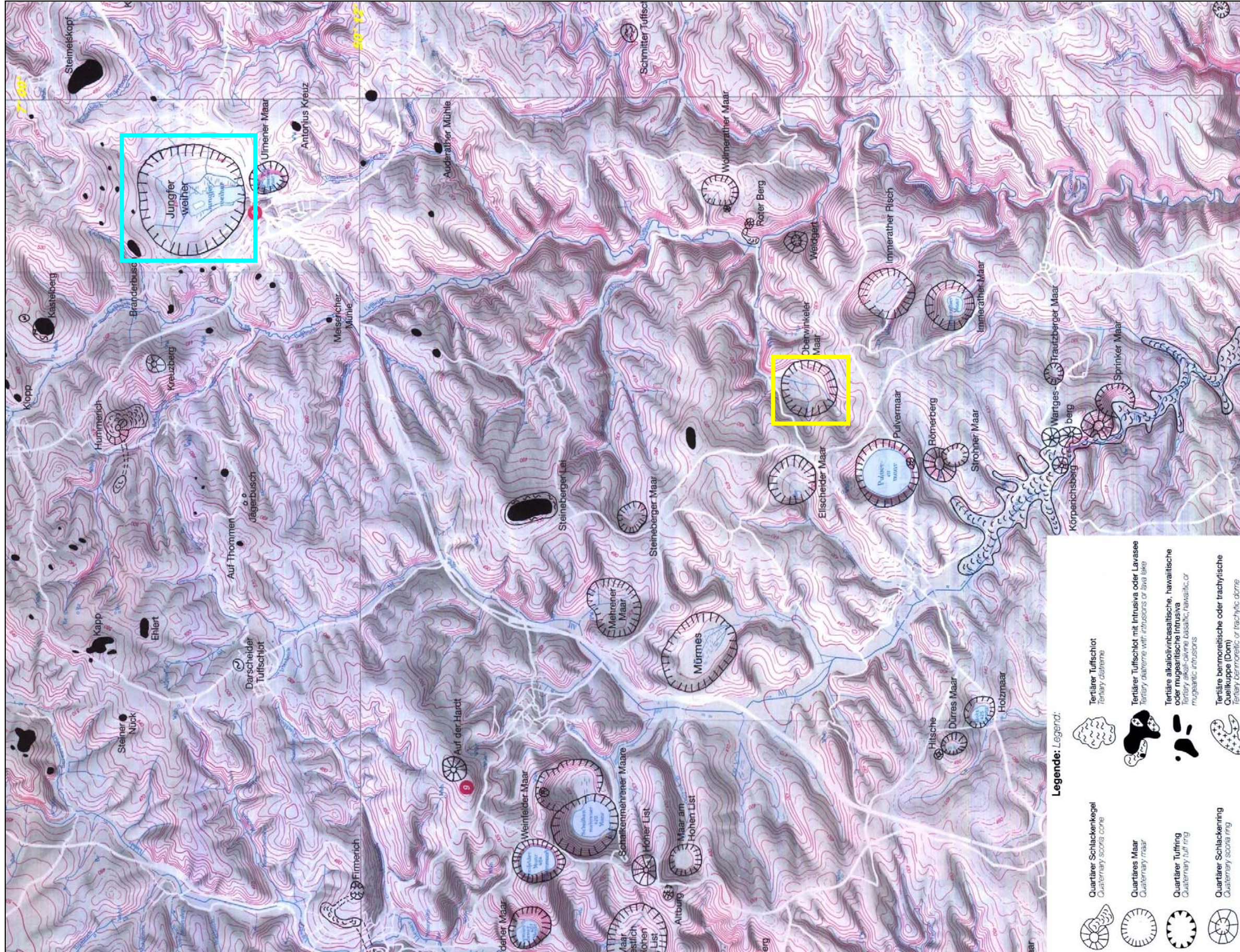


Abbildung 12: Übersichtskarte und Lokalität der Untersuchungsgebiete Oberwinkler Maar (gelbe Markierung) und Jungferweiher Maar (blaue Markierung) (BÜCHEL 1994: Karte)

6.1 Erscheinungsbild und vulkanische Merkmale des Oberwinkler Maar

Das Oberwinkler Maar (Abbildung 13) liegt 1750 m nordöstlich vom Pulvermaar entfernt und einige hundert Meter südlich von ihm verläuft eine variszische Störungslinie der Siegener Hauptaufschiebung. Das Maar ist in einem Tal eingebettet und im Gegensatz zum Pulvermaar ist sein Relief weicher und degradiertes, was auf ein höheres Alter als das vom Pulvermaar schließen lässt. Durch die Abtragung des Walls hat sich der Kraterdurchmesser auf seine heutige Größe von 800 m erweitert, dafür aber hat sich seine Tiefe auf 70 m verringert. Der Kraterboden liegt bis auf zwei kleinere Bachläufe trocken und wird landwirtschaftlich als Weidefläche genutzt (LORENZ & ZIMANOWSKI 2000: 22 & BÜCHEL 1994: Karte).



Abbildung 13: Luftbild (oben) des Oberwinkler Maar aus nordwestlicher Richtung (Helmut Gassen 2009) und Panoramaansicht (unten) aus südwestlicher Richtung (Eigene Aufnahme 2011)

Das Maar verdankt nicht nur durch vulkanische Aktivitäten sein äußeres Erscheinungsbild, sondern wurde im westlichen Teil auch durch Erosion und das Einschneiden von zwei Bachläufen gestaltet. Der gemeinsame Taldurchbruch im Osten des Maares, durch den das Trockenmaar weiterhin entwässert, war Schwachstelle für Tufferuptionen, die den Kessel zu seiner heutigen Form erweiterten (CIPA 1984: 66).

Devonische Gesteine bilden die Hänge des Kraters. Nur am Südwesthang werden die Hänge durch eine Tuffdecke gebildet. Die dortigen Tuffe sind schwarzgrau gefärbt und weisen durchschnittliche Größen von Lapilli (2-64 mm) auf. Eine Schichtung ist nicht festzustellen. Ansonsten sind die geförderten Tuffe auf den Höhenlagen in der Umgebung zu finden. Diese „Tuffumwallung“ wird wiederum durch anstehende Devongesteine unterbrochen. Auch finden sich auf der Höhe der Südwestumwallung nur Lapilli des Pulvermaars. Ob sie die eigentlichen Oberwinkler-Maar-Tuffe überlagern ist nicht bekannt (CIPA 1984: 66f.).

Ein devonischer Höhenrücken umschließt das Maar von Südosten nach Osten und endet dort durch das Bachdurchbruchstal. Sein höchster Punkt ist der Fuchsberg. Die überlagernden Tuffe gehören zu zwei verschiedenen Ausbrüchen. In der Lavagrube am Südosthang des Maares (Abbildung 14) werden ungeschichtete, schwarze Aschen und Lapilli abgebaut. Es gibt Ähnlichkeiten mit den schwarzen Aschen der Wartgesberg-Vulkangruppe (Vulkangruppe bei Strohn, wenige Kilometer südlich des Oberwinkler Maars), wobei sie Unterschiede einer leichten Sinterung an den Kornoberflächen aufzeigen. Teilweise gibt es ganze Teilbereiche die durch Kalksinter verfestigt sind. Eine mögliche Herkunft des Kalks würde einen Lösseintrag voraussetzen. Außerdem sind dem sonst rein magmatischen Material in kleinen Mengen devonische Bruchstücke beigemischt. Über diesen schwarzen Aschen lagert eine geschichtete Tuffdecke, die überwiegend aus devonischen Material besteht und in Richtung Norden an Mächtigkeit gewinnt. Sie ist auch auf der Außenseite des Maarkraters bei Niederwinkel allein aufgeschlossen. Hier lässt sich ein Wechsel von grobkörnigen zu feinkörnigen Schichten ermitteln die in Richtung Nordwesten (nach Niederwinkel) einfallen, was die Herkunft vom Oberwinkler Maar bestätigt und auf Förderzyklen von diesem schließen lässt. Das auffindbare Bombenmaterial besteht hauptsächlich aus devonischen Gesteinsstücken und weniger aus blasenreichen Basalt (der vereinzelt größere Augitkristalle aufweist). Gesteinsfundstücke belegen, dass fast alle Stufen der Gesteinsmetamorphose zu finden sind. So kommt es, dass es Brocken aus Quarz und Sanidin gibt, die durch Biotitlagen schichtig geteilt sind (CIPA 1984: 67).



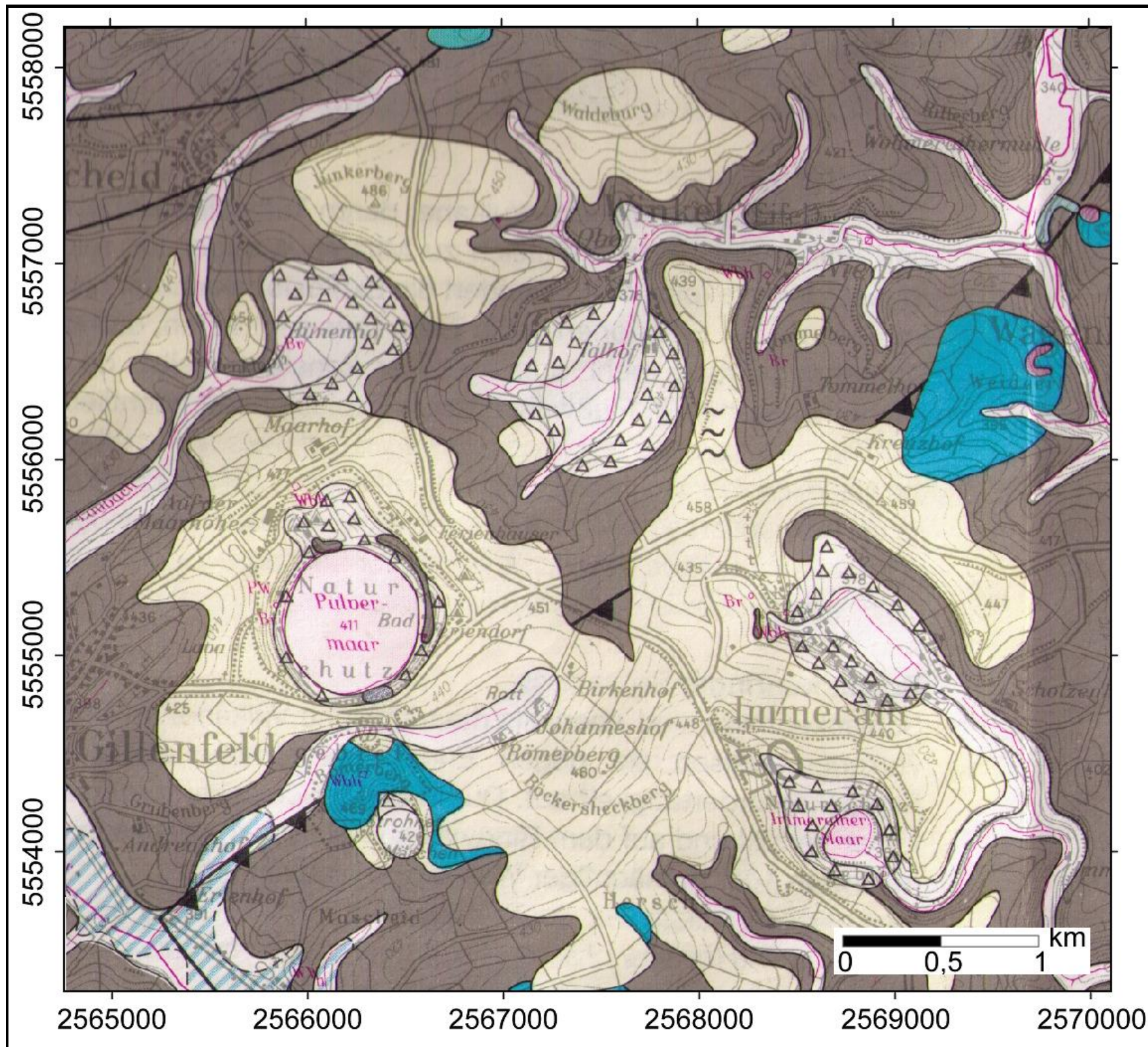
Abbildung 14: Lavagrube am östlichen Kraterrand (Eigene Aufnahme 2010)

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das Oberwinkler Maar mindestens zwei Tuffarten in jeweils andere Richtungen gefördert hat. Unter Berücksichtigung der Mächtigkeit und ihrem Einfallen liegt der Eruptionspunkt für die schwarzen Aschen annähernd am Fuß des Südosthanges. Die zyklisch geschichteten stark devongesteinhaltigen Tuffe haben ihren Ursprung einer Eruption im nördlichen Teil des Kraters zu verdanken (CIPA 1984: 67).

BÜCHEL (1994) nimmt die geologische Karte der Maare bei Gillenfeld von CIPA (1955) auf in die „Vulkanologische Karte“ (Abbildung 15). Im Zentrum des Oberwinkler Maars finden sich dabei aber keine Gesteine oder vulkanischen Tephren, sondern Alluvium. CIPA erkannte schon damals, dass das Maarzentrum nicht durch Auswurfmaterial geprägt ist, sondern die Bodenaufgabe den entscheidenden Standortfaktor bildet, unter Berücksichtigung, dass das Material durch die beiden Bäche im Maar fluviatil transportiert wurde.

Andere kleinräumige Untersuchungen am Oberwinkler Maar beschäftigten sich mit der Datierung von Paläoresten, den juvenilen Komponenten oder Verwerfungen der Tephra. Vorliegend beschreibt MERTES (1983) die juvenilen Komponenten der Tephra als eine Mischung aus Foiden von Sodalith, Melilith und Nephelinit. Unter der Tephra kann man in der Abbaugrube des Maars Paläoböden ergraben. So kam es bei ^{14}C -Analysen von inkohlten organischen Pflanzenresten dieses

Bodens unter der Tephra zu einem Ergebnis von nur 5910 a BP (BÜCHEL & LORENZ 1982). Da jedoch die Reliefdegradierung und der Abtrag des Kraterwalls erheblich sind, wird davon ausgegangen, dass die ^{14}C -Datierung von nicht einmal 6000 a BP nicht zutreffend ist (LORENZ & ZIMANOWSKI 2000: 22f.).



Quartär Quaternary

vulkanische und vulkaniklastische Gesteine der Westeifel
volcanic and volcanoclastic rocks of the Westeifel

- Lavastrom / unter Bedeckung***
*lava flow / covered**
- Schweißschlacken, Schlackenbreccie***
*welded scoria, unwelded scoria breccia**
- schlackige Lapilli und Aschen eines Schlackenkegels***
*scoriaceous lapilli and ash of a scoria cone**
- phreatomagmatische Tephra eines Schlackenkegels***
*phreatomagmatic tephra of a scoria cone**
- Maar-Tephra***
*maar tephra**
- schlackige Maar-Tephra***
*scoriaceous maar tephra**
- Tephra eines Tuffrings***
*tephra of a tuff ring**
- Kratersedimente eines Maars oder eines Tuffrings**
crater sediments of a maar or a tuff ring
- phonolithische Maar-Tephra**
phonolithic maar tephra
- tephritische Maar-Tephra**
tephritic maar tephra
- tephritische Schlacken eines Schlackenringes**
tephritic scoria of a scoria ring

*) foiditische oder basanitische Zusammensetzung
*) foiditic and basanitic composition

Sedimente sediments

- Alluvium**
Alluvium
- Terrasse**
Terrace

Tertiär Tertiary

Vulkanische und vulkaniklastische Gesteine der Hocheifel
volcanic and volcanoclastic rocks of the Hocheifel

- Alkaliolivinbasalt, Hawaiiit, Mugearit (Lavaseen, Gänge, Diatremintrusionen)**
alkali-olivine basalt, hawaiite, mugearite (lava lakes, dykes, diatreme intrusions)
- Trachyt, Benmoreit (Quellkuppen)**
trachyte, benmoreite (domes)
- mafische Krater- oder Diatrem-Tephra**
mafic crater or diatreme tephra
- trachytische Tephra**
trachytic tephra

Sedimente sediments

- Kraterseesedimente des Eozänen Eckfelder Maars**
crater lake sediments of the Eocene Eckfeld Maar
- ungegliederte tertiäre Sedimente**
unclassified Tertiary sediments

Störungen faults

- variszische, triassische und tertiäre Störungen / vermutet**
Hercynian, Triassic, and Tertiary faults / suspected
- Siegener Hauptaufschiebung (variszisch)**
Siegen thrust (Hercynian)

Devon Devonian

- Sedimente sediments**
- Mittel- und Ober-Devon**
Middle and Upper Devonian
 - Unter-Devon**
Lower Devonian

Trias Triassic

- Sedimente sediments**
- Muschelkalk (Mittel-Trias)**
Muschelkalk (Middle Triassic)
 - Buntsandstein (Unter-Trias)**
Bunter (Lower Triassic)

Abbildung 15: Geologische Karte Oberwinkler Maar und Umgebung (BÜCHEL 1994: Karte)

6.2 Erscheinungsbild und vulkanische Merkmale des Jungferweiher Maar

Das Jungferweiher Maar (Abbildung 16) liegt keine 500 m nördlich des Ulmener Maars und hat einen Durchmesser von 1550 m (BÜCHEL 1994: Karte).



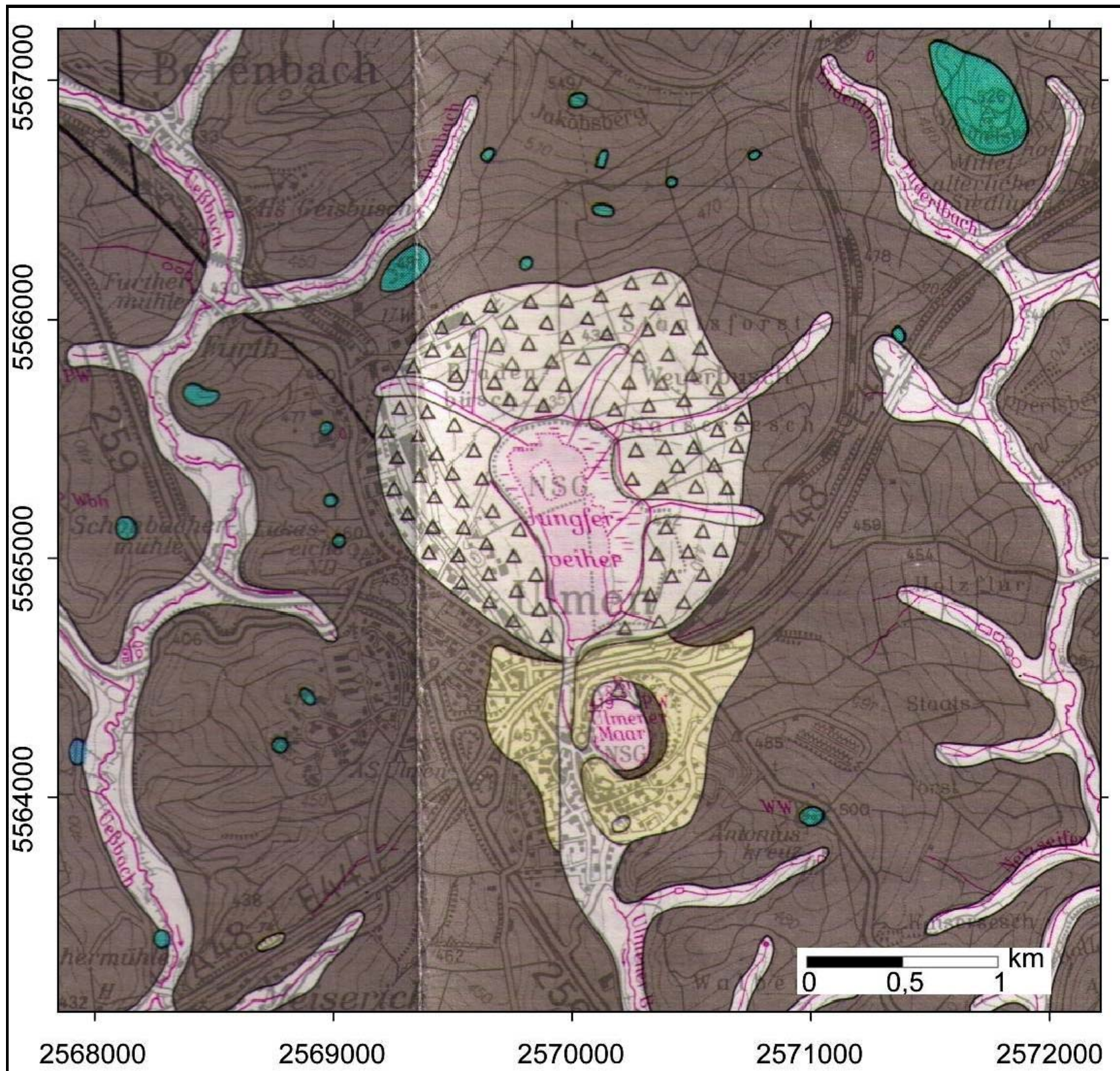
Abbildung 16: Panoramaansicht aus südwestlicher Richtung (Eigene Aufnahme 2011)

Die Ortschaft Ulmen erstreckt sich im südwestlichen Teil in das Maar hinein bis fast zum Rand des Sees. Der See ist ein seit 1944 künstlich aufgestauter Weiher, der den Dellbach speist aber auch in den Ulmener Maar künstlich entwässert. Aus dem Mittelalter ist bekannt, dass es schon mal einen künstlichen Fischweiher im Maar gab. Hauptsächlich wurde aber – auf der heute mit Wasser bedeckten Fläche – Torf gestochen. Aus dieser Zeit stammt auch der Ablauf zum Ulmener Maar in Form eines Stollens, das sogenannte „Maarloch“. Der heute unter der Autobahn gelegene Stollen sowie eine Verbindung zwischen Ulmener Maar und Dellbach wurden im Zuge des Burgbaus im Hochmittelalter angelegt. So war durch die Wasserregulierung eine ständige Verfügbarkeit von Wasser nicht nur für die nahegelegenen Mühlen und die Landwirte in trockenen Zeiten garantiert, sondern auch im weiteren Bachverlauf immer für genügend Wasserhochstand gesorgt. Die erheblichen anthropogenen Eingriff in die Wasserregulierung sind heute als grobkörnige Lagen im Bohrkernsediment des Ulmener Maar deutlich zu erkennen. Heute wird das Wasser das durch das Maarloch zufließt in einer Phosphatextraktionsanlage gereinigt und von grober Transportfracht befreit. Der Komponenteneintrag in den Ulmener Maar ist somit relativ frei von groben klastischen Partikeln. (SIROCKO 2009: 35f.)

Der Maar (Abbildung 17) ist mit unzähligen kleineren Bachläufen durchzogen, die alle im Weiher enden. Sie sind zum Teil mit nur sehr wenig Wasser gefüllt oder führen nur Wasser nach einer Regenperiode (TK25 Blatt 5707: Kelbach).

Die quartären Kratersedimente des Maars überdecken die sonst anstehenden unterdevonischen Gesteine. Wobei diese nicht über den Kraterwall hinausgehen. Im Süden grenzen sie unmittelbar an die Tephra des Ulmener Maar-Walls. Überdeckt werden die vulkanischen Sedimente von quartären

fluviatilen Material, also Alluvium, in den Bachtälchen und in den feuchten Zonen um den Weiher. Nördlich des Kraters sind vereinzelt tertiäre Vulkanite zu finden. Diese Alkaliolivinbasalte, Hawaite oder auch Mugearite stammen aus kleinen Lavaseen, -gängen und Diatremintrusionen. Die im Westen nahe gelegene Störungen lässt auf eine allgemein günstige Situation für diese ehemaligen Aufstiegswege der Lava schließen (BÜCHEL 1994: Karte).



Störungen faults

- variszische, triassische und tertiäre Störungen / vermutet
Hercynian, Triassic, and Tertiary faults / suspected
- Siegener Hauptaufschiebung (variszisch)
Siegen thrust (Hercynian)

Devon Devonian

- Sedimente sediments**
- Mittel- und Ober-Devon
Middle and Upper Devonian
 - Unter-Devon
Lower Devonian

Trias Triassic

- Sedimente sediments**
- Muschelkalk (Mittel-Trias)
Muschelkalk (Middle Triassic)
 - Buntsandstein (Unter-Trias)
Bunter (Lower Triassic)

Quartär Quaternary

vulkanische und vulkaniklastische Gesteine der Westeifel
volcanic and volcanoclastic rocks of the Westeifel

- Lavastrom / unter Bedeckung*)
lava flow / covered*)
- Schweißschlacken, Schlackenbreccie*)
welded scoria, unwelded scoria breccia*)
- schlackige Lapilli und Aschen eines Schlackenkegels*)
scoriaceous lapilli and ash of a scoria cone*)
- phreatomagmatische Tephra eines Schlackenkegels*)
phreatomagmatic tephra of a scoria cone*)
- Maar-Tephra*)
maar tephra*)
- schlackige Maar-Tephra*)
scoriaceous maar tephra*)
- Tephra eines Tuffrings*)
tephra of a tuff ring*)
- Kratersedimente eines Maares oder eines Tuffrings
crater sediments of a maar or a tuff ring
- phonolithische Maar-Tephra
phonolithic maar tephra
- tephritische Maar-Tephra
tephritic maar tephra
- tephritische Schlacken eines Schlackenringes
tephritic scoria of a scoria ring

*) foiditische oder basanitische Zusammensetzung
*) foiditic and basanitic composition

Sedimente sediments

- Alluvium
Alluvium
- Terrasse
Terrace

Tertiär Tertiary

Vulkanische und vulkaniklastische Gesteine der Hocheifel
volcanic and volcanoclastic rocks of the Hocheifel

- Alkaliolivinbasalt, Hawaiiit, Mugearit
(Lavaseen, Gänge, Diatremintrusionen)
alkali-olivine basalt, hawaiite, mugearite
(lava lakes, dykes, diatreme intrusions)
- Trachyt, Benmoreit (Quellkuppen)
trachyte, benmoreite (domes)
- mafische Krater- oder Diatrem-Tephra
mafic crater or diatreme tephra
- trachytische Tephra
trachytic tephra

Sedimente sediments

- Kraterseesedimente des Eozänen Eckfelder Maares
crater lake sediments of the Eocene Eckfeld Maar
- ungegliederte tertiäre Sedimente
unclassified Tertiary sediments

Abbildung 17: Geologische Karte Jungferweiher Maar und Umgebung (BÜCHEL 1994: Karte)

6.3 Potentiell natürliche Vegetation

Die heute potentiell natürliche Vegetation bezeichnet die Vegetation, die sich unter heutigen Bedingungen ohne menschliches Zutun entwickeln würde. Das zu Grunde legend müssten sich im Untersuchungsgebiet verschiedene Waldgesellschaften finden. Wobei zu berücksichtigen ist, dass die neuheimischen Arten, die vom Menschen in Deutschland verbreitet wurden, u.a. die aus dem hochmontanen, alpinen Raum stammende Fichte oder die aus nicht mitteleuropäischen Gebieten stammende Douglasie, nicht einbezogen sind. Jedoch beruht die heutige potentiell natürliche Vegetation auf den aktuellen natur- wie kulturbedingten veränderten Standortverhältnissen und ist als potentielles Schlussstadium der rein natürlichen Waldentwicklung zu betrachten (Ministerium für Umwelt und Forsten 1994: 27ff.).

Die Basenversorgung durch den Untergrund spielt in der Wuchsregion Eifel eine wichtige Rolle. Die allgemeine Annahme von Braunerden mit unterschiedlichen Basenversorgungen je nach Untergrund, d.h. devonische Gesteine (u.a. Grauwackensandsteine) oder tertiäre sowie quartäre Sedimente (Kiese, Sande und Tone sowie Löss- und Staublehm), sollten das Vegetationsbild hauptsächlich durch artenarme oder artenreiche Buchenwaldgesellschaften bilden (Ministerium für Umwelt und Forsten 1994: 78f.).

Jungferweiher Maar Gebiet

Der Waldbestand zum Maarzentrum hin wird durch die feuchten Gegebenheiten um den See bestimmt. Hier bestimmt ein Birken-Stieleichenwald (*Betulo-Quercetum*) mit verschiedenen Einstreuungen durch Bestände von Moorwäldern (u.a. *Betuletum pubescentis* oder *Vaccinio uliginosi-Betuletum*) den Wuchsbestand. In den trockeneren Zonen rund um das Maar kommt es zu Hainsimsen-Perlgras-Buchenwald-Beständen (*Melico-Fagetum luzuletosum*) (Ministerium für Umwelt und Forsten 1994: Forstkarte 2.1).

Oberwinkler Maar Gebiet

Das Waldvorkommen wird durch eine Mischung aus Hainsimsen- und Perlgras-Buchenwäldern (*Luzulo-Fagetum typicum* und *Melico-Fagetum typicum*) bestimmt. So finden sich auch viele Subtypen dieser Waldarten vertreten. Dazu zählen im Fall der Eifel und auch im Falle des Oberwinkler Maar mit ihrem hauptsächlich devonischen Gesteinen sowie den Löss- und Tuffablagerungen je nach Basenreichtum folgende Waldarten:

Hainsimsen-Buchenwald mit Rasenschmiele (*Luzulo-Fagetum typicum*, *Deschampsia caespitosa*) – basenarm,

Flattergras-Hainsimsen-Buchenwald (*Luzulo-Fagetum milietosum*) – basenhaltig,

Flattergras-Hainsimsen-Buchenwald mit Rasenschmiele (Luzulo-Fagetum milietosum, Deschampsia caespitosa) – basenhaltig,

Hainsimsen-Perlgras-Buchenwald (Melico-Fagetum luzuletosum) – basenhaltig bis -reich,

Perlgras-Buchenwald mit Rasenschmiele (Melico-Fagetum typicum, Deschampsia caespitosa) – basenreich bis sehr basenreich.

Jedoch gibt es in besonders trockenen oder feuchten Gebieten noch andere Bestände. Bei den Trockenvegetationen von Silikatstandorten ist der Basengehalt auch ausschlaggebend. Bei basenreichen Standorten kommen u.a. Bestände von Felsenahorn-Traubeneichenwald (Aceri monspessulani-Quercetum), Traubeneichen-Hainbuchenwald (Galio-Carpinetum) oder Hainsimsen-Eichenwald (Luzulo-Quercetum) vor. Bei basenarmen Standorten gibt es Bestände von Hainsimsen-Eichenwald (Luzulo-Quercetum) und gehölzfreie Fels- und Gesteinsvegetation. In den feuchten Gebieten kommt es fast ausschließlich zu basenhaltigen/-reichen Beständen von Waldziest-Stieleichen-Hainbuchenwäldern (Stellario-Carpinetum stachyetosum), wobei es in Sumpfböden noch zu einer größeren Einstreuung von Erlenwäldern (Alno-Fraxinetum) kommt (Ministerium für Umwelt und Forsten 1994: Forstkarte 2.1).

6.4 Rezenter Forstbestand und Waldnutzung

Jungferweiher Maar Gebiet

Das Waldgebiet im Maar gehört zum Forstrevier von Ulmen (Forstamt Zell) und ist fast vollständig in Staatsbesitz. Die Waldfläche bedeckt vollständig die nördliche bis westliche Flanke des Maarkessels. Der Baumbestand setzt sich in den verschiedenen Waldstücken teilweise sehr unterschiedlich zusammen. Der Gesamtbestand kann sich aber ohne weiteres als Laub-Nadel-Mischwald bezeichnen lassen. Zu den Laubbaumvertretern gehören die Erle, Birke und in geringen Mengen auch die Eiche und die Buche. Beide letztere haben aber Wuchshemmnisse durch den langanhaltenden Frost während der kalten Monate. Mit dem kühlen Klima der Eifel kommen aber die Nadelbäume zurecht, welche durch Fichten und Kiefern repräsentiert werden, wobei die Fichte den größten Bestand hat. Fichten wurden schon früh zur Aufforstung der Region genutzt und haben lange das Walderscheinungsbild geprägt. So wurde schon nach Sturmwürfen in den 1920er mit Fichte der Wald wieder gefüllt. Auch wurde vereinzelt die Douglasie in den Wald eingeführt, allerdings ist ihr Bestand klein geblieben und wurde auch nicht weiter gefördert. Als es 1984 abermals zu einem größeren Sturmschaden kam, war in der darauffolgenden Planung 1985 auch wieder die Fichte der wichtigste Bestandteil der Aufforstungsmaßnahme. Jedoch wurde diese Planung schon 1986 umgewandelt durch ein vermehrtes Pflanzen von Erlen oder auch dem Versuch zur Ansiedlung von Mammutbäumen (heutiger Bestand noch circa 120 Bäume). Jüngste Windwürfe

durch orkanartige Sturmtiefs wie „Gudrun“ im Januar 2005 oder „Xynthia“ im Februar 2010 sorgten für erneute Planungsmaßnahmen, um den Wald zu einem heute immer mehr gewünschten „Naturwald“ umzugestalten. So wurden diese neusten Offenflächen durch Erlen oder in jüngster Zeit (Frühjahr 2011) durch Bergahorn bepflanzt. Das Wachsen von Birken als Freiflächenpionierpflanze wird auch gerne gesehen, da dies dem „natürlichen Wuchs“ entspricht. Diese ständige Waldverjüngung entspricht auch einem angestrebten Ziel der heutigen Planung der Landespflege Rheinland-Pfalz.

Neben dem Naturschutzgebiet des Jungferweiher ist dieses Erholungsgebiet Anlaufpunkt für die regionalen Anwohner, aber auch für Wochenendbesucher von weiter her. Doch wird der Wald auch von der industriellen Forstwirtschaft genutzt. So wird besonders darauf geachtet, dass die Bäume ein gutes H/D-Verhältnis (Höhe/Durchmesser-Verhältnis) haben und so auch gewinnbringend sind, selbst wenn die niedrigen Stämmen viel Astwuchs haben, dafür aber einen großen Durchmesser aufweisen. Auch wird hier die Fichte bevorzugt abgeforstet, um ihren Bestand weiter zu dezimieren und später die Flächen durch Laubbäume aufzuforsten.

Das Jagdrecht des Staatforsts liegt beim Staat im Gegensatz zum verpachteten Gemeindewald nördlich des Maars. Das Rotwild wird hier mit lediglich 30-40 Tieren pro Jahr beschossen, wohingegen die Abschüsse im Nachbarwald bei über 300 Tieren liegen. Der Abschuss könnte aber auch aus Sicht des Staats noch weiter ausgebaut werden, da der Rotwildbestand immer noch zu groß ist und für zerstörerischen Abbiss am Wuchsbestand der jungen Waldpflanzen sorgt (mündliche Mitteilung Herr Klees - Forstrevierleiter Ulmen, März 2011).

Oberwinkler Maar Gebiet

Die wenigen Waldflächen im Maar sind alle in Privatbesitz. Somit ist der Baumbestand nicht genauer beim Forstamt hinterlegt. Aus der topographischen Karte (Blatt 5807, Gillenfeld) geht ein Laub-Nadel-Mischwald mit mehr Anteil an Laubbäumen hervor. Die Waldstücke befinden sich am westlichen und südlichen Hang des Maars. Durch Geländebegehung wurde der Bestand im südlichen Bereich mit den Laubbäumen Rot- und Hainbuchen sowie vereinzelt Ahornstandorten erfasst. Als Nadelbaumvertreter kommen Fichten und Eiben in den Waldstücken vor. Wobei der westlich gelegene Wald fast nur aus einer engmaschig gepflanzten Fichtenmonokultur besteht. In Bereichen der Buchenbestände finden sich die privat geschlagenen Holzschreitlagerplätze. Die Beschlagsform der Bäume zeugt von einem Niederwald². Der Wald ist in diesen Bereichen wenig dicht bewachsen und bieten dem momentanen Bäumen gute Wachstumsmöglichkeiten, was den noch kommenden Holzschlag mit einer guten Qualität erahnen lässt. In den Forststücken der

² Bewirtschaftung der stockausschlagsfähigen Bäume wie Buche oder Eiche

Nadelbaumbestände hingegen, stehen die Bäume äußerst dicht, so dass die Stämme ein schlechtes H/D-Verhältnis haben, da ihre Stammmächtigkeit deutlich hinter deren Höhe zurücksteht. Im südlich gelegenen Wald finden sich einige Kohlemeilerplätze (Abbildung 18) und der Winkeler Bach fließt hier durch eine schwach ausgebildete Runse (Abbildung 19) im westlichen Abschnitt. Diese beiden anthropogenen Erscheinungsformen liegen nah beieinander und lassen auf eine ehemalige Freifläche anstelle des Waldes schließen.



Abbildung 18: Hangmeilerplatz (oben) und Podestmeilerplatz (unten) im südlichen Wald des Oberwinkler Maar (Eigene Aufnahme 2011)



Abbildung 19: Runse im Wald des Oberwinkler Maar (Eigene Aufnahme 2011)

Die Waldstücke im Maar liegen stark abgeschnitten vom umgebenden Wäldern und mitten zwischen Ackerflächen, dass lediglich die Hanglage – als nicht maschinell bearbeitbare Ackerfläche oder Viehweide – verantwortlich ist für die Nichtrodung der Flächen.

7 Flurnamen

Flurnamen können Hinweise auf ehemalige Nutzung von Gebieten an Hand ihrer Bedeutung geben. Das Landesinformationssystem (LANIS) der Naturschutzverwaltung Rheinland-Pfalz (NETGIS-Mapserver-Client) bietet seit jüngster Vergangenheit die Möglichkeit zur Einsicht in Kartenmaterial des Liegenschaftskatasters (Likar 2009), wo neben den heutigen Flurstücknummern auch die historischen Flurnamen verzeichnet sind. Diese stammen (in der Regel) aus den historischen Karten der preußischen Landesaufnahme aus dem 19. Jahrhundert. Es konnten dabei über 100 Namen und Bezeichnungen für die im Untersuchungsgebiet ehemals befindlichen Flurstücke ermittelt werden. Hier sollen aber nur diese Erwähnung finden, deren Bedeutung belegt werden kann.

Für die Interpretation der Flurnamen wird DITTMAYER (1963) zitiert. Sein Buch „Rheinische Flurnamen“ findet sich auch als Onlinelexikon auf einer Seite der Universität Bonn (Internet: <http://www.flurnamen.uni-bonn.de/didi.html>). Grundsätzlich handelt es sich bei den meisten Interpretationen um Wortteile eines kartenkundlich eingetragenen Flurnamens. Dabei ist es einerseits möglich allen Wortteilen eine Bedeutung zuzuordnen oder andererseits dies nur teilweise und im schlechtesten Fall gar nicht zu können (DITTMAYER 1963: 1 ff.).

Die für das Untersuchungsgebiet „Oberwinkler Maar“ eindeutig interpretierbaren Flurnamen lassen sich mittels ihrer Bedeutungen in fünf Kategorien einteilen: Reliefformen, Gewässereinfluss, Forstbestand, Landwirtschaft sowie Bergbau. Die drei letzteren haben dabei die größte Bedeutung für die historisch anthropogene Nutzung.

Neben der Interpretationszuordnung wird in den Tabellen (Tabelle 1 & Tabelle 2) eine Klassifizierung dargestellt, die sich in den Karten (Abbildung 20 und Abbildung 21) visuell dargestellt wiederfindet.

Oberwinkler Maar

Innerhalb des Maars finden sich Flurnamen, die auf die verschiedenen Nutzungsarten zurückgehen oder einfach nur die Reliefform (z.B. „Berg“) beschreiben. Viele Flurnamen enthalten auch als Präfix Namen der ehemaligen Besitzer (z.B. „Reichel-“).

Hauptsächlich finden sich Flurnamen, die landwirtschaftliche Nutzflächen (hier: Ackerfläche – „Acker“ oder „Flur“; Viehweiden – „Weide“; Flächen der Heuproduktion – „Wies(e)“) oder Niederwaldstücke („Büsch“ und „Heck(e)“) beschreiben. Daneben gibt es noch einzelne Fluren, durch die der Winkeler Bach fließt und diese Stücke beeinträchtigt hat („Tal“) oder es zur Wasserentnahme aus diesem kam („Bruch“ und „Born“).

Historische, bergbauliche Flächen („Kaul“) lassen sich auch finden, jedoch nicht dort, wo die heutige Lavaabbaugrube am östlichen Maarrand liegt. Da die Fluren dieser ehemaligen Nutzung

jedoch u.a. südlich und südöstlich der Grube genannt werden, kann es sich um eine spätere Umlegung der damaligen Abbauflächen handeln.

Die Flurnamen stimmen dennoch weitestgehend mit der heutigen Nutzung überein. Wobei zu beachten ist, dass Forstflächen beschreibende Flurnamen, die die Präfixe „Auf“ oder „Hinter“ haben, Flächen neben einer Waldfläche beschreiben und nur der damaligen Besitzverhältnisse oder der Lage zum Gehöft wegen ihre Benennung erhalten haben.

Tabelle 1: Flurstücknamen und deren Bedeutung

Flurname	Bedeutungen nach DITTMAYER 1963	Kategorie
Fuchs <u>berg</u> Am Fuchs <u>berg</u> Im Fuchs <u>berg</u> Aufm Fuchs <u>berg</u> Robes <u>berg</u> Unter Robes <u>berg</u> Auf den <u>Hügeln</u> Hinter Reimel <u>kern</u> Auf der <u>Hohlweide</u> *	„Berg“: Berg „Hügel“ → „Hübel“: Hügel, Hügelkuppe „Hohl“: Vertiefung, leichter Geländeeinschnitt, kleine Schlucht → kann auch anthropo- gen entstanden sein „Kern“: Bergkern, Bergvorsprung *) auch Kategorie Landwirtschaft	Reliefform
In <u>Tal</u>	„Tal“: Tal, meist mit Gewässerlauf	Gewässer- einfluss
Im <u>Bruch</u> Am Reisch <u>born</u>	„Born“: natürliche Quelle → in der Westeifel: Laufbrunnen im Dorf, Quellbach „Bruch“: Sumpf-/Moorland, durchnässte Wiese	Gewässer mit anthropogener Nutzung
Reichel <u>heck</u> Hinter Reichel <u>heck</u> Auf Reichel <u>heck</u> Reichel <u>heck</u> Flur (auch Kategorie Landwirtschaft) Auf Peters <u>büsch</u> in Peters <u>büsch</u>	„Büsch“: Wald, Nieder-/Bauernwald → in der Eifel: gleichbedeutend mit „Heck(e)“ „Heck(e)“: Nieder-/Bauernwald, Privatwald	Forstbestand mit anthropogener Nutzung
Ober der Peters <u>kaul</u> Brühlenbach <u>skaul</u> Lehm <u>kaul</u>	„Kaul(e)“: Gestein-/Nutzerdegrube „Lehm“: Lehmgrube deren Material zur Fachwerkfüllung oder für den Backofenbau genutzt wurde	Bergbau (anthropogene Nutzung)
In der Hirt <u>wiese</u> Auf der Peters <u>wies</u> In der Peters <u>wies</u> In der Neu <u>wies</u> In der Lang <u>wies</u> Auf der Stock <u>wies</u> in der Boss <u>wies</u> in der Kleew <u>wies</u> Auf der Hohl <u>weide</u> Reichel <u>heck</u> <u>Flur</u> Auf dem <u>Acker</u>	„Acker“: Nutzland, bei ehemaligen Waldflächen auch Eichelmast → in der Westeifel: ständig bebautes Feld „Flur“: großer Landkomplex mit einzelnen Äckern/Kleinfluren „Klee“: Kleewuchs oder auch kleines Flurstück „Weide“: Viehweide, Weideplatz „Wies(e)“: Grasland, Heu-/Grummetgewinnung	Landwirtschaft (anthropogene Nutzung)

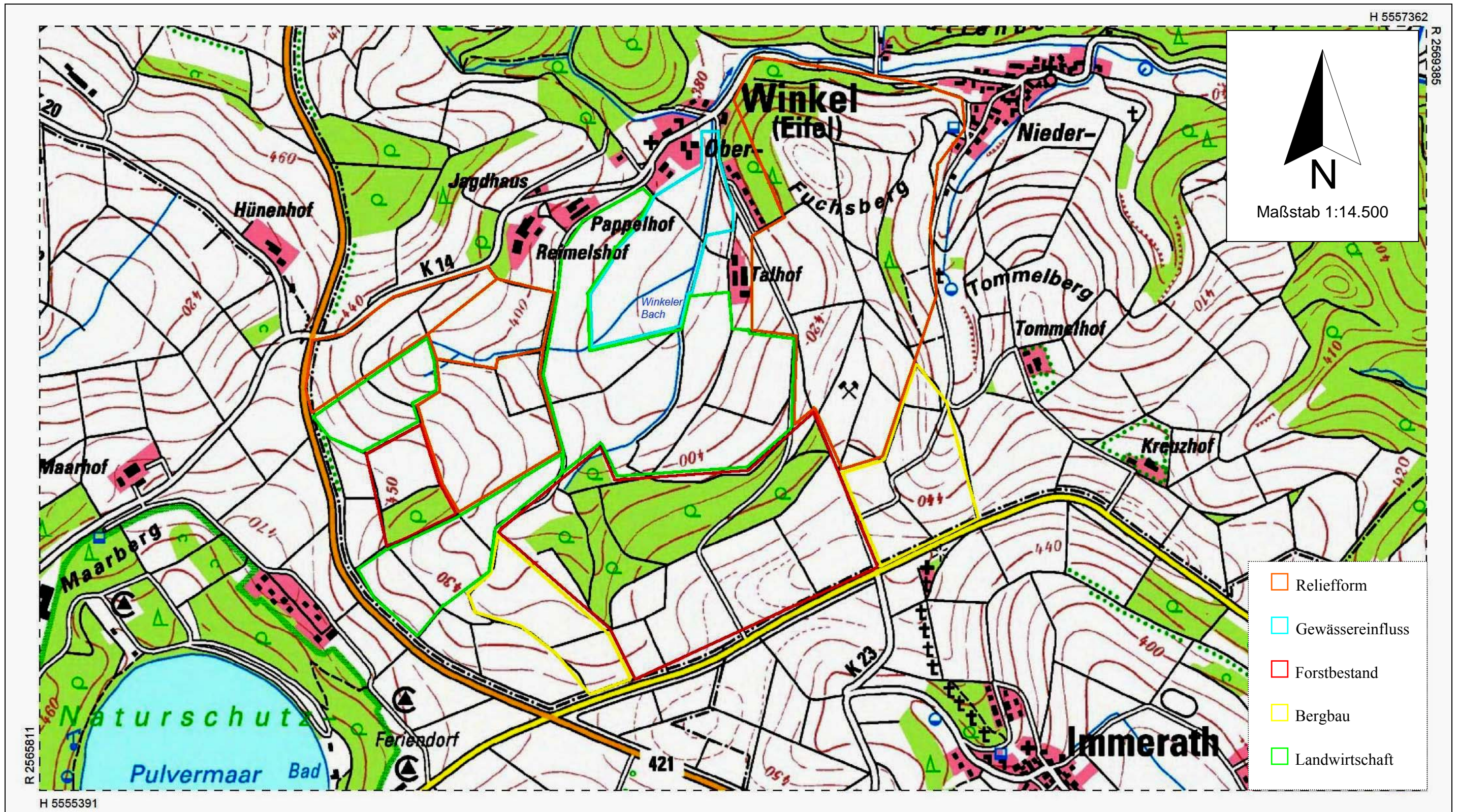


Abbildung 20: historisch basierende Beschreibung und Nutzung der Flurstücke im Oberwinkler Maar (erstellt nach Topographischer Karte 1:25.000 Blatt 5807 Gillenfeld und dem Liegenschaftskataster (Likar 2009))

Jungferweiher Maar

Innerhalb des Maars finden sich Flurnamen die hauptsächlich auf landwirtschaftliche Nutzung oder die Beschreibung einer Waldfläche zurückgehen. Die landwirtschaftlichen Nutzflächen sind verschiedenartiger Natur. Einerseits handelt es sich um Ackerflächen, Obstwiesen oder Wiesen zur Futtergewinnung fürs Vieh. Wobei auch Flurstücke teilweise einfach nur als Grasfläche beschrieben werden („Finkler“). Es kommt aber auch zu einer spezifischen Beschreibung einer Ackerflächenerweiterung durch Rodung („Rodäcker“).

Auch findet sich in den meisten Namen der Bezug zu einem schon damals als Fischteich existierenden Weiher („Weyer“). Weiterhin finden sich gewässerspezifische Bezüge im Hinblick auf die Gewässerregulierung („Loch“), was eine Wasserschleuse, also einen regulierbaren Wasserdurchfluss, beschreibt. So zum Beispiel das schon erwähnte „Maarloch“ als Verbindung zum Ulmener Maar.

Anders als im Oberwinkler Maar gibt es keinen Bezug zu Bergbauaktivitäten über die Flurnamen. Die Flurnamen stimmen noch weitestgehend mit der heutigen Nutzung überein. Wobei zu beachten ist, dass Flurnamen, die die Präfixe „Auf dem“, „Ober dem“ oder „Unter dem“ haben, Flächen neben einer bestimmten Nutzfläche beschreiben, wo die Nutzung ähnlich ist (z.B. als Wiese zur Heugewinnung) und die Lage zu dieser Hauptnutzfläche oder in diesem Fall auch die Lage zum Weiher beschrieben wird.

Tabelle 2: Flurstücknamen und deren Bedeutung

Flurname	Bedeutungen nach DITTMAYER 1963	Kategorie
Auf dem Theobals <u>Bergen</u> Auf der kleinen <u>Hohl</u>	„Berg“: Berg „Hohl“: Vertiefung, leichter Geländeeinschnitt, kleine Schlucht → kann auch anthropogen entstanden sein	Reliefform
Auf dem <u>Moor</u> In der <u>Senkwiese</u> *	„Moor“: Moor, Sumpf „Senk(e)“: Bodenvertiefung, meist wassergefüllt	Gewässer-einfluss
In dem Further <u>Loch</u> Im <u>Pinnloch</u> Ober dem <u>Weier</u> Im <u>Weyerbüsch</u> ** In der <u>Weyerwiese</u> * Auf der <u>Weyerwiese</u> * <u>Weyerfeld</u> unterm hohem <u>Rech</u> *	„Loch“: Verschluss, Schleuse → in der Eifel: Öffnung, Verschluss „Weier“ / „Weyer“: Fischteich *) auch Kategorie Landwirtschaft **) auch Kategorie Forstbestand	Gewässer mit anthropogener Nutzung
Im <u>Weyerbüsch</u> In der Braden <u>Büsch</u>	„Büsch“: Wald, Nieder-/Bauernwald → in der Eifel: gleichbedeutend mit „Heck(e)“ „Heck(e)“: Nieder-/Bauernwald, Privatwald	Forstbestand mit anthropogener Nutzung
Auf <u>Finkler</u> Im <u>Strang</u> an <u>Finkler</u> Ober dem <u>Rodäcker</u> Unter dem <u>Rodäcker</u> Unterm <u>Mistweg</u> In der <u>Flurwiese</u> In der <u>Senkwiese</u> In der <u>Weyerwiese</u> Auf der <u>Weyerwiese</u> <u>Weyerfeld</u> unterm hohem <u>Rech</u> Unter dem hohen <u>Rech</u> <u>Neuwiese</u> In Delbachs <u>Bongert</u> Hinter dem Delbachs <u>Bongert</u> Auf dem <u>Obst</u> Unter dem Schweins <u>wasen</u>	„Acker“: Nutzland, bei ehemaligen Waldflächen auch Eichelmast → in der Westeifel: ständig bebautes Feld „Bongert“ → „Bungert“: Obstwiese „Feld“: Feldflur, mehrere Äcker, Ackerland „Fink“: Immergrün „Flur“: großer Landkomplex mit einzelnen Äckern/Kleinfluren „Mistweg“: Feldweg zwischen den Äckern zum Mistfahren „Obst“: Obstwiese „Rech“: Grassstreifen an Wegen oder am Rand von Hangterrassen „Rod“: Rodungsfläche zur Acker-/Siedlungserweiterung „Strang“: langes, schmales Landstück „Wasen“: Grasplatz, Dorfrasen, teils feuchter Untergrund „Wies(e)“: Grasland, Heu-/Grummetgewinnung	Landwirtschaft (anthropogene Nutzung)

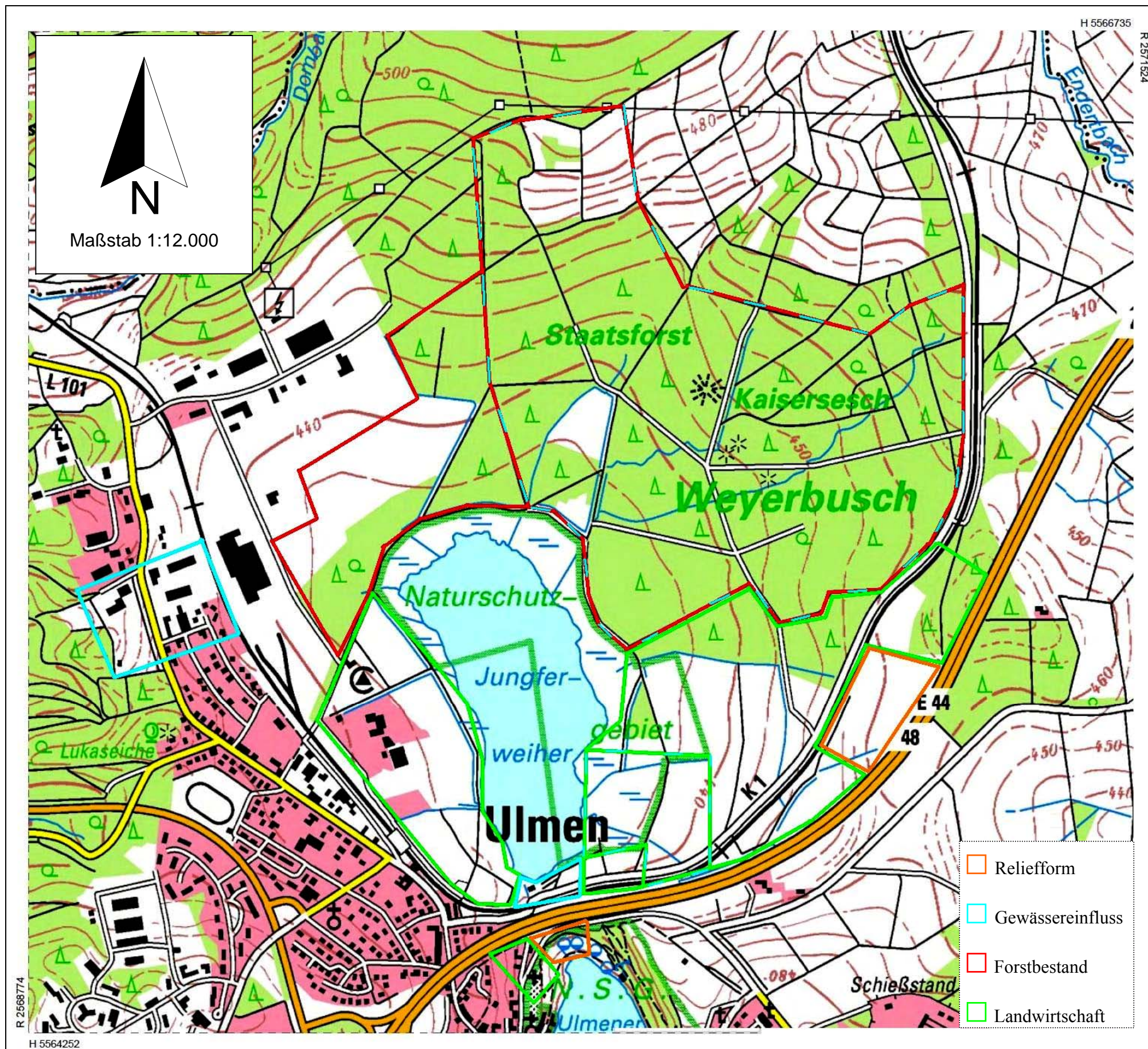


Abbildung 21: historisch basierende Beschreibung und Nutzung der Flurstücke im Jungferweiher Maar (erstellt nach Topographischer Karte 1:25.000 Blatt 5707 Kelberg und dem Liegenschaftskataster (Likar 2009))

8 Archäologische Funde

Jungferweiher Maar

Im Jungferweiher Maar und seiner Umgebung (Abbildung 22) sind zahlreiche Funde³ von der keltischen, römischen und fränkischen Kultur belegt. Vereinzelt finden sich auch vorkeltische Relikte. Die Erschließung des hiesigen Eifelraums zu Siedlungs- und Wirtschaftszwecken begann also schon vor der Besiedlung durch die Kelten (800 – 300 a BC). Im Jungferweiher Maar finden sich Siedlungsreste wie auch Hügelgräber der Kelten im heutigen Waldgebiet nordöstlich des Weihers.

Im Ulmener Maar überwiegen die jüngeren Relikte von Siedlungsresten aus Römer- und Frankenzeit. Insgesamt ist die Region besonders stark durch das römische Straßennetz erschlossen worden (LÖHR & VON BERG 2009: 60-64).

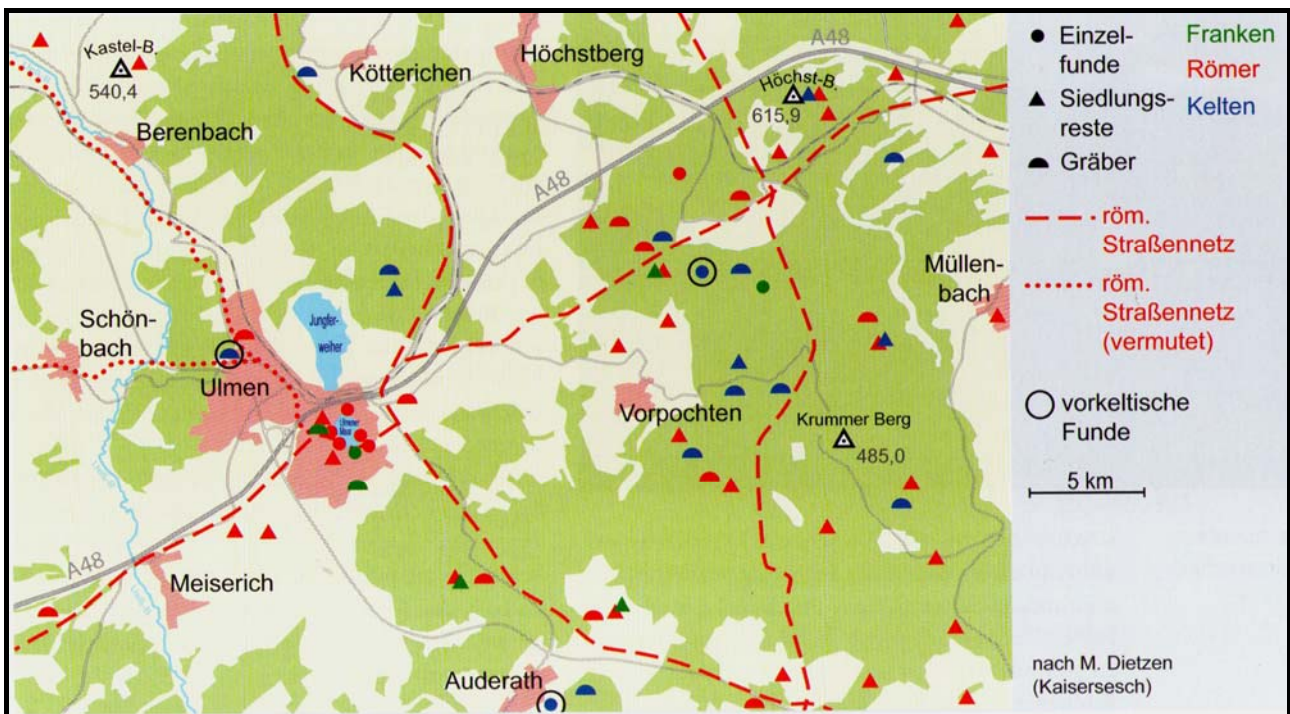


Abbildung 22: Archäologische Funde im Raum Ulmen (LÖHR & VON BERG 2009: 61, Abb. 9.2)

Oberwinkler Maar

Innerhalb des Maars sowie oberhalb des Kraterwalls gibt es Funde von römischen Scherben auf den Ackerflächen und auch Hügelgräber aus römischer Kaiserzeit, die vermutlich zur schon damals existierenden Siedlung im Maar gehörten. Im heutigen Niederwinkel (nordöstlich, außerhalb des Maars am Bachlauf gelegen) finden sich Belege für römische Bauernhöfe einer „normalen Wirtschaftszone“ (HEINRICH 2006: Kat.-Nr. 141 & 384, JANSSEN 1975: 245).

³ bezieht sich hauptsächlich auf oberirdisch sichtbare Relikte

In der näheren Umgebung sind auch ehemalige römisch Siedlungen mit Villenbau bekannt sowie die Anlage einer künstlichen Seenanlage mittels Staudämmen bei Saxler (nordwestlich des Oberwinkler Maars gelegen) (LÖHR & NEYSES 1997: 51-66).

Die jüngsten archäologischen Relikte der Siedlungsgeschichte von der Ortschaft Winkel ist die Wüstungsfläche „Robishof“ im Zentrum des heutigen Ortsteil Oberwinkel. Das Gehöft wurde 1632 von den Schweden während des Dreißigjährigen Kriegs niedergebrannt (JANSSEN 1975: 245).

9 Methoden

9.1 Bohrkerne

Die Bohrkerne OW1 (Standort Oberwinkler Maar) und JW3 (Standort Jungferweiher Maar) wurden beide im Rahmen des ELSA-Projekts (seit 1999) des geowissenschaftlichen Instituts der Johannes Gutenberg-Universität Mainz erbohrt. Es handelt sich bei beiden Bohrungen um Rammkernbohrungen/Seilkernbohrungen (Abbildung 23), erbohrt durch die Firma „Steuben“.

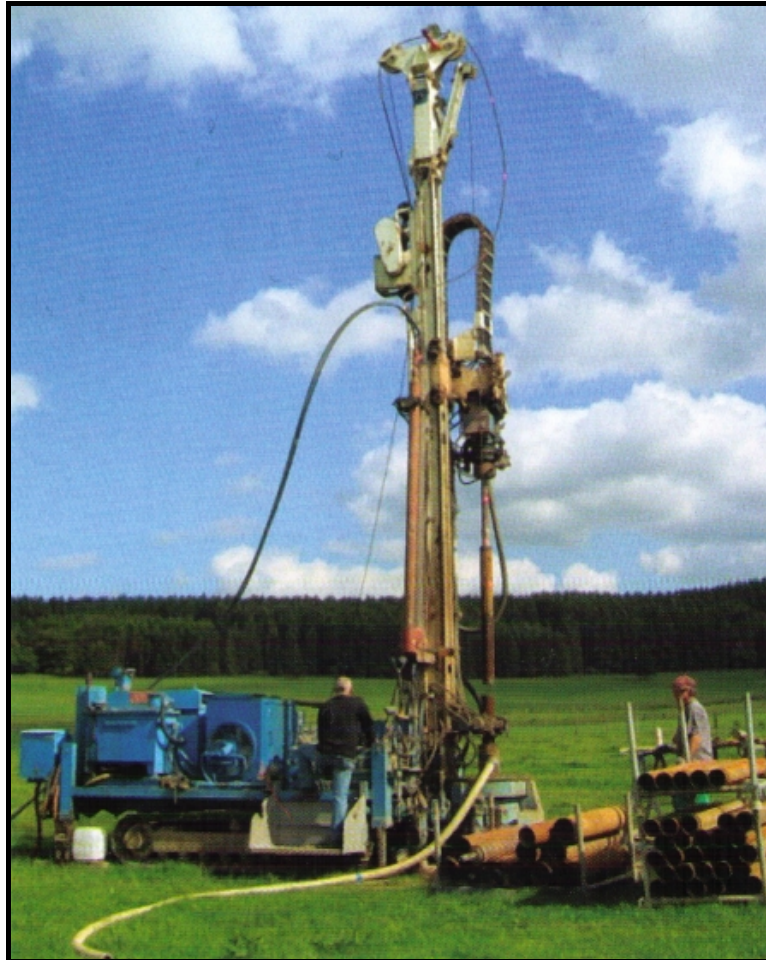


Abbildung 23: Bohrgerät des Seilkernverfahrens im Einsatz (SIROCKO 2009: 34)

Die Bohrung im Oberwinkler Maar (R: 2567521 H: 5556531 – 385 m ü. N.N.)⁴ ist direkt neben dem Winkler Bach niedergebracht wurden (Abbildung 24) und hatte eine Endteufe von 49 m erreicht. Die Bohrung wurde bei der Erbohrung des Abschnittes 48-49 m beendete, da ein tieferes Niederbringen durch das Treffen eines Aquifers⁵ nicht möglich war. Das Bohrloch wird heute vom Grundstücksbesitzer als natürlicher Brunnen zur Wasserentnahme für eine Viehtränke genutzt.

⁴ Gauß-Krüger-Koordinaten (Zone 2)

⁵ wasserführende Schicht im Untergrund

Die Bohrung im Jungferweiher Maar (R: 2569597 H: 5565262 – 435 m u. N.N.)⁶ wurde westlich des Jungferweihers auf einer Wiese direkt neben einem Forstweg durchgeführt (Abbildung 25) und wurde bis zu einer Endteufe von 156 m niedergebracht.

Nach der Bohrung kamen die Kerne ins Kühllager des Instituts, wobei die Kerne zuvor in zwei Hälften zersägt wurden (A- und B-Kern). Die Lagertemperatur beträgt +6 °C. Der B-Kern ist der Teilkern, der aktuell für Untersuchungen zur Verfügung steht. Die Fotos der Kerne (Abbildung 26 und 27) stammen vom A-Kernteil, der zu Archivierung unter Tiefkühlung eingelagert ist.

⁶ Gauß-Krüger-Koordinaten (Zone 2)

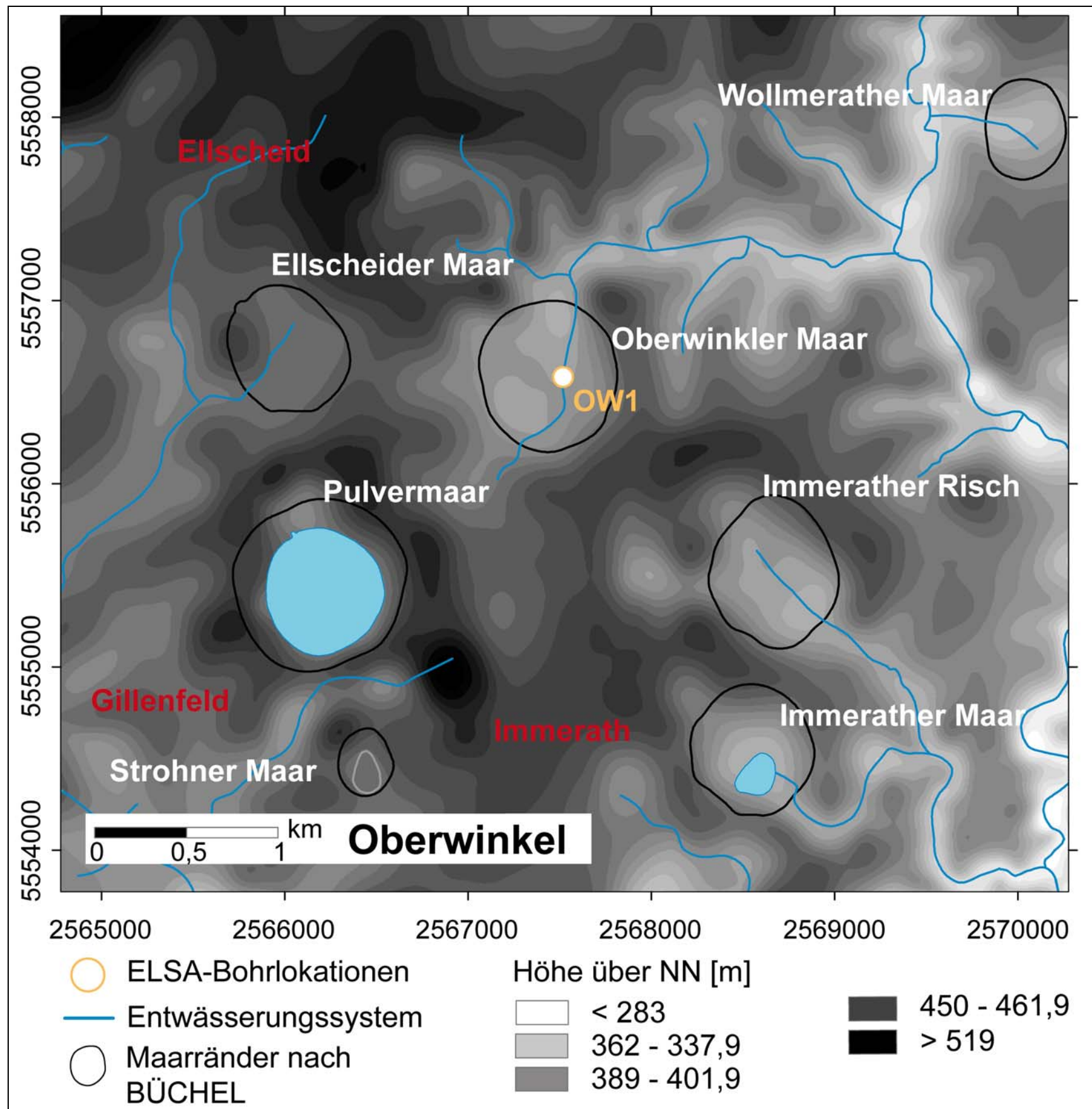


Abbildung 24: Karte der Bohrlokation Oberwinkler Maar (OW1)

Kartographie: Dipl.-Geogr. Stephanie Grim

Erstellt nach:

BÜCHEL, G. (Hrsg.) (1994): Vulkanologische Karte der West- und Hocheifel 1:50.000, im Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz, Koblenz.

Landesamt für Vermessung und Geobasis-information Rheinland-Pfalz: DGM 25 im 25 m-Gitter.

NASA (2009): ASTER Global Digital Elevation Map Announcement. Internet: <<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>> (Stand:16.07.2009)

JARVIS, A., REUTER, H.I., NELSON, A. UND GUEVARA, E. (2006): Hole-filled seamless SRTM data V3. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). Internet: <<http://srtm.csi.cgiar.org>> (Stand:05.06.2009).

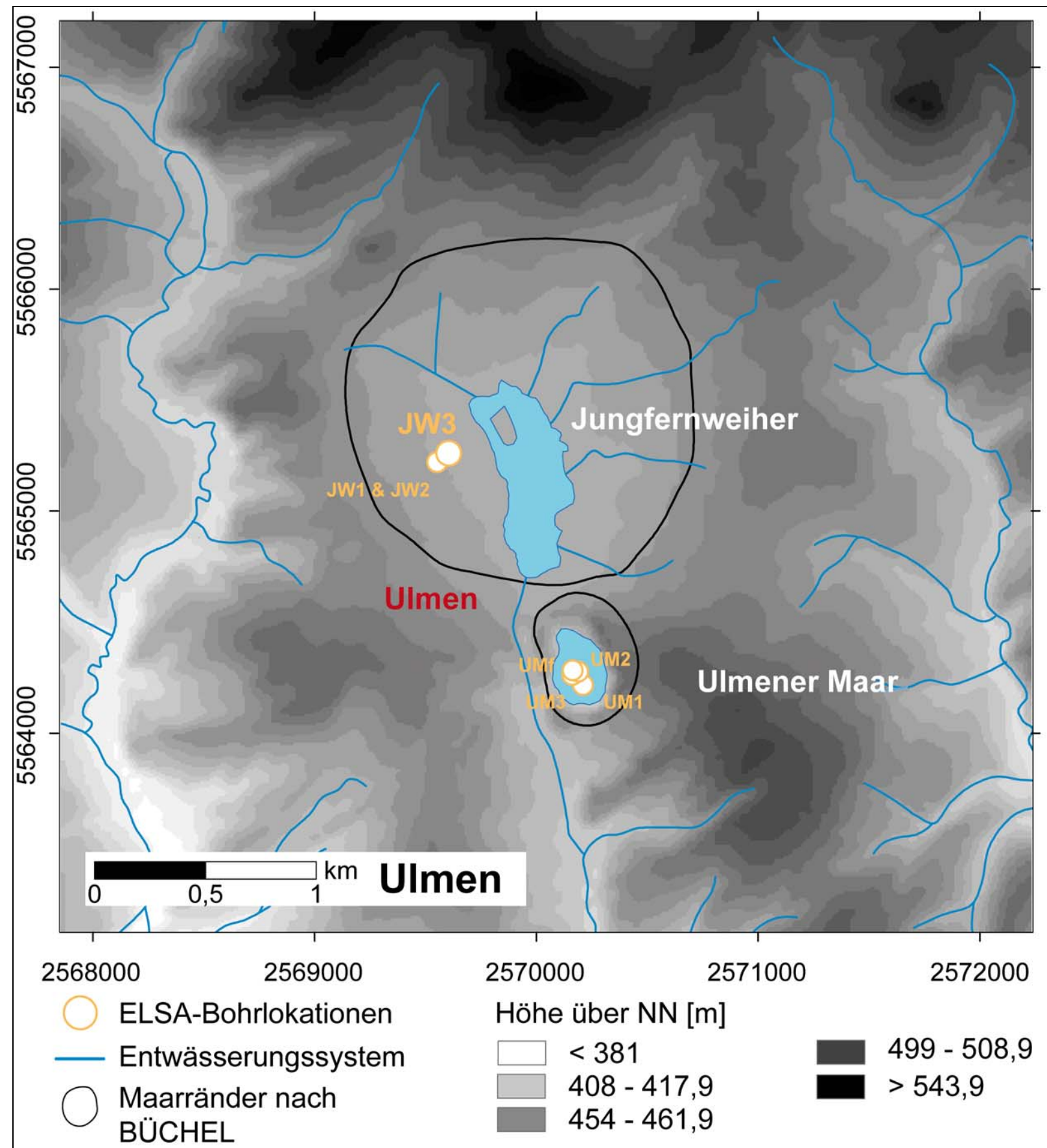


Abbildung 25: Karte der Bohrlokalisierung Jungferweiher Maar (JW3)

Kartographie: Dipl.-Geogr. Stephanie Grim

Erstellt nach:

Büchel, G. (Hrsg.) (1994): Vulkanologische Karte der West- und Hocheifel 1:50.000, im Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz, Koblenz.

Landesamt für Vermessung und Geobasis-information Rheinland-Pfalz: DGM 25 im 25 m-Gitter.

NASA (2009): ASTER Global Digital Elevation Map Announcement. Internet: <<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>> (Stand:16.07.2009)

Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A. und Guevara, E. (2006): Hole-filled seamless SRTM data V3. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). Internet: <<http://srtm.csi.cgiar.org>> (Stand:05.06.2009).

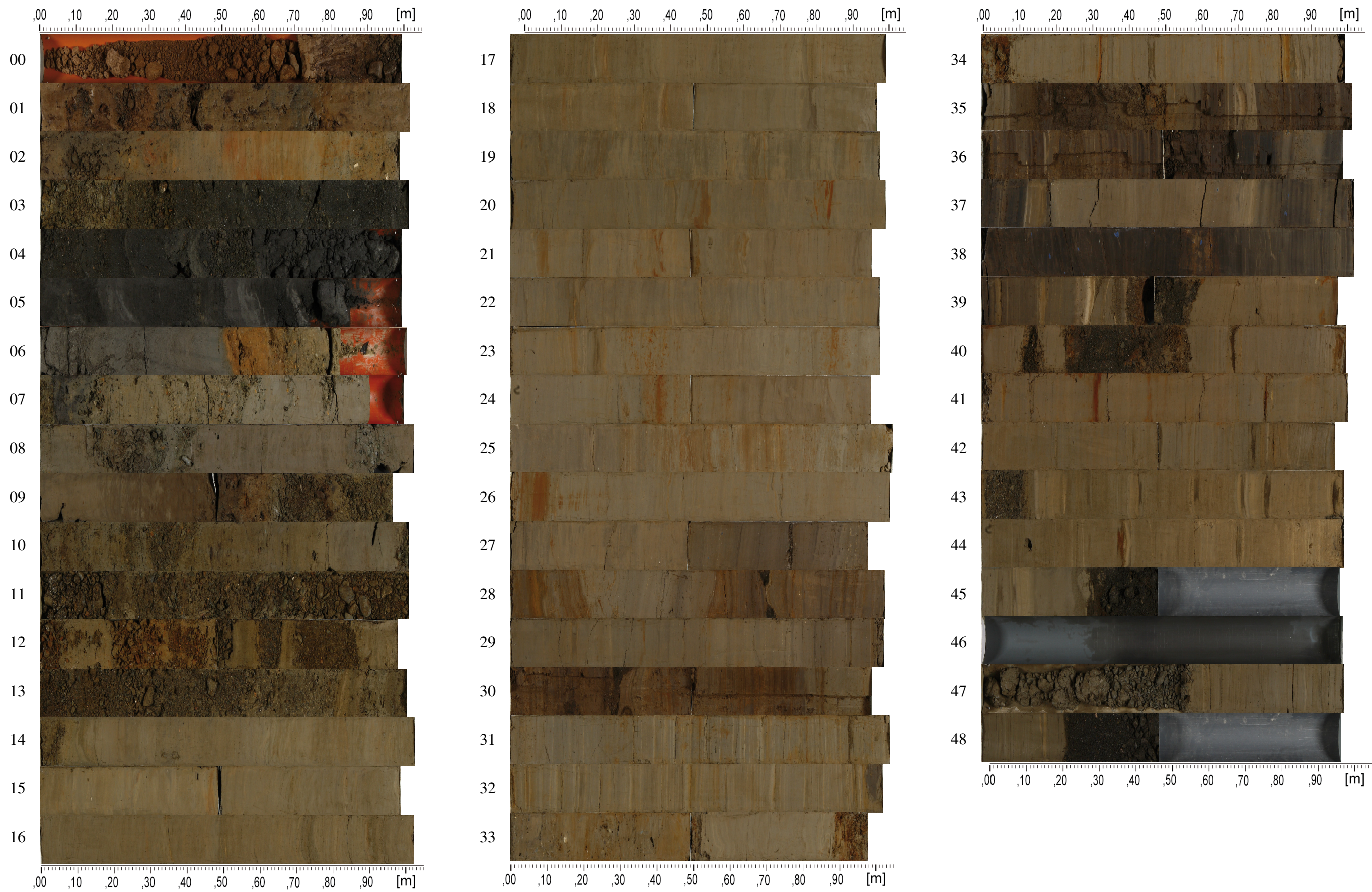


Abbildung 26: Kern OW1 (Oberwinkler Maar) 0 - 49 m

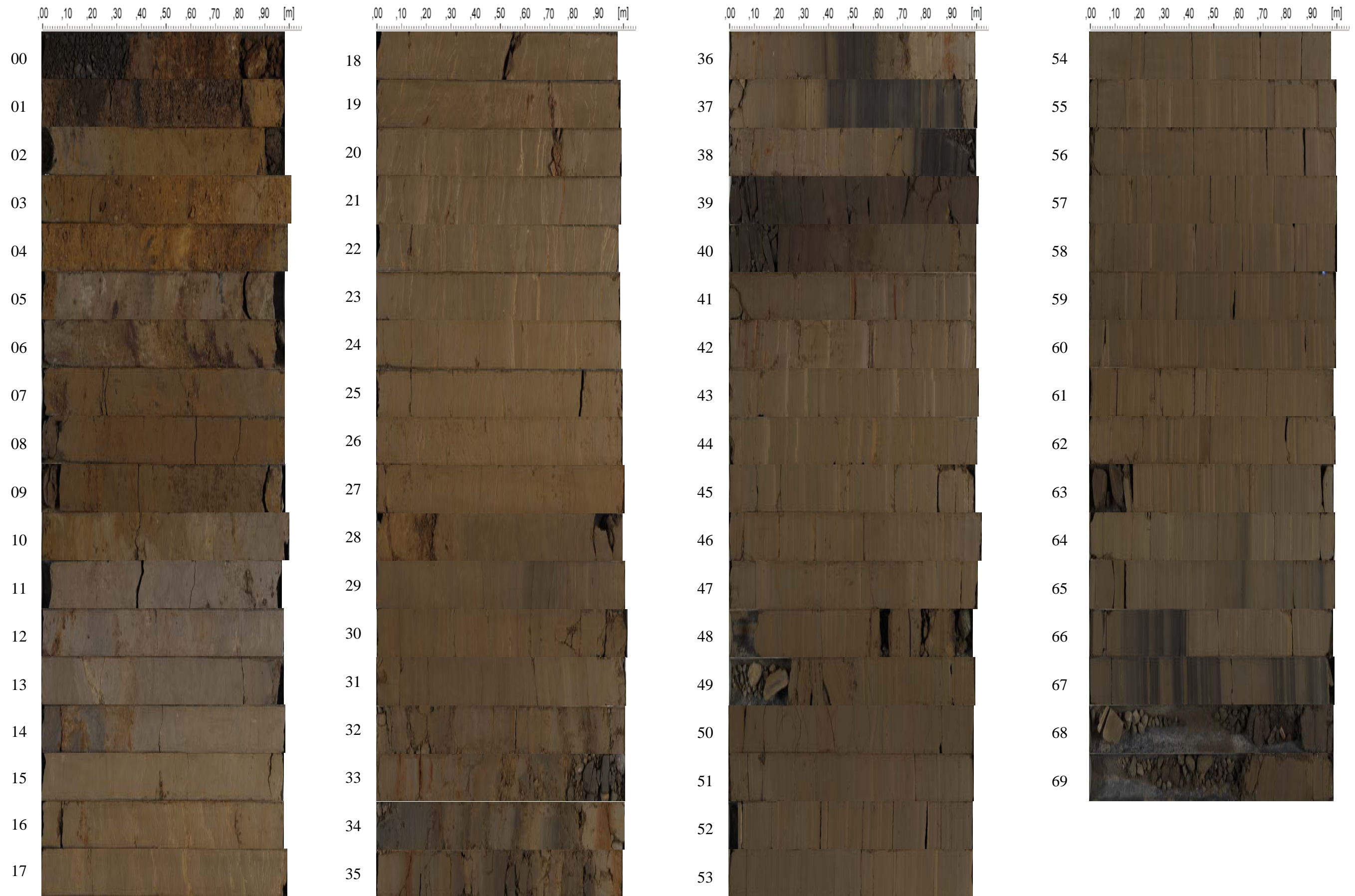


Abbildung 27: Kern JW3 (Jungferweiher Maar) 0 - 70 m

Im Rahmen des ELSA-Projekts wurden an den beiden Bohrkernen ^{14}C -Datierungen und Pollenanalysen durchgeführt. Im Hinblick auf Ergebnisgewinnung im Bereich der Vegetations- und Umweltentwicklung sowie der Erörterung von Eventstratigraphien⁷ und die damit verbundene Parallelisierung von Eventerscheinungen in den verschiedenen Maaren.

Am Kern JW3 (und D3 – Bohrung im Dehner Maar) gab es eine Untersuchung der Mineralogie von Vulkanevents (verschiedene Tiefen in den Kernen), um diese in Zukunft besser einordnen und korrelieren zu können (LENAZ, MARCIANO, VERES, DIETRICH & SIROCKO 2010).

Am Kern OW1 (35 bis 39 m Tiefe) wurde an Hand von organischen Resten die Umweltentwicklung der Sauerstoff-Isotopenstufe 3 (engl. Oxygen Isotopic Stage - OIS, 60 - 50 ka BP) erforscht (ENGELS, BOHNCKE, HEIRI, SCHABER & SIROCKO 2008).

9.2 Probennahme

Vor der Probennahme wurden die Kerne visuell in einzelne Abschnitte unterteilt, so dass es schon vorher zu einer groben Aufteilung des erbohrten Profils an Hand des Materials und dessen Farbton kam (Abbildung 28 und 29). Demzufolge sollte bei der Entnahme der Proben keine Mischung von Material aus unterschiedlicher Lagen vorkommen.

Für den OW1 wurden die Proben in circa 10 cm Abschnitten entnommen, so dass auf einen Horizont mehrere Proben entfallen konnten. Die hochauflösendere Probennahme sollte ermöglichen auch innerhalb von Lagen bzw. Horizonten Veränderungen bei der mikroskopischen Analyse erkennen zu lassen, die man bei der Bohrkernaufnahme nicht visuell wahrgenommen hat. Der Kern des OW1 wurde bis zu der Tiefe von 14,0 m beprobt, da ebenso unklar war, wann es zur Verlandung des Maarsees und somit zum erstmaligen Einsetzen einer Bodenbildung gekommen ist. Die vielen Proben sollen auch der möglichst genauen Festlegung dieser Grenze dienen.

Für den JW3 sind die Proben aus den einzelnen Lagen (unabhängig von der Mächtigkeit) entnommen worden. Durch den deutlichen Übergang von Rutschungsschutt zu Seesedimentlagen bei einer Tiefe von 1,85 m im Kernprofil, stand schon nach der visuellen Kernaufnahme fest, dass sich die Bodenhorizonte in den oberen beiden Metern entwickelt haben. Der Kern wurde also bis zu einer Tiefe von 2,0 m beprobt.

Es wurden am OW1 für die mikroskopische Analyse zunächst 121 Proben und am JW3 8 Proben entnommen. Für die später folgende Korngrößenanalyse wurden aus dem OW1 11 und aus dem JW3 8 Bodenproben entnommen. Diese Proben wurden einem jeweiligen Horizont entnommen und

⁷ Die Eventstratigraphie gliedert Gesteinsabfolgen an Hand von - im geologischen Sinne - kurzfristigen Ereignissen, so genannten Events. (MURAWSKI & MEYER 1998)

sollen nach der Analyse die Daten liefern, die die Bodenbildung/-entwicklung in ihren einzelnen Phasen beschreibbar macht.

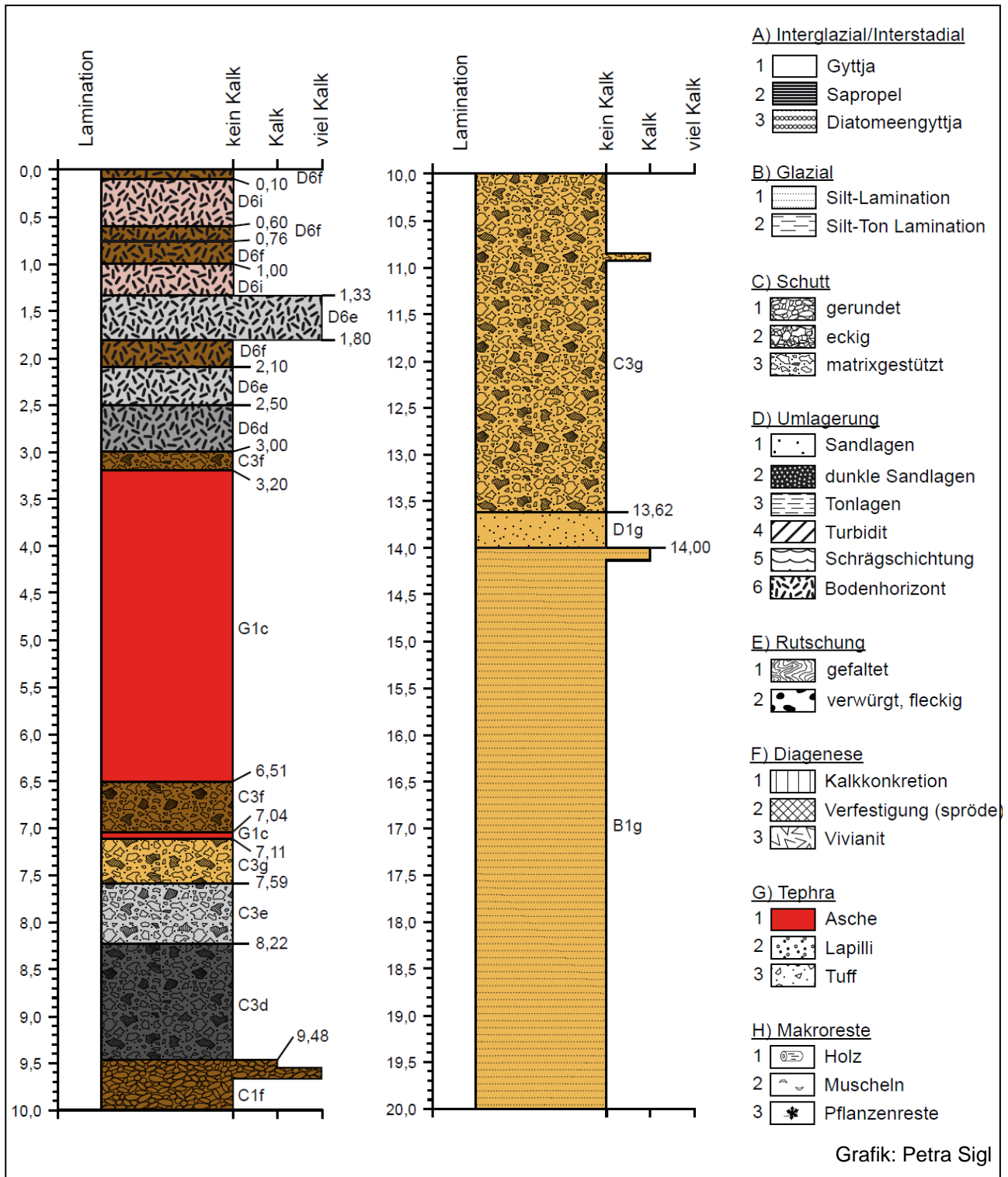


Abbildung 28: Profil zum Kern OW1 (0 - 20 m)

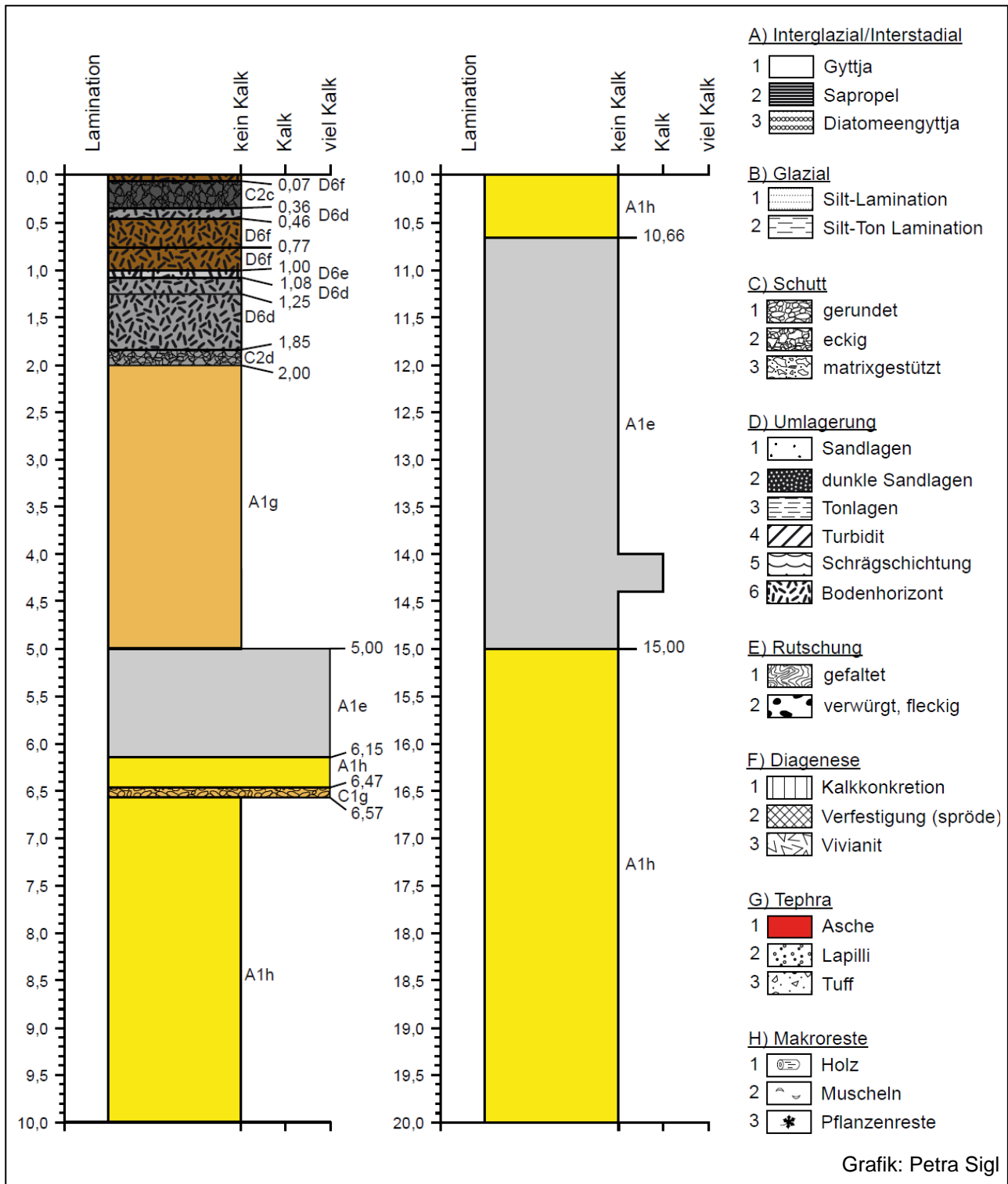


Abbildung 29: Profil zum Kern JW3 (0 - 20 m)

9.3 Schlämmen

Um verwertbares Material für diese visuelle Analyse zu erhalten werden die entnommenen Proben geschwemmt. Bevor es jedoch zum Schlämmen kam mussten die Proben aufbereitet werden, da sich durch die Bohrung selbst und die spätere Lagerung das Material sich teilweise stark verdichtet und verfestigt hat. So wurden die Proben zunächst mit Wasser versetzt, um die einzelnen

Bestandteile voneinander zu lösen. Bei besonders tonhaltigen Proben, wurde noch eine Gefriertrocknung⁸ durchgeführt, um die besonders stark mit Ton verklebten Materialpartikel voneinander zu lösen.

Das Schlämmen selbst erfolgte nach der DIN EN ISO 22475-1. Die Probe wird hierbei mit viel Wasser versetzt, um danach mittels Siebung die benötigten Bestandteile zu erhalten. Es wird ein 200µm Sieb verwendet um zu kleine Korngrößenanteile (Tonfraktion) zu entfernen. Ebenso werden zu große Komponenten (Schutt/Kies, vulkanische Bomben) mit einem 2mm Sieb weggeführt. Übrigbleiben also die Aschen bzw. die Korngrößen Silt und Sand. Auch werden organische Materialien (Abbildung 30), die beim Schlämmverfahren meist oben auf schwimmen, für die visuelle Untersuchung aufgehoben bzw. können auch für Datierungsverfahren benutzt werden.

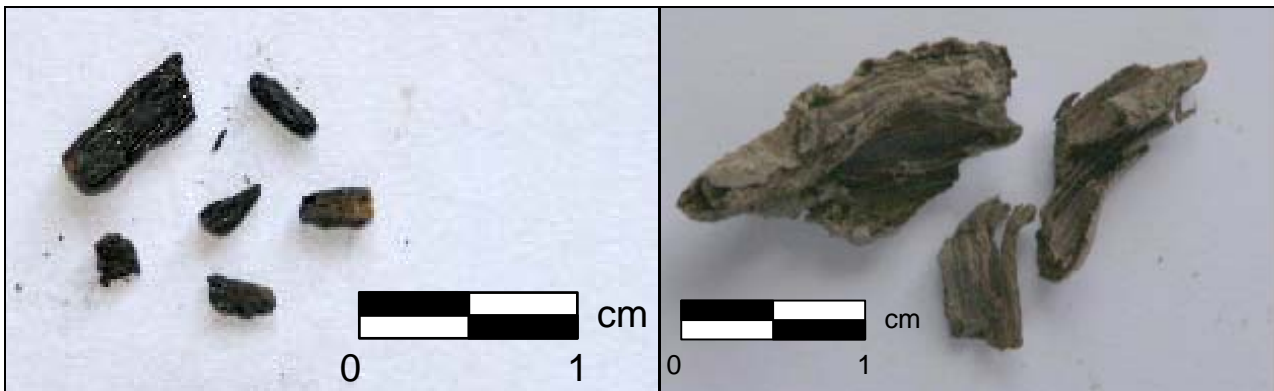


Abbildung 30: Organische Makroreste

rechts: Holzkohlefragmente (OW1, 0,8 - 0,9 m)

links: Holzstücke (OW1, 1,7 - 1,8 m)

9.4 Mikroskopische Analysen

Die pyroklastische Sedimente der Eifel weisen eine Vielzahl von Mineralen und gefritteten Gesteinsfragmenten auf. Verschiedene Tephren bestehen auch aus unterschiedlichen Mineralen je nach Herkunftsvulkan. Zu den am häufigsten auftretenden Mineralen gehören die Glimmer, Pyroxene, Ampibole, Biotite und Calcite. Gefrittete Gesteine sind die regionalen Grundgebirgsgesteine die durch den Einfluss der hohen Temperaturen der eruptiven Materialien verhärten oder verglasen. Bei Eruptionsmaterial von Maaren ist der Anteil von gefritteten Komponenten hoch, so dass sich deutliche Unterschiede zu anderen Vulkansauswürfen – z.B. die hellen Ablagerungen des Laacher-See-Vulkans – ausmachen lassen. So ist es also möglich durch

⁸ Die mit wenig Wasser durchsetzte Probe wird zunächst eingefroren und dann mit dem Gefriertrockner „Christ Alpha 1-4 LSC“ bei -28°C unter Vakuum (ca. 1510 mbar) gefriergetrocknet. Bei der Gefriertrocknung, geht das Eis direkt in Wasserdampf über (Sublimation), der an Kühlstäben im Gerät wieder in Eisform ansetzt und so die Probe getrocknet wird bzw. durch den unmittelbaren Eisentzug die verklebten Partikel von einander gelöst werden.

visuellen Vergleich der einzelnen Minerale und Gesteinsbestandteile festzustellen woher das Material stammt.

Unter einem Mikroskop (hier: „Olympus BX1“) mit 5- bis 10-facher Vergrößerung lassen sich die aufbereiteten Proben dann problemlos genauer untersuchen, so dass die einzelnen Minerale anhand der Kristallstruktur, dem Bruch und anderen Merkmalen erkannt werden können. Auch die Merkmale der anderen Bestandteile (u.a. Struktur, Mineralzusammensetzung) können ermittelt werden, so dass sich auch diese identifizieren lassen. Wie schon erwähnt gab es für den OW1 eine höhere Probenanzahl, um mögliche Differenzen innerhalb der Schichten erkennen zu können. Solche innerschichtlichen Unterschiede sind jedoch im Fall des OW1 nicht im großen Rahmen aufgetreten, dazu aber in der Ergebnisauswertung mehr. Neben der höheren Informationsgewinnung, ist der Aufwand entsprechend höher gewesen als beim JW3.

Die visuelle Auswertung der Proben sollte hauptsächlich zur Identifizierung von bestimmten Mineralen bzw. Bestandteilen führen, so auch die Feststellung des Vorkommens der Laacher-See-Tephra (LST). Hierbei wurde besonderes Augenmerk auf die auffälligen kugelförmigen, hellen Bimskörner gelegt. Die genannten Bimskörner und weitere „Zeigerpartikel“ wurden zuvor bei der Auswertung des LST-Bandes aus dem Schalkenmehrener Maar gefunden und in 3D-Foto-Aufnahmen dokumentiert⁹ (Abbildung 31).

Die Aufnahmen wurden mit dem „Cell* Soft Imaging System“ gemacht. Hierbei ist eine Olympus U-TVO Kamera am Mikroskop installiert, die mittels der Systemsoftware Digitalfotos in Serie aufnimmt. Die Serie besteht dabei aus Fotos, die immer eine andere Höhenebene des fotografierten Objekts „scharf“ zeigen. Durch das „Extended Focal Imaging“ (EFI) können dann die in Serie aufgenommenen Fotos in ein 3D-Bild zusammengesetzt werden.

Zur Dokumentierung der Analyse wurden von jeder Probe 3D-Foto-Aufnahmen (siehe Anhang) gemacht, die die Zusammensetzung der Probe aus verschiedenen Mineralen oder organischen Resten zeigen. In einigen Fällen wurden auch die wichtigsten Körner – so zum Beispiel die Bimskörner der Laacher-See-Tephra – aus einer Probe zusammengetragen, um noch mal Einzel-3D-Aufnahmen zu machen.

Neben der visuellen Feststellung der Partikel der Laacher-See-Tephra gab es ferner noch die Analyse dieser unter einer Mikrosonde.

⁹ Gesamte Foto-Dokumentation im Anhang

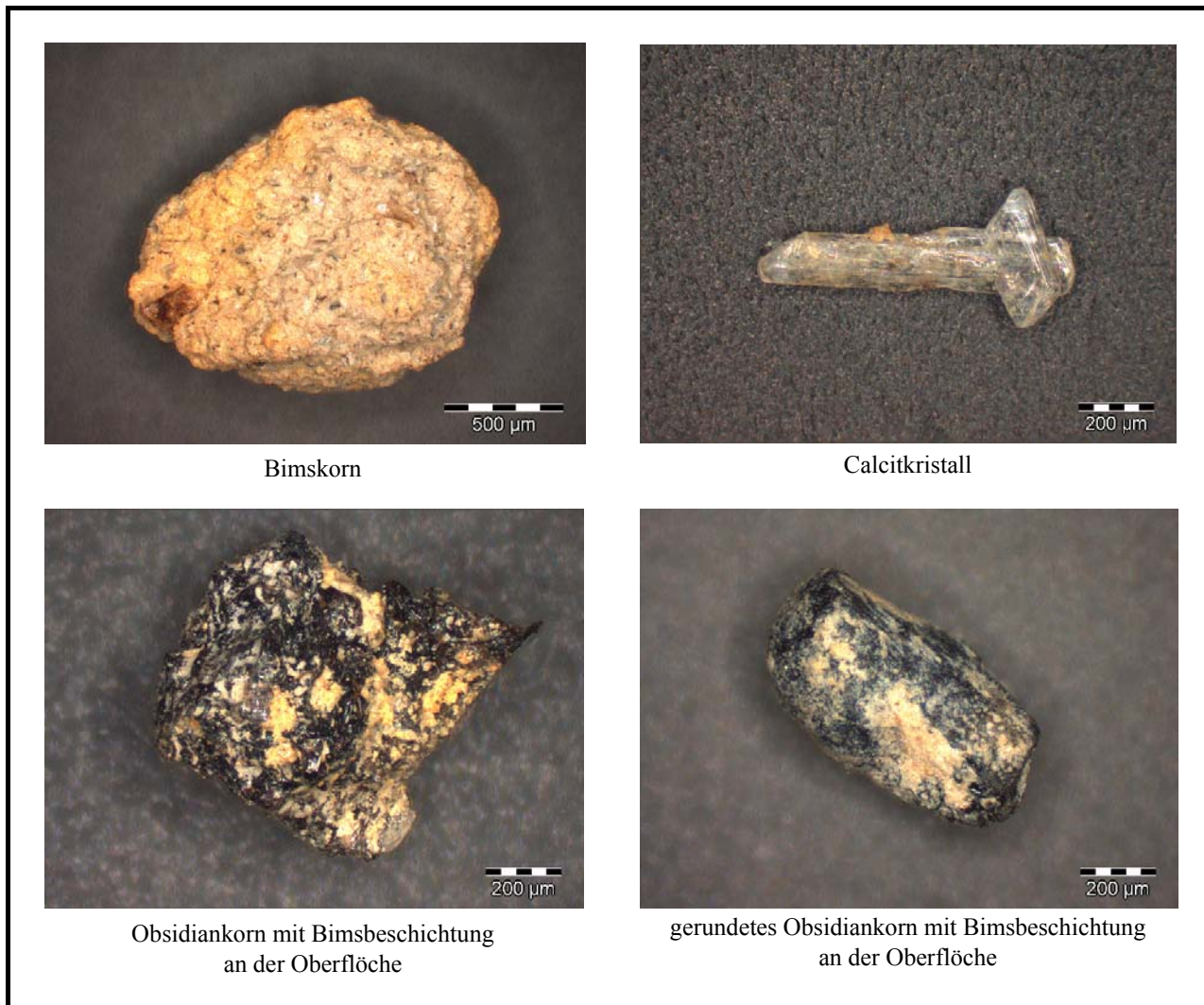


Abbildung 31: LST-Körner (Auswahl) aus dem Schalkenmehrener Maar (Kern SM3, bei 6,26 m)

9.5 Mikrosondenmessung

Bei der Elektronen-Strahl-Mikrosondenmessung wird an Hand von Glaspartikeln einer Probe deren chemische Zusammensetzung ermittelt. Glaspartikel erkennt man an seiner homogenen Masse. Die eingeschlossenen verschiedenen Elemente können dann mit der Emissionsmessung (Messung der durch die Bestrahlung erzeugten Wellen der einzelnen Elemente) ermittelt werden. Je nach Verhältnis der chemischen Elemente, kann so der Herkunftsvulkan bestimmt werden. Die Messungen wurden von Herrn Dr. Buhre des Instituts für Geowissenschaften der Universität Mainz durchgeführt.

Zur Vorbereitung der Mikrosondenmessung wurden die Bimsekörner in Hartwachs gegossen, um durch anschließendes Abschleifen eine Oberfläche quer durch die Bimskörner zu erhalten, so dass auch die Glaspartikel in den Körnern eine geeignete Beschussfläche erhalten (Abbildung 32).

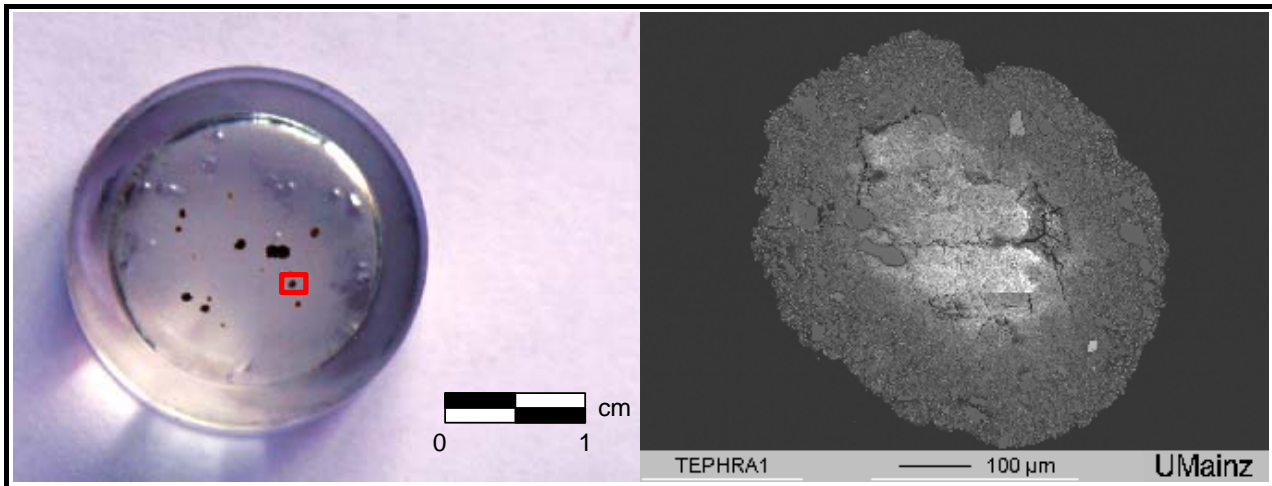


Abbildung 32: Bimskörner in Hartwachsguss (links) und für die Messung gewähltes Korn mit homogenen Partikeleinschlüssen (rechts)

Die Ergebnisse der Mikrosondenmessung waren jedoch unzulänglich, da keine Elementzusammensetzung bestimmt werden konnte. Diese Fehlergebnisse können auf einer Verschmutzung der Glaspartikeloberfläche beruhen oder es handelt sich um Mikrowassereinschlüsse und nicht um Glas (mündliche Mitteilung Dr. Buhre - April 2011).

Es ist festzuhalten, dass sich Bimskörner also nicht für eine Mikrosondenmessung eignen, da auch andere homogene nicht messbare Partikel eingeschlossen sind und so eingeschlossene Glaspartikel nicht eindeutig zu identifizierbar sind. Ohne eine erfolgreiche Messung dieser Methode kann auch nicht der Herkunftsvulkan verifiziert werden.

9.6 Korngrößenanalyse

Mörsern und Bestimmung des Skelettanteils

Bevor überhaupt mit einer Sedimentprobe im Labor weitergearbeitet werden kann, muss diese eingewogen, gemörsert und anschließend gesiebt werden. Die Einwaage repräsentiert das Gesamtgewicht der Probe und ist nötig, um später die Anteile Grob- und Feinboden (größer als 2mm-Anteil zu kleiner als 2mm-Anteil) zu berechnen. Das Mörsern dient dazu, die einzelnen Sedimentbestandteile, ohne diese zu zerstören, voneinander zu trennen. Die Probe wird hierzu über ein feinmaschiges Sieb (2mm-Sieb) in eine größere Porzellanschale (Reibschale) gegeben. Das im Sieb verbliebene Material kann per Hand von sehr großen Steinen befreit werden, die das Mörsern verstärkt erschweren würden. Auch wird so vermieden, dass von den Steinen Teile abgetrennt werden, die dann das Verhältnis von Grob- zu Feinboden verfälschen könnten. Ist der Störfaktor an großen Steinen aus dem Sieb entfernt, wird der restliche Rückstand im Sieb auch in die Reibschale mit dem dortigen Bodenmaterial zum Mörsern vermischt, da es sein könnte, dass manche

scheinbaren kleineren Steine, die im Sieb hängen geblieben sind, nur verklebte Sande, Schluffe oder Tone sein können.

Man behandelt beim Mörsern das Material solange mit dem Mörserstab (Pistill) bis man keine sichtbare Veränderung in der Sedimenttrennung (Korngrößentrennung) mehr erkennen kann. Nun wird die Probe noch einmal durch das 2mm-Sieb gegeben, um die restlichen „tatsächlichen“ Steine von dem Feinbodenmaterial zu trennen. Diese werden dann mit den schon herausgefilterten Steinen zusammengefügt und gewogen. Man erhält somit das Gewicht des Skelettanteils (Groboden) und kann nun den prozentualen Anteil an der Gesamtprobe berechnen. Das restliche gemörserte Material stellt folglich den prozentualen Anteil an Feinboden dar, der für weitere Analysen und Messungen verwendet wird.

pH-Wert

Die nach DIN ISO 10390 durchgeführte pH-Wert-Messung wird als Bestimmung der Acidität eines Bodens verstanden. Dies bedeutet der pH-Wert repräsentiert den negativen dekadischen Logarithmus der wirksamen Wasserstoffionen-Konzentration ($= \text{H}_3\text{O}^+$) bzw. die Wasserstoffionen-Aktivität in einer Bodenlösung. Diese Acidität des Bodens ist also ein Maß für den Reaktionszustand eines Bodens sowie der damit verbundenen Nähr- und Schadstoffdynamik eines Standortes (Tabelle 3) (EMDE & SZÖCS 2006: 43f.).

Tabelle 3: Einstufung des pH-Wertes (erstellt nach AG Boden: 367)

pH-Wert	Bezeichnung
$\geq 10,7$	extrem alkalisch
10,0 bis $< 10,7$	sehr stark alkalisch
9,3 bis $< 10,0$	stark alkalisch
8,6 bis $< 9,3$	mäßig alkalisch
7,9 bis $< 8,6$	schwach alkalisch
7,2 bis $< 7,9$	sehr schwach alkalisch
6,8 bis $< 7,2$	neutral
6,1 bis $< 6,8$	sehr schwach sauer
5,4 bis $< 6,1$	schwach sauer
4,7 bis $< 5,4$	mäßig sauer
4,0 bis $< 4,7$	stark sauer
3,3 bis $< 4,0$	sehr stark sauer
$< 3,3$	extrem sauer

Zum Erhalt dieser Informationen werden von jeder Probe 5 ml Boden genommen, welche dann mit 25 ml Calciumchlorid-Lösung ($= 0,01 \text{ mol/l CaCl}_2$) zersetzt werden. Diese Mischungen werden eine Stunde lang geschüttelt, um die CaCl_2 -Lösung mit allen Bodenbestandteilen in Berührung kommen zu lassen. Danach werden die Mischungen mindestens 60 Minuten stehen gelassen, um

das CaCl_2 wirken zu lassen. Bevor die pH-Elektrode zur Wertemessung eingesetzt werden kann, muss das Messgerät mit zwei Eichlösungen (Pufferlösungen) geeicht werden. Nach kurzem Aufrühren der Boden- CaCl_2 -Mischungen wird die pH-Elektrode zur Wertmessung nacheinander in die Probenbehälter eingetaucht, wobei sie nach jeder Messung einer Probe mit destilliertem Wasser gesäubert wird, bevor die nächste Probe einer Messung unterzogen wird (EMDE & SZÖCS 2006: 43).

Bestimmung der Trockensubstanz und des organischen Substanzanteils

Eine grundsätzliche Vergleichbarkeit von den verschiedenen Analyseergebnissen der einzelnen Proben ist nur durch ein einheitliches Untersuchungsverfahren zu gewährleisten. Dazu werden alle analytisch ermittelten Werte immer auf die Trockensubstanz einer Probe bezogen (DIN 18121). Die Trockensubstanz ist eine reproduzierbare Bezugsgröße im Gegensatz zur nur lufttrockenen Probe, die Schwankungen in der zurückbleibenden Feuchte unterliegt. Die lufttrockene („lutro“) Probe muss also in einen absolut trockenen („atro“) Zustand gebracht werden. Hierzu werden etwa 5 bis 10 g Boden jeder Probe in Porzellantiegel eingewogen (Einwaage). Das Tiegelgewicht (Leergewicht oder Tara) wird bei der Einwaage vom Gesamtgewicht abgezogen, um für die später folgenden Rechenschritte als subtrahierbare Größe festzustehen. Dann werden die Proben bei 105 °C in den Trockenschrank gestellt, wo sie 24 Stunden ausgetrocknet werden. Um nach der Zeit im Trockenschrank den Einzug von Luftfeuchte zu verhindern, werden die Proben in einen Exsikkator (hier: ein luftdichter Schrank mit einer Schale Trocknungsmittel im untersten Fach) zum Abkühlen gestellt. Die erneute Einwaage ergibt nun, abzüglich des Leergewichtes, das atro-Nettogewicht der Bodenproben. Wird nun der Quotient von atro- und lutro-Nettogewicht genommen und mit 100 multipliziert, erhält man den prozentualen Anteil der Trockensubstanz der jeweiligen Probe (Formel 1) (EMDE & SZÖCS 2006: 36).

Formel 1: Berechnung des prozentualen Anteils der Trockensubstanz

$$\text{Trockensubstanz [\%]} = \frac{\text{atro Masse [g]}}{\text{lutro Masse [g]}} \times 100 [\%]$$

Der Anteil der organischen Substanz wird nach einem ähnlichen Verfahren wie das der Trockensubstanzanteils nach DIN 18128 ermittelt. Die oben schon bearbeiteten Bodenproben zur Ermittlung der Trockensubstanz werden in einem sogenannten Muffelofen gestellt und auf 550 °C erhitzt. Durch die enorme Hitze verglühen organische Bestandteile in den Proben. Organische Substanz in einem Boden ist dabei die gesamte Masse von abgestorbenen organischen Stoffen. Sie

beinhaltet sowohl die Streu als auch den Humus. Wobei zu beachten ist, das bei der Bestimmung in der Regel 5 % Edaphon (Gesamtheit der im Boden lebenden Organismen) und etwa 10 % lebende Masse (u.a. Wurzeln) miterfasst werden. Nach Erreichen der Höchsttemperatur von 550 °C wird der Heizvorgang beendet und die Proben verbleiben im Muffelofen noch etwa 3 Stunden. Die Proben kühlen im noch heißen Ofen recht langsam ab, so dass noch restliche organische Substanz endgültig zerstört wird. Nach Herausnahme aus den Muffelofen werden die Proben zum weiteren Abkühlen in den Exsikkator gestellt, um den erneuten Einzug von Feuchtigkeit zu vermeiden. Das nachstehende Einwiegen (abzüglich des Tiegelgewichtes) ergibt das neuerliche Trockengewicht (nach Glühen) der Bodenproben. Anhand von Formel 2 kann nun der Glühverlust, also die organische Substanz, berechnet werden.

Formel 2: Berechnung des prozentualen Anteils der organischen Substanz

$$\text{Glühverlust [\%]} = 100 [\%] - \left(\frac{\text{atro Masse nach Glühen [g]}}{\text{atro Masse [g]}} \times 100 [\%] \right)$$

Zur Bestimmung des organischen Kohlenstoffgehaltes (= C) aus dem prozentualen Gehalt an organischer Substanz wird der ermittelte Wert mit dem Faktor 0,83 multipliziert. Dieser Faktor beruht auf der Annahme, dass der Anteil an organischer Substanz zu 58 % aus Kohlenstoff besteht. Dieser Wert stellt eine Verfeinerung der Angabe bei der organischen Substanz dar, sollte dennoch ebenso berechnet werden, da Kohlenstoff immer in organischen Material vorkommt und in der Regel wie schon erwähnt bis zu über 50 % ausmacht (EMDE & SZÖCS 2006: 54ff.).

Korngrößenanalyse nach KÖHN

Auf Grund der geringen Korngröße können die Fraktionen Ton (<0,002 mm) und Schluff (0,002 bis 0,063 mm) nicht mit Hilfe einer Siebung getrennt erfasst werden. Bei diesem Problem setzt das Verfahren der Korngrößenanalyse nach KÖHN (DIN 19683-2) an, welches auf den unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten der einzelnen Fraktionspartikel in einem Suspensionsgefäß beruht. Dem liegt wiederum das STOKES'sche Gesetz zu Grunde, welches sich auf die Tatsache stützt, dass Körner in einem sie umgebenden Suspensionsmedium wie Luft oder Wasser eine gleichbleibende Sinkgeschwindigkeit erreichen, die um so größer ist, je größer das betreffende Korn ist. Besonders geeignet ist die Analyse bei Partikeln im Größenbereich von 0,063 mm bis 0,002 mm, was die präzise Unterteilung des Spektrums Schluff in Fein-, Mittel- und Grobschluff am besten ermöglicht. Dies führt zusätzlich dazu, dass die Bestimmung der noch kleineren Größe Ton als Restbestand in einer Suspension genau ermittelbar ist. Die Fraktion Sand

kann nicht durch den KÖHN-Versuch in seine Unterfraktionen (Grob-, Mittel-, Fein- und feiner Feinsand) zerteilt werden, da der gesamte Sand immer direkt nach einem Suspensionsereignis abgelagert wird. Hier kommt es zu einer späteren Bestimmung durch Siebung.

Um zu den gerade beschriebenen, in der Theorie präzisen Ergebnissen zu kommen, wird die Korngrößenanalyse nach KÖHN wie folgt durchgeführt.

In der Regel werden 10 g Boden jeder Probe mit einer Genauigkeit von $\pm 0,01$ g eingewogen. Dieser Grundwert wird jedoch auf 15 g Boden erhöht, wenn der organische Substanzanteil größer als 1,5 % ist. Denn dieser Störfaktor im Sedimentationsvorgang würde das Ergebnis erheblich beeinträchtigen und wird deswegen mit Wasserstoffperoxid (= H_2O_2) entfernt. Im sogenannten Wasserstoffperoxidbad wird dann der organische Anteil der Proben zerstört. Durch die exotherme Reaktion der Mischung aus Wasserstoffperoxid und Boden – es entsteht zum einem Wärme und zu anderen sprudelt die Mischung unter dem Wärmeeinfluss auf – wird dieser Vorgang bei Bodenproben als Verkochen bezeichnet. Bei Bodenproben mit einem Anteil von mehr als 5 % an organischer Substanz, kann beim Verkochen ein starkes Dampfen und sogar Aufschäumen der Probe beobachtet werden. Damit nun die Gesamtmasse für den weiteren Versuch noch ausreichend ist, wird der schon genannte erhöhte Grundwert von 15 g Boden eingewogen. Bei allen zu bearbeitenden 19 Bodenproben liegt der Anteil der organischen Substanz immer deutlich über der 1,5-Prozent-Marke, weswegen bei allen Proben der Grundwert von 15 g abgewogen werden musste. Das Verkochen der organischen Substanz durch das Wasserstoffperoxidbad benötigt einige Stunden und muss deutlich sichtbar (keine Wärmeentwicklung, kein Sprudeln oder gar Schäumen und Dampfen mehr) beendet sein, bevor es zum zweiten Vorbereitungsschritt der Proben weitergehen kann. Hier werden noch verklebte Bodenpartikel mit Hilfe eines Dispergierungsmittels, in diesem Fall Tetranatriumdiposphat (= $Na_4P_2O_7$), chemisch voneinander gelöst. Mit 25 ml Tetranatriumdiposphat und rund 250 ml destillierten Wasser werden die so präparierten Proben mindestens 4 Stunden maschinell geschüttelt.

Die nun fertig vorbereiteten Proben werden in Suspensions-/Sedimentationsgefäße (Schlammzylinder) gegeben, welche bis zur 1000-Milliliter-Marke mit destillierten Wasser aufgefüllt werden (Abbildung 33). Diese runde Bezugsgröße macht die später folgenden Berechnungen der Fraktionsgrößenanteile leichter.

Da Temperaturunterschiede die Bodenpartikel verschieden schnell bzw. langsam sinken lassen, wird die Temperatur auf $0,5$ °C genau gemessen, um die durch die DIN-Norm festgelegten Zeiten für die Sedimententnahme der einzelnen Korngrößen einer Richttabelle entnehmen zu können. Bei den Proben wurden die Zeitangaben für 22 °C verwendet (Tabelle 4).



Abbildung 33: Versuchsaufbau zur KÖHN-Analyse

Tabelle 4: Entnahmezeitpunkte der Schluff- und Tonfraktion

Temperatur [°C]	Ton	Schluff		
	< 2 μ m	< 6,3 μ m	< 20 μ m	< 63 μ m
21,5	3h 43min	45min	4min 30s	24s
22	3h 41min	44min	4min 26s	25s
Eintauchtiefe: Schluff = 10 cm, Ton = 5 cm				
Auszug nach EMDE & SZÖCS 2006: 40				

Mit einem Stopfen verschlossen werden die Schlammzylinder per Hand gut durchgeschüttelt bis jeweils der gesamte Boden in Lösung ist. Mit Aufsetzen eines geschüttelten Gefäßes wird die Stoppuhr gestartet. Exakt 40 Sekunden vor Erreichen eines Entnahmezeitpunktes wird die Pipette der Entnahmeapparatur in die Suspensionslösung vorsichtig eingetaucht. Die Entnahmetiefe ist bei 10 cm für Schluffpartikel bzw. bei 5 cm für Tonpartikel erreicht. Zum Entnahmezeitpunkt wird mit der eingetauchten Pipette über den hier verwendeten Dreiwegehahn durch Ansaugen ein Aliquot (Teilprobe einer Lösung) von 10 ml entnommen. Nach der Aliquotentnahme wird die Pipette bis zu der nächste Entnahme wieder aus den Schlammzylinder herausgezogen, um den Sedimentiervorgang nicht weiter zu beeinflussen. Beim Versuchsaufbau können bis zu zwölf Proben gleichzeitig bearbeitet werden, was eine enorme Zeitersparnis bedeutet. Insgesamt werden

für jede Gesamtprobe vier Aliquote für die jeweiligen Korngrößen (Fein-, Mittel- und Grobschluff sowie Ton) entnommen.

Alle entnommenen Aliquote werden zur Trocknung in einen auf 105 °C geheizten Trockenschrank gegeben. Ist alles Wasser verdunstet, werden die Teilproben in den Exsikkator zum Abkühlen gestellt. Die einzelnen Teilproben werden nun mit einer Genauigkeit von $\pm 0,0001$ g gewogen.

Die noch nicht ermittelte Fraktion Sand von größer als 0,063 mm (bis 2 mm) kann wie oben bereits erklärt erst genauer durch Siebung ermittelt werden. Dazu werden die Suspensionsproben aus den Schlammzylindern erstmal durch ein 0,063mm-Sieb nass gesiebt, um die anderen Fraktionen, deren Anteil ja über die Aliquote bestimmt wird, vom Sand zu trennen. Nach dem Trocknen des Gesamtsandes im 105 °C heißen Trockenschrank und dem anschließenden Abkühlen im Trockenschrank können nun die einzelnen Sandfraktionen, d.h. Grob-, Mittel- und Feinsand sowie feiner Feinsand, durch Siebung ermittelt werden. Hierzu wird ein Siebturm mit den von oben nach unten feinmaschiger werdenden Sieben (0,63 mm, 0,2 mm, 0,125 mm und 0,063 mm) verwendet, um durch einmaliges Sieben direkt alle Sandteilfraktionen zu erhalten. Die so erhaltenen vier Einzelproben werden wie die Aliquote mit einer Genauigkeit von $\pm 0,0001$ g gewogen (EMDE & SZÖCS 2006: 37ff.).

10 Auswertung

10.1 Oberwinkler Maar

Mikroskopische Analyse

Die zahlreichen 3D-Foto-Aufnahmen¹⁰ (Abbildung 34) zeigen eine detaillierte Entwicklungshistorie des Maars vor und nach dem Verlandungsprozess des einstigen Maarsees. So lassen sich vor der Verlandung immer wieder Sedimentlagen ausmachen in denen Spuren von Armleuchteralgen¹¹ zu finden sind (Tiefe der Lagen: 7,2 - 7,9 m / 9,0 - 9,4 m / 10,7 - 11,0 m). Sie sind Zeiger für Perioden von Flachwasserständen des Maarsees. Über der jüngsten Lage mit Armleuchteralgen liegt ein dünnes, schwarzes Band. Es handelt sich um einen vulkanischen Sedimenteintrag, der hauptsächlich aus Pyroxenen und Biotiten besteht. Da aber noch einmal eine Lage aus hellen Partikeln folgt, ist der See zu diesem Zeitpunkt noch nicht verlandet. Erst oberhalb dieser Lage kommt eine Aschelage von 3,3 m Mächtigkeit, die wie das Ascheband zuvor aus schwarzen Partikeln mit hohem Pyroxen- und Biotitanteil besteht. Bei einem so massiven Materialeintrag kann man von einem Trockenfallen des Maarsees ausgehen.

Die darauf liegende Lage (3,0 - 3,2 m) weist neben dunklen Bestandteile – wie sie in der Aschelage vorkommen – auch helle Bestandteile wie z.B. Quarzkörner (weiß oder rosafarben) auf, was auf eine Rutschung rückschließen lässt. Diese Rutschung hat zusätzlich zu der darunterliegenden einige Meter mächtigen Aschelage nachdrücklich für die Verlandung des Maarsees gesorgt.

In der Probe der Tiefe 2,6 - 2,7 m finden sich zum ersten Mal kugelförmige, beige Bimskörner. Sie gleichen den Bimskörner der Laacher-See-Tephra aus dem Schalkenmehrener Maar (vgl. Abbildung 31). Da die untersuchte Schicht nicht ausschließlich aus den bekannten LST-Partikeln besteht, ist hier schon zu vermuten, dass diese vorher durch Rutschung oder durch fluviatilen Transport in den Maar eingetragen worden ist. Die weiter oben folgenden Proben (2,6 - 0,1 m) beinhalten immer wieder diese LST-Bimskörner, wobei eine farbliche Veränderung (Grau- und Rottöne) nach oben hin immer deutlicher wird.

In den geschlammten Proben der oberen zwei Meter lassen sich außerdem kleine Holz- und Holzkohlestücke ausmachen. Die beim Schlämmen obenauf schwimmenden Makroreste traten das erst Mal für Holz bei der Probe der Tiefe 2,2 - 2,3 m und für Holzkohle bei der Probe der Tiefe 1,7 - 1,8 m auf.

¹⁰ Die vollständige Foto-Dokumentation der Analyse findet sich im Anhang dieser Arbeit. Es werden hier vereinzelt 3D-Fotoaufnahmen vorgestellt, die die gewonnenen Ergebnisse zusammenfassend repräsentieren.

¹¹ z.B. *Nitella capillaris* oder *Characeae contraria*

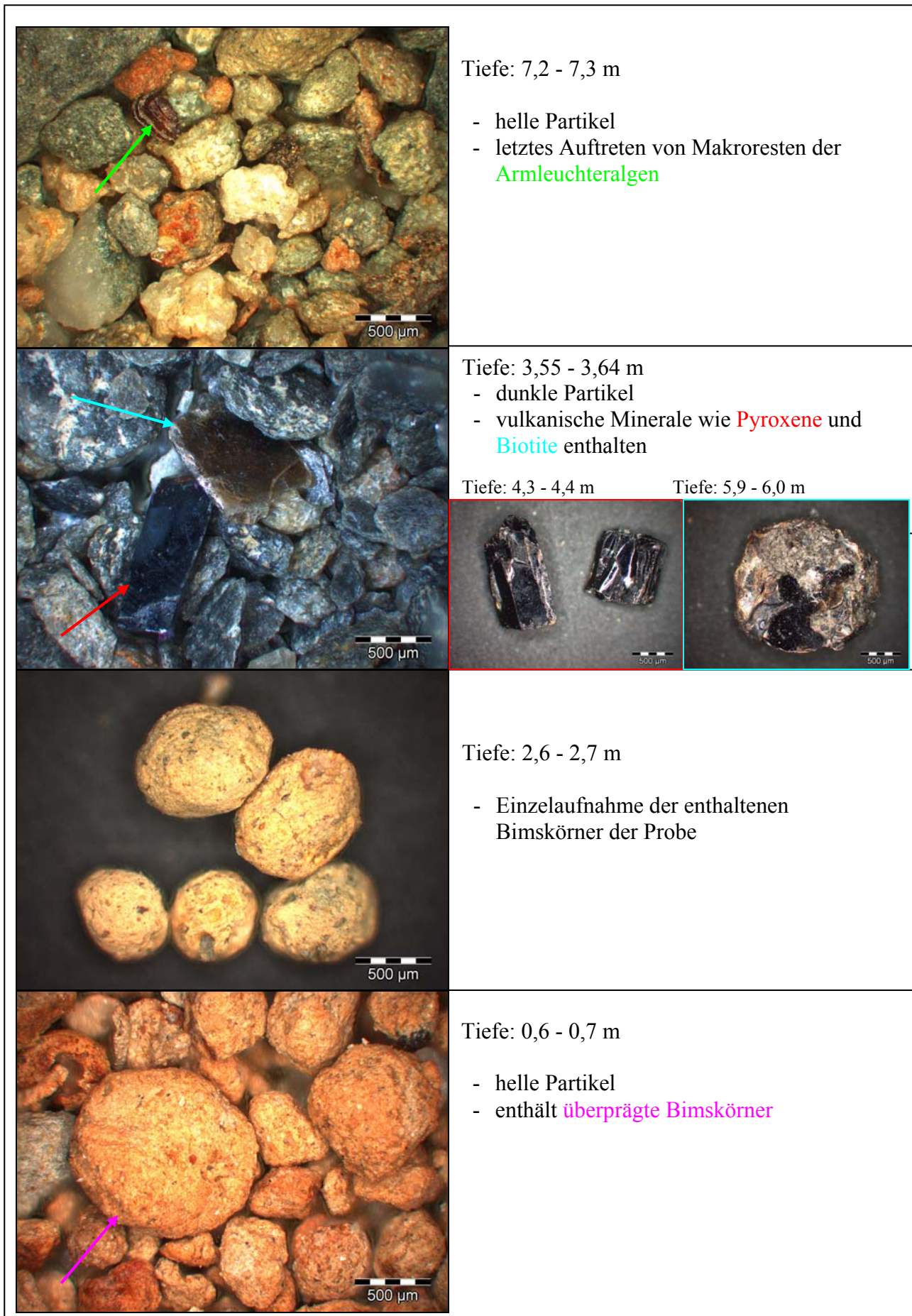


Abbildung 34: 3D-Foto-Aufnahmen vom OW1

Bodenprofil OW1

Nach der mikroskopischen Analyse konnten die schon vorher grob bestimmten Bodenhorizonte des Kernprofils detaillierter festgelegt werden.

Das Profil hat einen 10 cm mächtigen Humushorizont, der durch seine starke Homogenität auf eine Wiesennutzung schließen lässt (Ap). Dies ist durch den Standort der Bohrung auf einer Weidefläche auch schon absehbar gewesen. Darunter folgt ein deutlich verbraunter Horizont (Bv) bis zu 60 cm Tiefe, dem ein 16 cm mächtiger, gräulicher Tonanreicherungshorizont (Bt) anschließt. Der nun folgende Horizont der Tiefe 0,76 - 0,9 m zeigt eine deutliche dunkelbraune Färbung auf, dass auf einen höheren Humusanteil schließen lässt, was bedeuten würde, dass es sich um einen verschütteten (fossilen) Humushorizont (fAh) handelt. Da unter dem Horizont ein zweiter verbraunter Horizont (fBv) sowie ein Übergangshorizont (fBv/Bt) zu einem weiteren tonangereicherten Horizont (fBt) liegen, kann festgelegt werden, dass das Profil durch Materialeintrag verlängert worden ist und eine ehemalige Pedogenese verdeckt. Durch die Einmischung der LST-Bimskörner in beiden Abschnitten sowie das Finden von Holzkohlestücken im bisher beschriebenen Profil, kann von einem anthropogenen Materialeintrag (M-Horizonte) ausgegangen werden. Die ab der Tiefe von 1,8 m folgenden gräulichen und mit Rostflecken durchsetzten Horizonte (fBt-Go / (Go-)Gr / Go-Gr) zeigen verschieden starken Wassereinfluss auf den Boden an. Diese schichtige Bodenmasse muss aber auch an den Profilstandort transportiert worden sein, da aus der mikroskopischen Analyse bekannt ist, dass der enthaltene LST-Bims nicht in einer Ablagerungslage vorliegt, sondern ins Sediment eingemischt wurde. Die beinhaltenden LST-Körner zeigen des weiteren diese Gley-Horizonte als Hauptlage an. Da die Hauptlage in der Regel nie mächtiger als 70 cm wird, sollte der obere Teil der Gleyabfolge noch zum Alluvium eingeordnet werden. Durch das Identifizieren von Hauptlagenmaterial, kann es sich bei der Schuttlage (C-Horizont) in der Tiefe 3,0 - 3,2 m also nur um die Basislage des periglazialen Deckschichtensystem handeln. Die leicht schräge Einregelung zeigt noch den Ursprung vom Hang geringfügig an. Die darunter liegende Aschelage kann als ein weiter Untergrundhorizont (C) klassifiziert werden, der jedoch keinen Einfluss auf die Bodenbildung oder -entwicklung hatte.

Die Profilabfolge Ap / Bv-M / Bt-M / IIfAh-M / IIfBv-M / IIfBv,Bt-M / IIfBt-M / IIIfBt,Go-M / III(Go-)Gr-M / IVGo-Gr / VC / VIC ist äußerst abwechslungsreich, was aber auf Grund der Gesamtmächtigkeit (Bodenhorizonte bis zu 3,2 m Tiefe) nicht weiter verwunderlich ist. So lässt sich das Profil als eine in einem Kolluvium entwickelte Braunerde über einer fossilen in einem Alluvium entwickelten Braunerde über einem Gley entwickelt in einem weiteren Alluvium und der Hauptlage über der Basislage auf vulkanischen Material beschreiben (Abbildung 35). Der obere Profilabschnitt wird dabei als Kolluvium und nicht als Alluvium beschrieben, da hier der fluviale

Transport nicht erkennbar ist und von einer Bodenverlagerung auf Grund der Beackerungs- oder Weideaktivität auf den umliegenden Flächen ausgegangen werden kann. Die historisch-landwirtschaftlichen Aktivitäten sind an Hand der historischen Belege (Flurnamen und archäologische Funde) ferner belegbar.

Die Einarbeitung von LST-Mineralen in die Alluvien und das Kolluvium bedeutet, dass es sich um ehemaliges Hauptlagen der Kraterhänge handeln muss, welches durch den anthropogenen Eingriff in die Landschaft dort massiv abgetragen worden ist.

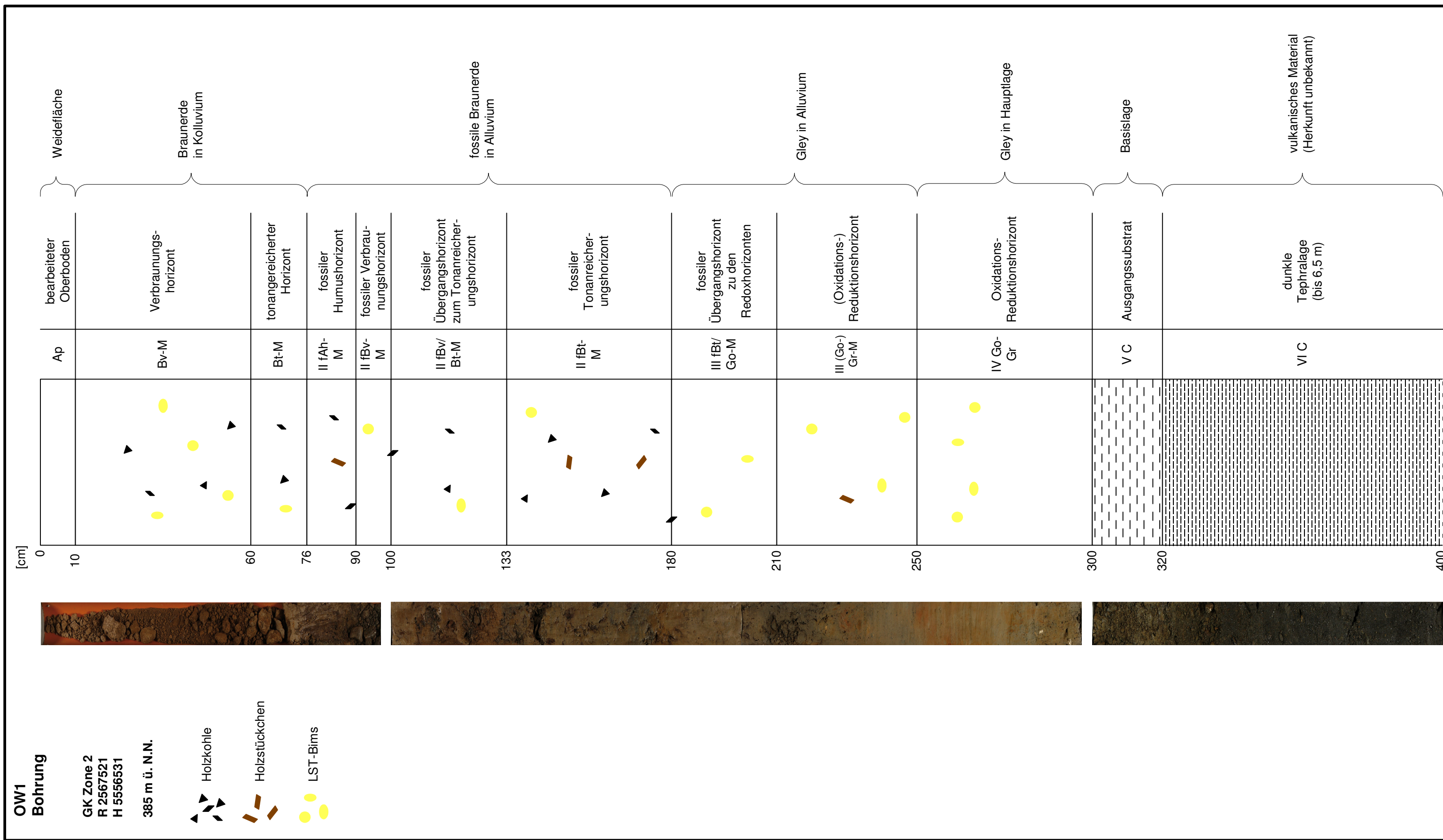


Abbildung 35: Bodenprofil vom OW1 (Kernabschnitt 0 - 4 m)

Dieses durch die visuelle Aufnahme und die Auswertung der Schlämmpfropfen festgelegte Profil kann durch die Ergebnisse aus der Korngrößenanalyse weiter untermauert werden. Aus den Werten der Korngrößenanalyse (Tabelle 5 und 6, Abbildung 36 und 37) lassen sich die erheblichen Wechsel des Profilaufbaus ablesen.

In der sich momentan entwickelnden Braunerde des Kolluviums ist der deutlich hohe Schluffanteil auszumachen, der sich vom darunter folgenden hohen Sand- und Skelettanteil des beginnenden Alluviums der fossilen Braunerde abhebt. Der obere Abschnitt des Alluvium ist durch ein starkes Hochwasserevent bestimmt und zeigt ansonsten im unteren Bereich wieder stark schluffige Züge von typischer Gewässerfracht einer Mittelgebirgsregion. Das tieferliegende Alluvium in dem sich die Gleyhorizonte entwickelt haben, zeigt einen höheren Schluffanteil über einer schuttlastigen Lage auf, die auch hier auf einen Hochwasserevent schließen lässt. Wobei aber der Schluffgehalt im Gley mit der Tiefe wieder zu nimmt, wenn das Profil in die Hauptlage übergeht. Die Grenze zur Basislage lässt sich deutlich am wieder erhöhten Skelett- und Sandgehalt aus machen.

Der Glühverlust (organischer Anteil) und pH-Wert zeigen weiterhin die Wechsel zwischen einigen Entwicklungsphasen an. So ist der Wechsel zwischen den beiden Alluvien durch einen Anstieg des organischen Anteils und einer pH-Wert-Senkung gekennzeichnet. Die Braunerde am Top hat einen erhöhten Organikgehalt im oberen Bereich, aber auch durch die Beeinflussung des Bodens als Weidefläche einen insgesamt verminderten pH-Wert als die fossile Braunerde darunter. Die fossile Braunerde hat auch einen erhöhten Organikwert im Top, was ja schon durch den dunkler Farbton in der Profilbeschreibung als fossiler Humushorizont zur Geltung kam.

Tabelle 5: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (OW1)

Tiefe [m]	T	fU	mU	gU	ffS	fS	mS	gS	Glühverlust	pH
0,1-0,6	33,87	13,95	24,70	22,62	2,59	0,78	1,11	0,37	8,26	4,62
0,6-0,76	28,69	11,48	19,63	26,22	4,99	2,33	4,03	2,63	5,97	4,61
0,76-0,9	14,50	5,80	9,63	15,89	6,43	5,19	19,73	22,83	7,30	5,14
0,9-1,0	12,82	6,15	10,44	19,06	6,77	5,97	19,77	19,02	7,90	4,95
1,0-1,2	29,10	9,81	15,69	20,80	5,96	4,15	8,82	5,68	4,48	5,11
1,2-1,34	30,94	13,50	19,05	18,32	3,42	2,42	7,33	5,02	10,30	5,43
1,5-1,8	11,40	8,21	18,78	30,33	4,42	4,42	12,28	10,16	3,48	7,37
1,8-2,1	17,26	11,57	27,93	34,47	2,69	1,58	3,01	1,49	3,89	7,38
2,1-2,4	12,67	9,93	17,67	20,34	3,73	3,85	13,08	18,73	3,33	7,10
2,5-3,0	22,56	13,22	17,71	22,19	5,83	4,13	9,45	4,92	3,44	4,90
3,0-3,2	13,57	8,70	11,76	19,29	7,08	4,94	16,08	18,59	3,28	4,82

Tabelle 6: Korngrößenverteilung aller Hauptfraktionen (OW1)

Tiefe	Ton	Schluff	Sand	Skelett
0,1-0,6	33,79	61,14	4,85	0,22
0,6-0,76	28,43	56,82	13,86	0,88
0,76-0,9	12,27	26,51	45,86	15,36
0,9-1,0	8,25	22,93	33,16	35,66
1,0-1,2	28,07	44,65	23,73	3,56
1,2-1,34	28,65	47,09	16,84	7,42
1,5-1,8	10,55	53,05	28,94	7,45
1,8-2,1	17,06	73,10	8,67	1,18
2,1-2,4	6,84	25,88	21,26	46,01
2,5-3,0	19,48	45,87	21,00	13,65
3,0-3,2	10,00	29,29	34,41	26,30

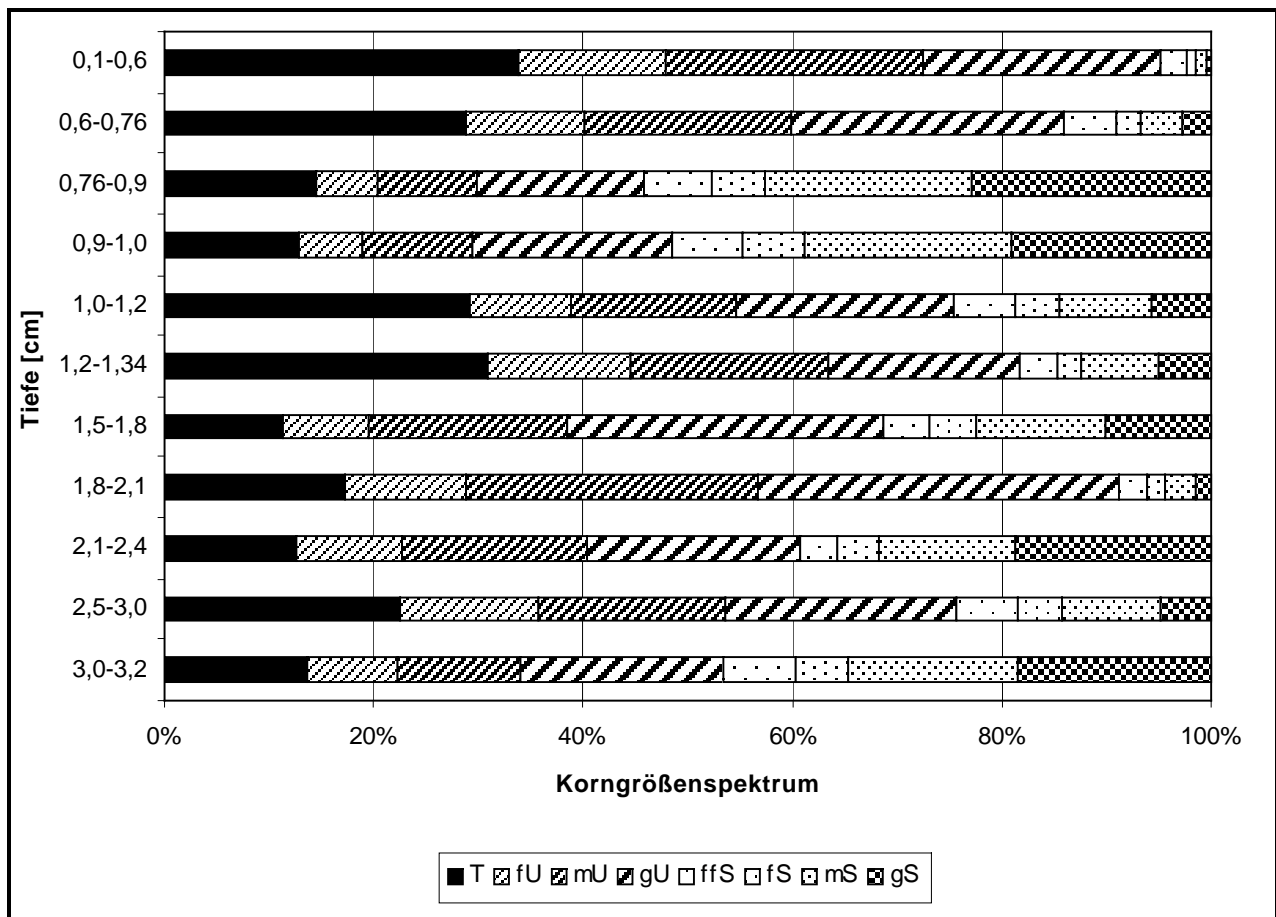


Abbildung 36: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (OW1)

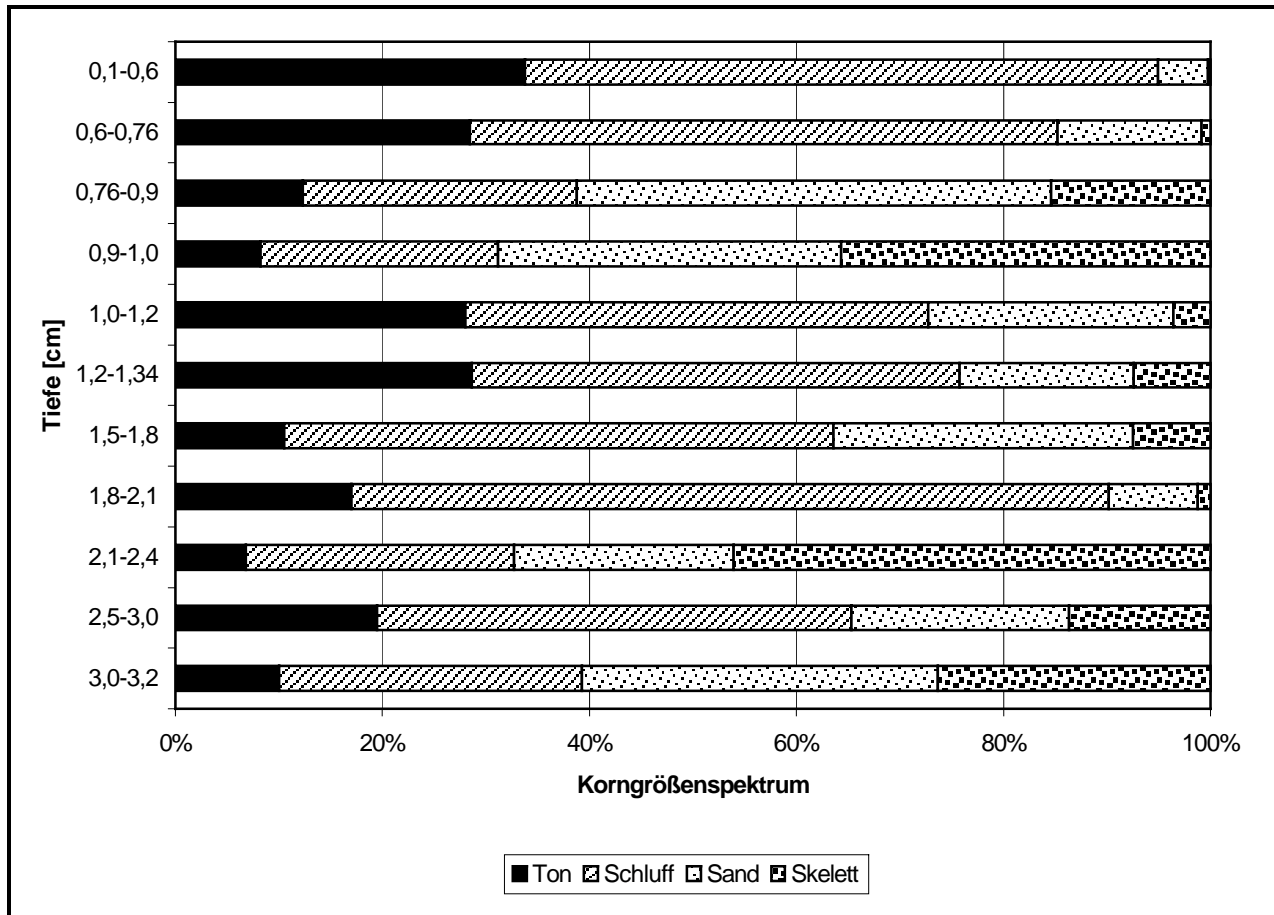


Abbildung 37: Korngrößenverteilung aller Fraktionen (OW1)

Interpretation

Die Bodenbildung im Oberwinkler Maar konnte erst nach Trockenfallen des Maarsees einsetzen. Zuvor war das Trockenmaar lange Zeit ein mit wassergefüllter Maarkrater, der erst nach der Eruption einer seiner Nachbarvulkane (welcher ist unbekannt) trockengefallen ist. Vor dieser Verfüllung herrschte ein flacher Wasserstand in dem entsprechende Algenarten (Armleuchteralgen) wuchsen. Doch bereits zu dieser Zeit war das Sediment durch vulkanische Minerale durchsetzt (u.a. Glimmer, Pyroxene). Diese Flachwassersedimente stammen von Materialeinträgen der Hangrutschungen des Kraterwalls. Als der See noch tiefer reichte kam es zu Ton- und Siltablagerungen (14m abwärts) auf Grund von Ruhephasen im Winter und den äolischen Einträgen im Sommer.

Nach der Verfüllung durch die mächtige Aschelage (3,20 - 6,50 m) kam es zunächst wieder zu Hangrutschungen, die eine skelettreiche Lage in den nun trockenen Maar einbrachte. Hierbei handelt es sich um die Basislage des Deckschichtensystems. Die durch äolische Komponenten bestimmte Hauptlage bildete sich später aus und ist mit der äolisch eingetragenen Laacher-See-Tephra durchmischt. Die LST ist mittlerweile in den gesamten Boden eingearbeitet, wobei sich aber

die Ablagerungsbasis annäherungsweise zwischen 2,6 - 2,7 m durch die besonders vielen LST-Bimskörner noch ausmachen lässt. Bis zur Tiefe von 1,8 m finden sich Holzkohlestücke (im Kolluvium und im oberen Alluvium) und bis zur Tiefe von 2,3 m sogar Holzreste (also auch im unteren Alluvium).

Die Basislage hat sich im Fall des Oberwinkler Maars aus dem pyroklastischen Schutten des Maarwalls entwickelt, welche ja einen hohen Anteil an devonischen Ursprungsmaterial haben. Dieses Material ist mit vielen schwarzen Pyroxenen, milchigen Feldspaten, grünen Olivinen (Peridot) und vielen hellen Metamorphgesteinen durchsetzt. Ähnlich sind auch die tiefer liegenden Rutschungssedimente der Flachwasserphase mit diesen Mineralen durchsetzt. Jedoch tritt auch der typische Schieferschutt (hier in gefritteter Form) einer Basislage des deutschen Mittelgebirgsraumes in Erscheinung. Das mächtige Ascheband hebt sich durch seine schwarzen Minerale und die zerkleinerten Schieferfragmente ab.

Eine anthropogene Überprägung der Deckschichten lässt sich klar bestätigen durch die alluvialen und kolluvialen Lagen, die zum Teil sehr stark mit Holzkohlestücken durchsetzt sind. Ihren Ursprung kann man durch die am südlichen Hang befindlichen Meilerplätze erschließen, was aber eine noch frühere Rodung von Waldflächen zur Ackerflächengewinnung oder als Nutzholzgewinnung nicht gänzlich ausschließen sollte, da ja bereits zur Römerzeit im Oberwinkler Maar Siedlungsflächen und Ackernutzung belegt sind.

10.2 Jungferweiher Maar

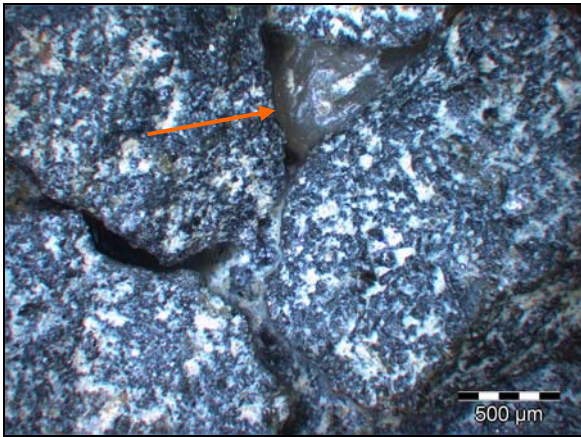
Mikroskopische Analyse

Die 3D-Foto-Aufnahmen¹² (Abbildung 38) belegen deutlich den Wechsel von Seesedimenten mit deutlich gerundeten Körnern in der Probe von 1,85 - 2,0 m Tiefe zu einer darüberliegenden terrestrischen Schuttlage. Die stark schutthaltig Ablagerung weist bei den kleinen Partikeln der Schlammproben ebenso keine Rundungen mehr auf (Probentiefe: 1,25 - 1,4 m / 1,45 - 1,8 m), so dass der Materialeintrag auch nicht fluvial stattgefunden haben kann.

In der Probe der Tiefe 1,08 - 1,2 m finden sich gerundete Obsidiankörner mit einer Bimsbeschichtung an der Oberfläche. Sie gleichen den Obsidiankörnern der Laacher-See-Tephra aus dem Schalkenmehrener Maar (vgl. Abbildung 31). Da die untersuchte Schicht nicht ausschließlich aus den bekannten LST-Partikeln besteht, ist wie schon bei dem LST-Vorkommen im OW1-Kern zu vermuten, dass diese Lage vorher durch Rutschung eingetragen worden ist. Jedoch kommen diese Obsidiane nicht im Hangenden vor. Dort (Probentiefe: 0,36 - 0,46 m / 0,46 - 0,8 m / 1,0 - 1,08 m) lassen sich, neben der schon beim Schlämmen abgeschöpften Holzkohle, noch weitere Kleinststücke dieser finden.

Die Probe der Tiefe 0,1 - 0,35 m besteht fast ausschließlich aus basaltigen Material, wobei nach dem Schlämmen auch einzelne Sandkörner noch in der Probe zu finden sind.

¹² Die vollständige Foto-Dokumentation der Analyse findet sich im Anhang dieser Arbeit. Es werden hier vereinzelte 3D-Fotoaufnahmen vorgestellt, die die gewonnen Ergebnisse zusammenfassend repräsentieren.



Tiefe: 0,1 - 0,35 m

- dunkle Partikel (basaltig)
- Sandkörner als Hohraumfüllung



Tiefe: 0,36 - 0,46 m

- hell Partikel
- Holzkohlestückchen



Tiefe: 1,08 - 1,2 m

- helle und dunkle Partikel
- gerundete Obsidiane mit bimsbeschichteter Oberfläche der LST



Tiefe: 1,45 - 1,8 m

- helle, eckige Partikel
- terrestrische Ablagerung



Tiefe: 1,85 - 2,0 m

- helle, gerundete Partikel
- Seeablagerung

Abbildung 38: 3D-Foto-Aufnahmen vom JW3

Bodenprofil JW3

Die schon vor der mikroskopischen Analyse festgelegten Horizonte wurden unverändert beibehalten, da die visuelle Aufnahme schon eine deutliche Profilstellung ermöglichte.

Das Profil beginnt mit einem 7 cm mächtigen initial humosen Oberbodenhorizont (Aih). Die darunter folgende lockergelagerte Schuttlage (IC-Horizont) von 30 cm Mächtigkeit verhindert die weitere Bodenbildung im Oberboden und grenzt die ehemalige Profilloberfläche von der heutigen Bodenoberfläche deutlich ab. Sie ist Zeugnis für die gründliche Unterfütterung des neben dem Profilstandort befindlichen Wanderweges. Es folgt mit einer Mächtigkeit von 10 cm also ein ausgebleichter verschütteter Oberbodenhorizont (fAe) und die aus einer ehemaligen Bodenbildung stammenden Verbraunungs- und Tonanreicherungs horizonte (fBv / fBv,Bt / fBt), die bis zu 1,25 m Tiefe reichen. In diesem Abschnitt des Profils sind auch Holzkohlefragmente eingemengt. Es handelt sich also um einen in einem Kolluvium (M) entwickelten Boden. Wobei aber der unterste Bt-Horizont nicht vollständig mit diesen durchsetzt ist, sondern nur bis zur Tiefe von 1,08m Holzkohle zu finden ist. Der Horizont ist ebenso wegen den bei mikroskopischen Analyse entdeckten LST-Bestandteilen, als Hauptlagenbereich zu betrachten. Ihre geringe Mächtigkeit von weniger als 20 cm weist zusätzlich auf eine teilweise Abtragung (Verkürzung) hin. Es schließt in der Tiefe 1,25 - 1,85 m eine Schuttlage (C) an, die die nun folgenden ehemaligen Seesedimente (rF) überdeckt. Bei dieser Lage handelt es um die Basislage, deren Ablagerung die Verlandung des Maarsees bedeutete. Ob so der gesamte See verlandet wurde ist nicht gänzlich aufzuklären. Dessen ungeachtet wird die Basislage mit über 50 cm Mächtigkeit am Profilstandort (westlicher Bereich des Maars), gewiss noch weiter zum Maarzentrum hin eine genügende Masse gehabt haben, so dass der Verlandungsprozess durch ihren Eintrag zumindest auch dort eingeleitet worden ist.

Die Profilarfolge Aih / yIC / fAe-M / fBv-M / fBv,Bt-M / fBt-M / IifBt / IIIC / IVrF°C ist die Beschreibung für einen Verlandungsprozess wie auch der mehrmaligen anthropogenen Überprägung, die sich durch ein Kolluvium und die jüngst eingebrachte Schuttlage äußert. Das Profil kann somit als ein Lockersyrosem (Rohboden) über einer im Kolluvium entwickelten Parabraunerde über verkürzter Hauptlage über Basislage über ehemaligen subhydrischen Boden beschrieben werden (Abbildung 39).

Da das Profil nicht aus einem Auenstandort stammt, kann man ohne jeden Zweifel von einem Kolluvium als anthropogene Erscheinungsform sprechen. Wobei auffällt, dass im kolluvialen Material keine LST-Mineralen zu finden sind, was bedeuten würde, dass das Kolluvium nicht aus ehemaligen Hauptlagenmaterial der Hänge besteht.

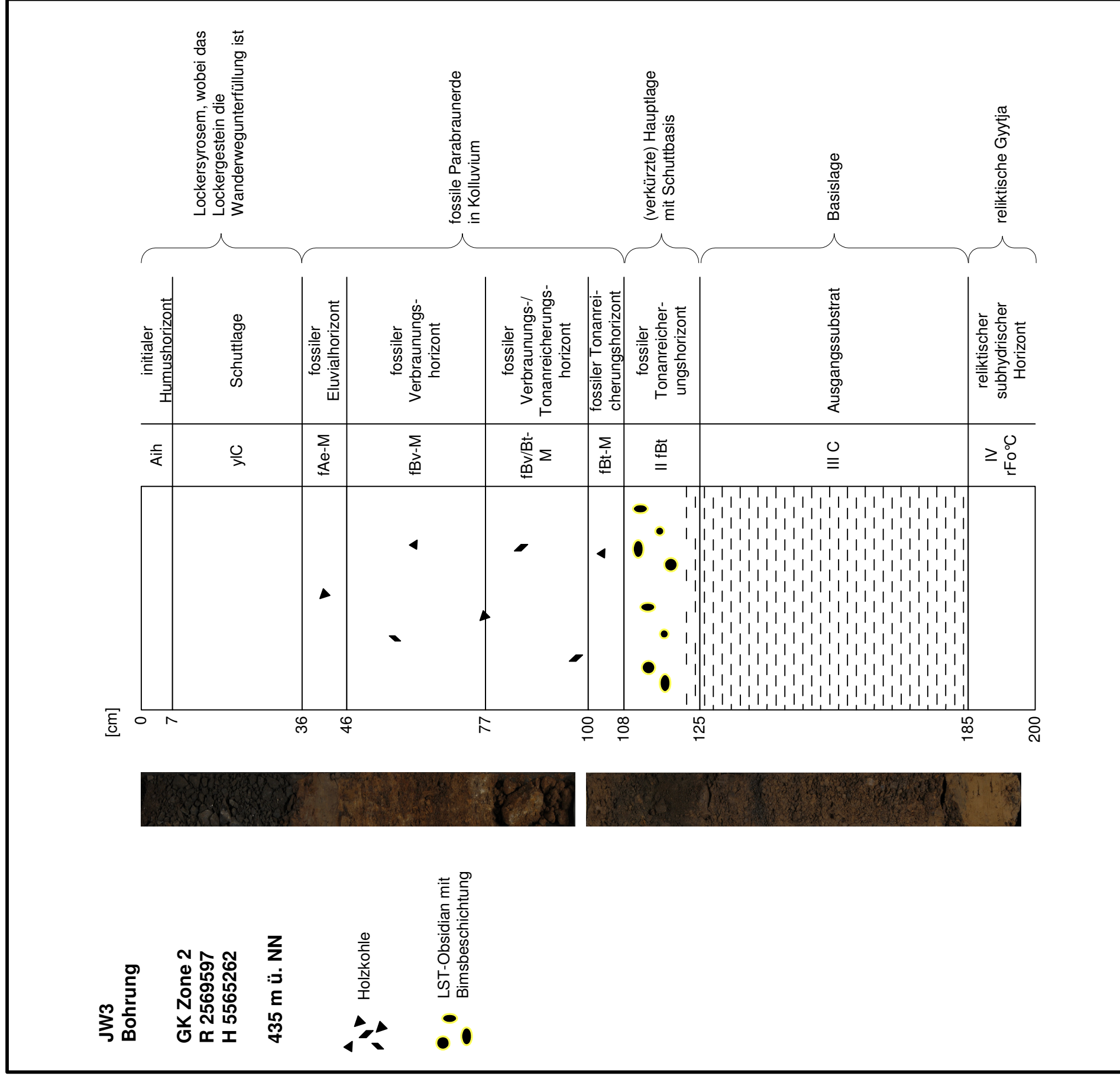


Abbildung 39: Bodenprofil vom JW3 (Kernabschnitt 0 - 2 m)

Dieses durch die visuelle Aufnahme und die Auswertung der Schlämmpfropfen festgelegte Profil kann durch die Ergebnisse aus der Korngrößenanalyse ebenso untermauert werden. Aus den Werten der Korngrößenanalyse (Tabelle 7 und 8, Abbildung 40 und 41) lassen sich die Unterschiede zwischen den Horizonten ablesen.

Die Schuttlage der Wanderwegunterfüllung besteht wie zu erwarten war nur zu geringen Anteilen aus den Feinbodenfraktionen, wobei der Sand als Hohlraumfüller deutlich überwiegt. Der Top des Kolluviums weißt noch die Tonneubildung auf, zu der Zeit als es noch nicht überdeckt worden war und sich die Parabraunerde anfang zu entwickeln. Die kolluviale Lage ist ansonsten recht homogen, wobei der Sandgehalt nach unten hin etwas zu nimmt. Die verkürzte Hauptlage zeichnet sich durch den höheren Schluffgehalt als den der Basislage und mit gesteigerten Skelettanteil auf Grund der Schuttbasis im unteren Bereich der Lage aus. Der Wechsel zur Basislage ist klar erkennbar am noch höheren Sand- und Skelettanteil und dem Rückgang des Schluffgehaltes. Noch deutlicher ist aber der Beginn der Seesedimente zu sehen. Der Skelettanteil fällt fast ganz weg und der Schluff- und Tongehalt vervielfachen sich.

Der Glühverlust (organischer Anteil) und pH-Wert machen unterschiedlich die Horizontwechsel deutlich. So zeigen die Werte für die „Weg“-Schuttlage einen hohen pH-Wert, der von der Zusammensetzung der Lage aus basaltischen Gestein herrührt. Der Organikwert ist dafür äußerst niedrig, lässt aber schon einen Einfluss durch die Wiesennutzung der Oberbodenlagen erkennen. Der verdeckte, fossile Boden zeigt gesenkte pH-Werte, dafür aber im Top einen erhöhten organischen Anteil wie es typisch ist für einen ehemaligen Oberbodenhorizont. Die Werte sinken mit der Tiefe wieder, wobei der Wechsel zu den reliktschen subhydrischen Lagen durch einen erneuten Anstieg gekennzeichnet ist. Die pH-Werte schwanken geringfügig, wobei der eluvierte Top durch den niedrigsten Wert deutlich hervortritt. Der Wechsel zum Seesediment kann man ab hier aber nicht erkennen.

Tabelle 7: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (JW3)

Tiefe	T	fU	mU	gU	ffS	fS	mS	gS	Glühverlust	pH-Wert
0,1-0,35	3,33	5,46	3,56	8,67	5,47	6,53	31,78	35,21	2,97	7,18
0,36-0,46	32,14	13,00	15,24	16,35	8,98	4,55	6,46	3,28	6,85	5,40
0,46-0,8	18,44	7,60	12,28	22,39	12,08	7,33	12,94	6,95	3,21	6,17
1,0-1,08	9,95	6,28	11,39	22,50	10,51	6,76	18,15	14,46	2,79	6,38
1,08-1,2	6,32	5,86	7,35	16,14	6,90	6,27	28,24	22,92	2,83	6,52
1,25-1,4	11,73	5,18	10,02	21,34	10,68	7,66	19,19	14,20	2,50	6,43
1,45-1,8	13,77	5,26	7,98	16,85	11,48	8,12	16,95	19,59	2,86	6,43
1,85-2,0	26,73	10,13	17,92	24,25	9,48	3,15	4,15	4,17	3,01	6,49

Tabelle 8: Korngrößenverteilung aller Hauptfraktionen (JW3)

Tiefe	Ton	Schluff	Sand	Skelett
0,1-0,35	0,61	3,22	14,37	81,80
0,36-0,46	31,27	43,38	22,63	2,73
0,46-0,8	13,27	30,41	28,28	28,04
1,0-1,08	7,71	31,10	38,61	22,58
1,08-1,2	3,82	17,72	38,85	39,61
1,25-1,4	5,63	17,54	24,83	52,00
1,45-1,8	6,37	13,93	25,99	53,70
1,85-2,0	24,67	48,26	19,34	7,73

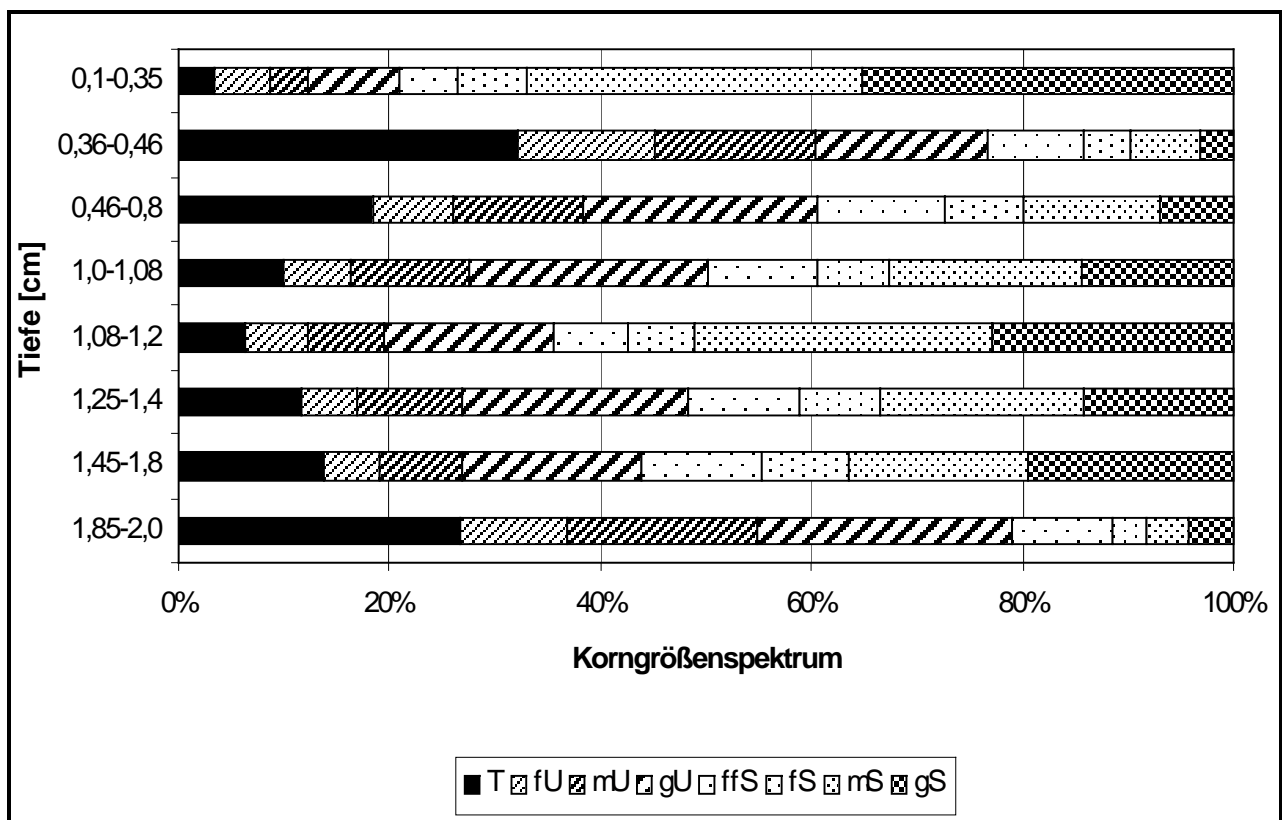


Abbildung 40: Korngrößenverteilung der Feinfraktionen (JW3)

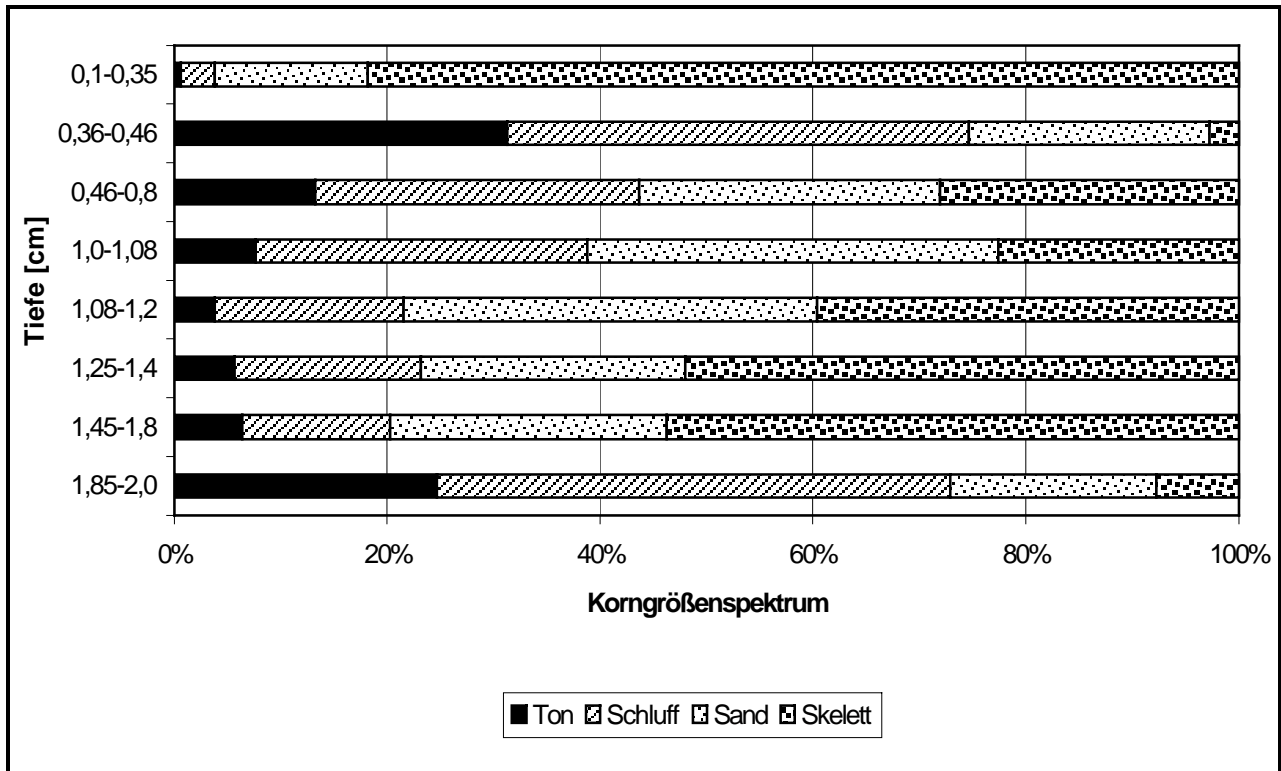


Abbildung 41: Korngrößenverteilung aller Hauptfraktionen (JW3)

Interpretation

Die Bodenentwicklung im Jungfernweiher Maar ist am Profilstandort stark durch den Menschen beeinflusst worden. Nicht nur durch das Auftreten der kolluvialen Lage, sondern auch durch die in jüngerer Vergangenheit angelegten Wanderwege, deren Unterfüllungen sich über ihre heutige Oberflächenausdehnung hinaus erstrecken. Die Bodenbildung im Kolluvium wurde somit vollständig zum Erliegen gebracht. Doch konnte es hier nur zu einer terrestrischen Bodenbildung kommen, weil die Basislage im einstigen Maarsee abgelagert worden ist und diesen verlanden ließ.

Der Boden ist bis auf die wenigen Obsidiane der LST wenig durch vulkanische Materialien geprägt, was auf eine Erosion oder Abspülung von vulkanischen Lagen – wie zum Beispiel die Tephra des Ulmener Maars – schließen lässt. Die verkürzte Hauptlage ist auch Beweis für eine verstärkte Bodenerosion und den damit verbundenen Abtransport von Material. Wobei nicht zu vergessen ist, dass durch das Torfstechen auf der heutigen wasserbedeckten Fläche der anthropogene Einfluss flächendeckend stattgefunden haben muss. Das Kolluvium am Profilstandort weist Holzkohlefragmente, aber keine Holzreste auf. Der ehemalige Wald wurde vermutlich systematisch gerodet für eine bestmögliche Nutzholzgewinnung sowie der Schaffung von Siedlungs- und Ackerfläche. Die Rodung auf Grund von Holzkohleproduktion in Kohlemeilern ist zweifelhaft, da die Funde äußerst gering in Stückzahl und Größe sind. Vielleicht mag es dort Kohlemeiler gegeben haben, aber ihre Existenz ist nicht mehr belegbar und zusätzlich fragwürdig durch die

Siedlungsnähe. Auch die Flurnamen beschreiben eine „Ackerrodung“, d.h. die Rodung von Wald zur Gewinnung von landwirtschaftlicher Nutzfläche. Der ehemalige Wald, welcher sich in unmittelbarer Nähe zur Siedlung befunden haben muss, wurde mit hoher Wahrscheinlichkeit für die Viehmast genutzt bevor er zur Ackerfläche umfunktioniert wurde.

Die anthropogene Überprägung der Deckschichten beruht zwar hauptsächlich auf deren Erosion und Bedeckung durch ein Kolluvium, doch ist der Standort noch heutigen Änderungen unterworfen, um sich den gesellschaftlichen Wünschen anzupassen. Denn Naherholungsgebiete in der freien Natur werden bei der Flucht aus dem Arbeits- und Stadtalltag immer beliebter und sind ein günstiges Reiseziel für viele Leute.

11 Schlussfolgerung

Die beiden Maare sind schon vor der Bodenuntersuchung als äußerst unterschiedliche Standorte anzusehen. Der tiefe, kleine Oberwinkler Maar steht dabei einem flachen, breiten Jungferweiher Maar gegenüber. Die Sedimentfalle ist also beim erst genannten Standort also viel effektiver für die Anhäufung von Material für die Bodenbildung. So ist es auch nicht weiter verwunderlich, dass das Bodenprofil im Bohrkern OW1 fast doppelt so mächtig ist wie das im Kern JW3. Hinzukommt die anthropogene Nutzung nachdem die Maarseen in den beiden Vulkanen schon lange trocken gefallen war. Die schon seit der Römerzeit landwirtschaftliche genutzte Fläche des Oberwinkler Maars gegenüber dem Naherholungsgebiet des Jungferweiher mit Naturschutzgebiet machen auch die heutige Nutzung äußerst verschieden. Doch ist für die Bodenentwicklung eher entscheidend, dass im Oberwinkler Maar das Material alluvial und kolluvial eingetragen worden ist und die Deckschichten nicht abgetragen, sondern nur verdeckt worden sind mit Hauptlagenmaterial der Hänge wie die eingemengten LST-Minerale im Kolluvium beweisen. Die mächtigen anthropogenen Materialeinträge stammen vom den steilen, leicht erodierbaren Hänge des Maars wie es sie beim Jungferweiher Maar nicht gibt. Dort wurde das Bodenmaterial viel mehr ganz wegtransportiert wie an den verkürzten Deckschichtensystem erkennbar ist. Ein erhöhter Eintrag von kolluvialen Massen vom höheren Hang blieb aus, auf Grund der fehlenden Steile und auch der viel späteren Nutzung der Fläche als Acker- oder Weidefläche wie im Gegensatz zum Oberwinkler Maar. Wobei dort der ehemals waldbestandene Hang für die Köhlerei genutzt wurde und die Runsenbildung noch mal den kolluvialen/alluvialen Eintrag steigerte.

Die Ergebnisse zeigen, dass in beiden Maaren, die anthropogene Überprägung der Deckschichten – trotz der unterschiedlichen Bodenbildungen und -entwicklungen – erheblich ist. Durch den solifluidialen Eintrag der Basis- und Hauptlage als Beitrag zum Verlandungsprozess der Maarseen, konnte es aber auch erst zu einer terrestrischen Bodenbildung und -entwicklung kommen. Wobei im Fall des Oberwinkler Maar der Eintrag eines mächtigen Aschebands den Verlandungsprozess eingeleitet hat.

Auch das Vorkommen von LST-Material und dessen weitere Verstrickung in den Böden zeigen neben dem Alter der Hauptlagen auch deren weiteren Entwicklung auf. So wurde das Bodenmaterial der Hauptlage im Jungferweiher Maar so stark abgetragen, dass es schon nicht mehr als Ursprungsmaterial für das Kolluvium im Maar vorhanden gewesen sein kann und das Kolluvium aus älteren Lagen zusammengetragen wurde, in dem sich somit auch keine LST-Minerale nachweisen lassen. Anders im Oberwinkler Maar, wo oberhalb der noch vorhandenen Hauptlage im ganzen Bodenprofil immer wieder die LST-Minerale auftauchen und so das Ursprungsmaterial als Hauptlagenmaterial identifizieren.

Es zeigt sich also, dass trotz der Gemeinsamkeit der beiden Standorte Oberwinkler Maar und Jungferweiher Maar als Trockenmaare, sich erhebliche Unterschiede zeigen bei der Bodenentwicklung, angefangen bei den unterschiedlichen Verlandungsprozessen und somit der Einleitung der Bildung eines terrestrischen Bodens (Abbildung 42). Die Deckschichten kamen in beiden Maarkesseln zur Ablagerung, wurden dann aber unterschiedlich überprägt durch den unterschiedlichen anthropogenen Einfluss, was auch auf die unterschiedliche Reliefierung der beiden Maare – tief und klein (Oberwinkler Maar) zu flach und breit (Jungferweiher Maar) – zurückgeführt werden kann.

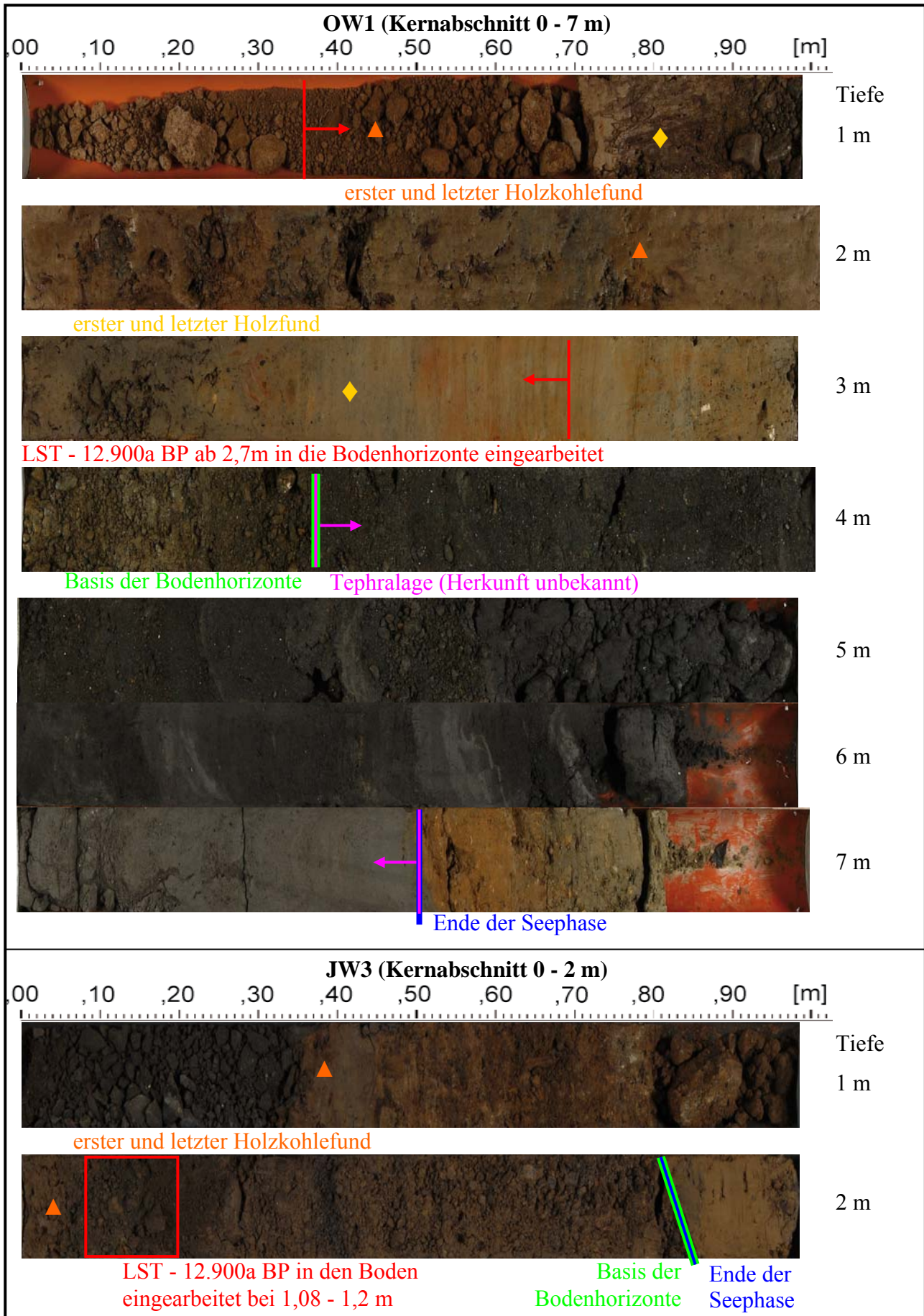


Abbildung 42: Gegenüberstellung der Kerne OW1 und JW3

12 Ausblick

Die Bearbeitung der Bohrkern des ELSA-Projekts – als Alternative zu einem Geländeaufschluss (Schurf) zur Erstellung eines Bodenprofils und der damit verbunden Erkenntnis Gewinnung zu der Entwicklungshistorie der Landschaft in jüngster Vergangenheit – bedeutete die Auswertung von Punktaufnahmen und gab nicht direkt nach der visuellen Aufnahme Auskunft über die Bildungsumstände der Böden. Die mikroskopische Analyse war eine äußerst Erkenntnis bringende Methode, um die Materialherkunft zu erörtern wie sie auch durch die Anlage einer Catena¹³ bestimmt werden könnte.

Mit der mikroskopischen Analyse ließ sich der wichtigste Beweis für die unterschiedlichen Entwicklungen finden. Das Vor- bzw. Nicht-Vorkommen der LST-Minerale als Hauptlagenbestandteil lieferte somit die Information darüber, wo die Hauptlage sich im Bodenprofil überhaupt befindet und ob das transportierte Material eine ehemalige Hauptlage am Hang gewesen sein könnte. Gestützt durch die Korngrößenanalyse ließen sich die Ergebnisse gut validieren.

Die Erörterung von Bodensituationen an Hand der mikroskopischen Analyse von Bohrkernmaterial – also über visuellen Beweis – ist eine praktikable Lösung neben der aufwendigen Anlage einer Catena. Bei der mikroskopischen Analyse ist auch die Beurteilung von anderen Sedimentablagerungen möglich, zum Beispiel durch die Auswertung der Makroreste von Armleuchteralgen oder der Mineralzusammensetzung von vulkanischen Aschen.

¹³ Eine Abfolge von Bodenprofilen, die Aufschluss darüber geben kann, wenn an einem Standort Material erodiert worden ist an welchen anderen Ort es wieder zur Ablagerung kam oder ob bestimmte Lagen/Horizonte gänzlich verkürzt worden sind.

13 Literatur

13.1 Monographien und Aufsätze

Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden / AG-Boden (2005⁵): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover.

ALTERMANN, M., LIEBEROTH, I. & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. In: Zeitschrift für angewandte Geologie, 34, 10: S. 302-306.

BAALES, M., BITTMANN, F. UND KROMER, B. (1999): Verkohlte Bäume im Trass der Laacher See-Tephra bei Krufft (Neuwieder Becken). Ein Beitrag zur Datierung des Laacher See-Ereignisses und zur Vegetation der Alleröd-Zeit am Mittelrhein. In: Archäologisches Korrespondenzblatt 28, 191-204.

BAALES, M., JÖRIS, O., STREET, M., BITTMANN, F., WENINGER, B. UND WIETHOLD, J. (2002): Impact of the Late Glacial Eruption of the Laacher See Volcano, Central Rhineland, Germany. In: Quaternary Research 58, 273-288.

BÖHM (1964): Eine Klimakarte der Rheinlande. - Erdkunde 18, 3: 202-206.

BÖHME, L. (1988): Der Einfluß pedogenetischer, ökologischer und anthropogener Faktoren auf kurz- und mittelfristig verfügbare Nährstoffvorräte in Böden des Hohen Venns. - Tübinger Geogr. Stud. 100: 47-84.

BORK et al. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa.

BREITBACH, T. (1989): Basaltschuttdecken in der Hocheifel. Indikatoren pleistozäner Reliefüberprägung. Mit Vergleichsuntersuchungen im Hessischen Bergland. - Kölner Geogr. Arb. 51.

BRUNNACKER, K. (1968): Das Quartärprofil von Kärlich/Neuwieder Becken. In: Geologie en Mijnbouw, 47: 206-208. s'Gravenhage.

BÜCHEL, G & LORENZ, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. In: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlung 163/1: 1-22. Stuttgart.

-
- CANTAREL, P. & LIPPOLT, H.-J. (1977): Alter und Abfolge des Vulkanismus der Hocheifel. In: N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1977: 600-612. Stuttgart.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. (1987): Volcanic succession. Modern and ancient. London.
- CIPA, W. (1955): Erdmagnetische Vermessung einiger Lavaströme und Tuffschlote in der Vordereifel. Dissertation, Aachen.
- CIPA, W. (1956): Der Vulkanismus der Umgebung des Pulvermaares. - Decheniana 109: 53-75. Bonn.
- DELLINO, P., FRAZZETA, G. UND LA VOLPE, L. (1990): Wet surge deposits at La Fossa Di Vulcano: depositional and eruptive mechanisms. In: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43: 215-233.
- Deutscher Wetterdienst (1957): Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz. Bad Kissingen.
- DIN 18121-1 (1998): Untersuchung von Bodenproben - Wassergehalt - Teil 1: Bestimmung durch Ofentrocknung.
- DIN 18128 (2002): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben - Bestimmung des Glühverlustes.
- DIN 19683-2 (1997): Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau - Felduntersuchungen - Teil 2: Bestimmung der Bodenart.
- DIN EN ISO 22475-1 (2006): Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Probenentnahmeverfahren und Grundwassermessungen - Teil 1: Technische Grundlagen der Ausführung
- ENGELS, S., BOHNCKE, S. J. P., HEIRI, O., SCHABER, K. & SIROCKO, F. (2008): The lacustrine sediment record of Oberwinkler Maar (Eifel, Germany): Chironomid and macro-remain-based inferences of environmental changes during Oxygen Isotope Stage 3. In: Boreas, Vol. 37: 414-425.

-
- ERDMANN, C. & PFEFFER K.-H. (1997): Eifel. - Sammlung Geographischer Führer Band 16. Berlin, Stuttgart.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. Berlin.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1991): Bodenentwicklung in periglazialen Deckschichten des Osthunsrücks, Rheinisches Schiefergebirge. - Mitt. Deutsche Bodenkundl. Ges., 66,II, 779-782.
- FISHER, R. V. UND SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic Rocks. Berlin.
- FRECHEN, J. & LIPPOLT, J. (1965): Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 16: 5-30. Öhringen.
- GASSEN, H. (2009): Luftbild Oberwinkler Maar (Foto).
- GERHARDS, I. & RUTHSATZ, B. (1987): Pflanzensoziologische Untersuchungen im Grünland der Vulkaneifel (Rheinland-Pfalz). In: Beiträge Landespflege Rheinland-Pfalz 11: 127-158. Oppenheim.
- HARD, G. (1970): Exzessive Bodenerosion um und nach 1800. Zusammenfassender Bericht über ein südwestdeutsches Testgebiet. In: Erdkunde 24, 4: 291-308.
- HEINRICH, P. (2006): Die römische Besiedlung in der westlichen Vulkaneifel (Trier Zeitschrift, Beiheft 30). Trier.
- HILDEBRANDT, H., HEUSER-HILDEBRANDT, B. & STUMBÖCK, M. (2001): Bestandsgeschichtliche und kulturlandschaftsgenetische Untersuchungen im Naturwald-reservat Stelzenbach, Forstamt Nassau, Revier Winden: Pollenanalyse aus Gelände-mulden und Auswertung von Holzkohlenspektren historischer Meilerplätze. Mainz.
- HILDEBRANDT, H., HEUSER-HILDEBRANDT, B. & WOLTERS, S. (2007): Kulturlandschaftsgenetische und bestandsgeschichtliche Untersuchungen anhand von Kohlholzspektren aus historischen

Meilerplätzen, Pollendiagrammen und archivalischen Quellen im Naturpark Pfälzerwald, Forstamt Johanniskreuz. Mainzer Geographische Studien (Sonderband 3). Mainz.

HUCKENHOLZ, H.G. (1983): Tertiary Volcanism of the Hocheifel Area. In: FUCHS, K. ET. AL. (Hrsg.): Plateau Uplift: 121-128. Berlin/Heidelberg.

JANSSEN, W. (1975): Studien zur Wüstungsfrage II. Daun.

KNAPP, G. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1:100000. Krefeld.

KNAUFF, W. & SCHRÖDER, E. (1962): Über die Verbreitung des Lias im nördlichen Eifelrande südlich Düren. In: Fortschr. Geol. Rheinld. Und Westf. 6: 231-238. Krefeld.

KUNTZE, H., RÖSCHMANN, G. und SCHWERDTFEGGER, G. (Hrsg.; 1994⁵): Bodenkunde. Stuttgart.

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. Stuttgart.

LENAZ, D., MARCIANO, R., VERES, D., DIETRICH, S., AND SIROCKO, F. (2010): Mineralogy of the Dehner and Jungferweiher maar tephras (Eifel, Germany). In: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlung 257: 5–67. Stuttgart.

LESER, H. (2003⁸): Geomorphologie. Das Geographische Seminar. Braunschweig.

LÖHR, H. & NEYSES, M. (1997): Späteiszeitliche bis mittelalterliche Ablagerungen im Alfbachtal zwischen Udler und Saxler (Kreis Daun) und ihre dendrochronologische Datierung. In: Funde und Ausgrabungen im Bezirk Trier, Heft 29: 51-66.

LÖHR, H. & VON BERG, A. (2009): Archäologische Grabungen und Denkmäler. In: SIROCKO, F. (Hrsg.): Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung – Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert: 60-64. Darmstadt.

LORENZ, V. (1973): On the formation of maars. In: Bulletin Volcanology, 37-2:183-204.

-
- LORENZ, V. (1974): Vesiculated tuff and associated features. In: *Sedimentology*, 21: 273-291.
- LORENZ, V. (1975): Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. In: *Phys. Chem. Earth*, 9: 17-27.
- LORENZ, V. (1979): Phreatomagmatic origin of the olivine melilitite diatremes of the Swabian Alb, Germany. In: BOYD, F.R. & MEYER, H.O.A. (Hrsg.): *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology, and geochemistry. – Proc. 2 Intern. Kimberlite Conf.*, 2: 354-363.
- LORENZ, V. (1982): Zur Vulkanologie der Tuffschlote der Schwäbischen Alb. In: *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F.*, 64: 167-200.
- LORENZ, V. (1985): Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. In: *Trans. Geol. Soc. South Afr.*, 88: 459-470.
- LORENZ, V. (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. In: *Bulletin of Volcanology*, 48: 265-274. Berlin.
- LORENZ, V. & ZIMANOWSKI, B. (2000): Vulkanologie der Maare der Westeifel. In: *Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv Beiheft* 24: 5-51.
- MENSCHING, H. (1951): Die kulturgeographische Bedeutung der Auelehmbildung. In: RICHTER, G. (1976): *Bodenerosion in Mitteleuropa*. Darmstadt.
- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten* Nr. 9. Bochum.
- MEYER, W. (1994²): *Geologie der Eifel*.
- MEYER, W. & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. In: *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 131: 725-751). Hannover.

-
- Ministerium für Umwelt und Forsten (1994): Forstatlas. In: Mitteilungen der Landesforstverwaltung Rheinland-Pfalz Nr. 12/1994.
- MITCHELL, R.H. (1986): Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York.
- MÜLLER, E. H. (1954): Die Bedeutung des eiszeitlichen Bodenfließens (Solifluktion) für die Bodenbildung im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. In: Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde, Bd. 65 (110), Heft 1-3: 52-61.
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (1998¹⁰): Geologisches Wörterbuch. Stuttgart.
- PICARD, K. (1950): Sedimentationsverhältnisse des Hauptbuntsandsteins in der Bucht von Mechernich-Nideggen. In: Geol. Jb. 64: 331-347. Hannover-Celle.
- QUIRING, H. (1928): Neue Beiträge zur Geologie des Siegerlandes und Westerwaldes. I. Die periglazialen Blockströme (Erdgletscher) am Nordrande des Westerwaldes. Jb. d. Pr. Geol. L.A. (I. Teil). Berlin.
- RICHTER, G. (1998): Bodenerosion - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Darmstadt.
- RICHTER, G. & SPERLING, W. (1967): Anthropogen bedingte Dellen und Schluchten in der Lößlandschaft. Untersuchungen im nördlichen Odenwald. In: Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv 5/6: 136-176.
- RITTER, J.R.R. & CHRISTENSEN, U.R. (Hrsg., 2007): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach, S. 241-322. Heidelberg.
- SALOMON, W. (1917): Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. Geologische Rundschau, 7, S. 30-41.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglazialer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. In: Boden und Landschaft. Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskunde und Landschaftsökologie, Band 36.

-
- SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. In: Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen 15: 239-365.
- SCHMIDT, W. & SCHRÖDER, E. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1:100000. Krefeld.
- SCHMINCKE, H.U. (1977): Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Osteifel. In: Geol. Jb., A 39: 3-45. Hannover.
- SCHMINCKE, H.U. (2007): The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany). In: RITTER, J.R.R. & CHRISTENSEN, U.R. (Hrsg.): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach, S. 241-322. Heidelberg.
- SCHRÖDER, E. (1952): Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. In: Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 103: 209-218. Hannover.
- SEELOS, K. & SIROCKO, F. (2009): Limnologie der Maarseen und typische Sedimente. In: SIROCKO, F. (Hrsg.): Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung – Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert: 14-18. Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1961): Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen in Löß. In: Rhein-Mainische Forschung 50: 135-140. Frankfurt a.M.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. In: Notizblätter hessisches Landesamt für Bodenkunde. Nr. 92. Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. Frankfurter geographische Hefte 45. Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1977): Grundzüge der Bodengeographie. Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1985): Periglazialmorphologie. Darmstadt.

-
- SEMMELE, A. (1993): Bodenerosionsschäden unter Wald – Beispiel aus dem kristallinen Odenwald und dem Taunus. In: Jahresbericht der Wetterauer Gesellschaft für die gesamte Naturkunde, Jg. 144/145: 5-15. Hanau.
- SEMMELE, A. (2003): Periglaziale Vergangenheit und bodenkundliche Gegenwart in den deutschen Mittelgebirgen. Vortrag zum Festkolloquium zum 80. Geburtstag von W. Schwanecke. Gernode 2003. Internet: http://www.geo.uni-frankfurt.de/ipg/ag/pers/Semmel_2005_Periglaziale_Vergangenheit_und_bdkdl_Ggw.pdf (01.02.2011)
- SIROCKO, F. (2009): Bohrungen und Untersuchungsgebiete. In: SIROCKO, F. (Hrsg.): Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung – Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert: 33-36. Darmstadt.
- STAHR et. al. (2008): Bodenkunde und Standortlehre. Stuttgart.
- STEINBERG, G.S. (1977): On the determination of the energy and depth of volcanic explosions. In: Bulletin of Volcanology, 40: 116-120.
- STOLZ, C. (2005): Historisches Grabenreißen im Wassereinzugsgebiet der Aar zwischen Wiesbaden und Limburg. Dissertation, Mainz.
- STRUNK, H. (1981): Zum Verhältnis von Solifluktion und Abspülung im Periglaziär des westlichen Rheinischen Schiefergebirges. - Bochumer Geogr. Arb. 40: 30-40. Paderborn.
- VÖLKEL, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 45: 273-294.
- VÖLKEL, J. & MAHR, A. (1997): Neue Befunde zum Alter der periglazialen Decklagen im Vorderen Bayerischen Wald. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 41: S. 131-137.
- VÖLKEL, J. & MAHR, A. (2001): Die IRSL-Datierung von periglazialen Hangsedimenten – Ergebnisse aus dem Bayerischen Wald. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 45: S. 295-305.

-
- WALTER, R. (1980): Lower Paleozoic Paleogeography of the Brabant Massif and its Southern Adjoining Areas. In: Meded. Rijks Geol. Dienst 32-2: 14-25. Heerlen.
- WEISE, O. (1983): Das Periglazial: Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. Berlin, Stuttgart.
- WHITE, J.D.L. (1991): Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), U.S.A. In: Bulletin of Volcanology, 53: 239-258.
- WILSON, M. & DOWNES, H. (2006): Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics, In: European Lithosphere Dynamics, Geological Society London Memoir, 147-166, edited by Gee D.G. & Stephenson R.A. (2006), The Geological Society of London.
- WOHLETZ, K.H. & SHERIDAN, M.F. (1979): A model of pyroclastic surge. In: Geological Society of America - Special Paper 180: 177-193.
- ZENSES, E. (1986): Vergleichende Untersuchungen zum Bau pleistozäner Schuttablagerungen. - Catena 13: 333-347. Braunschweig.
- ZENSES, E. (1989): Kaltzeitliche Überformung des Altreliefs in Süd- und Zentral-Wales im Vergleich zur Nord-Eifel. - Kölner Geogr. Arb. 50
- ZEPP, H. (2004³): Geomorphologie. Paderborn.
- ZIMANOWSKI, B. (1986): Fragmentierungsprozesse beim explosiven Vulkanismus der Westeifel. Dissertation. Mainz.
- ZIMANOWSKI, B. (1992): Zum phreatomagmatischen Eruptionsmechanismus. Habilitationsschrift, Wiesbaden.

13.2 Kartenmaterial

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (1993): Geologische Übersichtkarte von Rheinland-Pfalz. Mainz.

Landesamt für Vermessung und Geobasisinformation Rheinland-Pfalz (Hrsg.): Topographische Karte 1: 25.000. Koblenz:

Blatt 5807: Gillenfeld (2008, ATKIS)

Blatt 5707: Kelberg, (2006, ATKIS)

Landesinformationssystem (LANIS) der Naturschutzverwaltung Rheinland-Pfalz (NETGIS-Mapserver-Client) basierend auf den Geobasisinformationen der Vermessungs- und Katasterverwaltung Rheinland-Pfalz (2009):

Liegenschaftskataster (Likar)

BÜCHEL, G. (Hrsg.) & Institut für Geowissenschaften Johannes Gutenberg-Universität Mainz & Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz (1994): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel (1:50.000). Koblenz.

14 Zusammenfassung

Die im Rahmen des ELSA-Projekts des Geowissenschaftlichen Instituts der Johannes Gutenberg-Universität Mainz erbohrten Kerne im Oberwinkler Maar (OW1) und im Jungferweiher Maar (JW3) wurden auf das Vorkommen des periglazialen Deckschichtensystems und dessen anthropogenen Überprägung untersucht. Es gab bis dato noch keine Unternehmungen diese Formen der Bodenbildung und -entwicklung in einem Trockenmaar zu suchen, geschweige denn zu untersuchen.

Die Ergebnisse zeigen auf, dass sich Deckschichten auch in der Vulkanreliefform eines Trockenmaars ausbilden können und dass die Überprägung je nach Kraterform und anthropogener Flächennutzung unterschiedlich im Bodenprofil in Erscheinung tritt (Mächtigkeit von kolluvialen/alluvialen Lagen oder Anzahl der Holzkohlefunde).

Zur Untersuchung der Deckschichten und deren anthropogenen Überprägung wurden sowohl bodenkundliche Analysen als auch Literatur- und Kartenauswertungen unternommen. Als eine neue Methode zur Identifizierung von den verschiedenen Bodenhorizonten wurde die mikroskopische Analyse eingeführt. Dabei kam es hauptsächlich darauf an, die Minerale der Laacher-See-Tephra (LST) ausfindig zu machen und so die Bodenbildung und -entwicklung nicht nur zeitlich einordnen zu können, sondern auch die verschiedenen Materialeinträge (u.a. Deckschichtenmaterial) an den Profilstandort unterscheiden zu können.

Als grundlegendes Ergebnis liefert die vorliegende Arbeit den Beweis, dass sich die periglazialen Deckschichten und deren anthropogenen Überprägung nicht nur in den typischen Zonen der deutschen Mittelgebirge ausbilden, sondern auch in der vulkanischen Reliefform eines Trockenmaars. Hinzukommt die Tatsache, dass statt den typischen vielen Geländeaufschlüssen für einen Standort – Catena – jeweils ein einzelner Bohrkern ausgereicht hat, um zu dieser genauen Erkenntnisgewinnung – maßgeblich bedingt durch die mikroskopische Analyse – zu kommen.

Abstract

As part of the ELSA-project of the Institute of Geoscience of the Johannes Gutenberg-University Mainz, cores were drilled in the Oberwinkler Maar (OW1) and in the Jungferweiher Maar (JW3) which were examined for the presence of periglacial slope deposits and their anthropogenic over impression. Till up-to-date, there was no activity to look for or even to investigate these forms of soil formation and development in a dry maar.

The results show the forming of the periglacial slope deposits within the shape of the volcano relief of a dry maar and that the appearance of the anthropogenic over impression in the soil profile (thickness of colluvial/alluvial layers or the number of charcoal findings) varies depending on the crater form and the anthropogenic land use.

For the study of the periglacial slope deposits and the anthropogenic over impression both, soil analysis as well as literature and map interpretation, were undertaken. As a new method for identifying the different soil horizons, the microscopic analysis was introduced. It was most important to identify the minerals of the Laacher-Sea-Tephra (LST) in order to date the soil formation and development and furthermore to classify different material inputs (i.a. periglacial slope deposits) to the profile location.

The fundamental result of the present study proves that the periglacial slope deposits with anthropogenic over impression are not only present in the typical areas of the mountain areas of Central Germany, but also within the form of a volcanic relief of a dry maar. Added to this is the fact that instead of the classic string of digging sites for one location - Catena - only one single core was sufficient for the gain of detailed intelligence - mainly due to the microscopic analysis.

Anhang

3D-Foto-Aufnahmen

- Körner der Laacher-See-Tephra im SM3 bei 6,26 m Tiefe
- Proben vom OW1
- Proben vom JW3

Labortabellen

- Probenübersicht
- Feinbodenanteil (Sand, Schluff, Ton) und Grobbodenanteil (Skelett) an der Gesamtprobe
- pH-Werte (gemessen am Feinbodenanteil)
- Errechnung der Trockensubstanz
- Errechnung des Glühverlustes
- Berechnung der Korngrößen - Schluff und Ton - an Hand der Aliquote (KÖHN-Versuch) – Teil 1: Schlufffraktion
- Berechnung der Korngrößen - Schluff und Ton - an Hand der Aliquote (KÖHN-Versuch) – Teil 2: Tonfraktion
- Berechnung der Korngröße Sand an Hand von Siebturmproben
- Ergebnisse zur Korngrößenverteilung

3D-Foto-Aufnahmen

Körner der Laacher-See-Tephra im SM3 bei 6,26 m Tiefe

SM01 - gefritteter Obsidian mit Bimsbeschichtung



SM07 - gerundeter Obsidian



SM03 - gerundeter Calcit



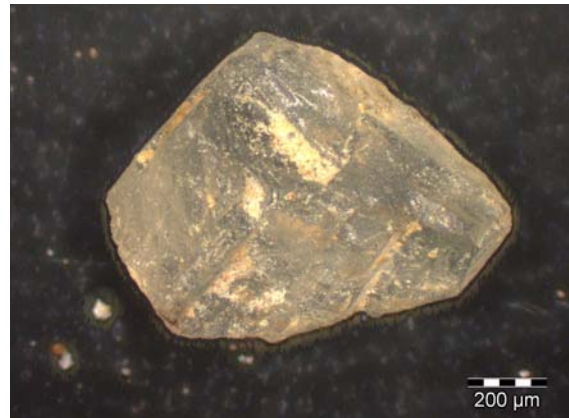
SM11 - Bimskorn



SM05 - teils gerundeter Obsidian



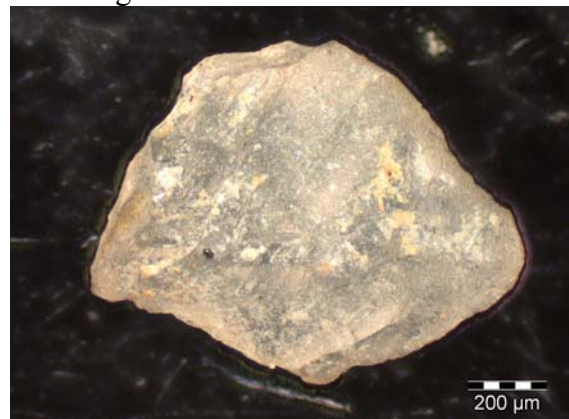
SM12 - heller Obsidian



SM06 - Calcitkristall



SM14 - gerundeter Calcit



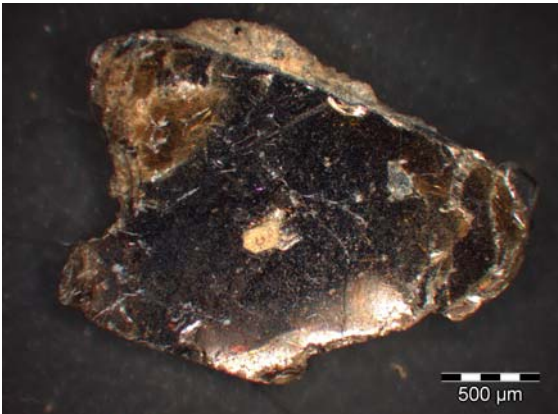
SM15 - gerundeter Osidian



SM20 - gerundetes Quarzkorn



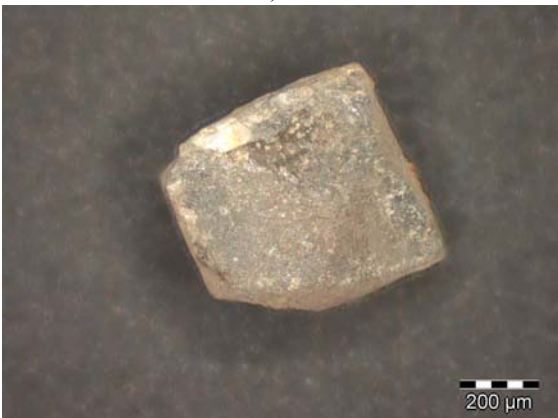
SM16 - Biotit



SM21 Osidian mit Bimsbeschichtung



SM17 - nicht identifizierbar, vermutlich Schieferbruchstück



SM22 - Calcitkristall



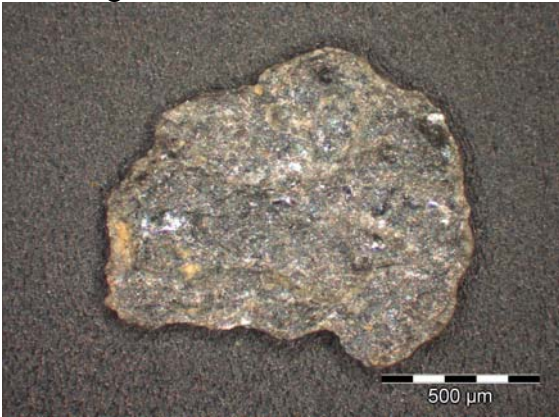
SM18 - Calcitkristall



SM24 - Osidian mit Bimsbeschichtung



SM26 - gefritteter Biotite



SM32 - Bimskorn



SM29 - gerundeter Calcit



SM33 Bimskorn



SM30 - nicht identifizierbar, vermutlich Schieferbruchstück



SM34 - nicht identifizierbar, vermutlich Schieferbruchstück



SM31 - Calcitkristall

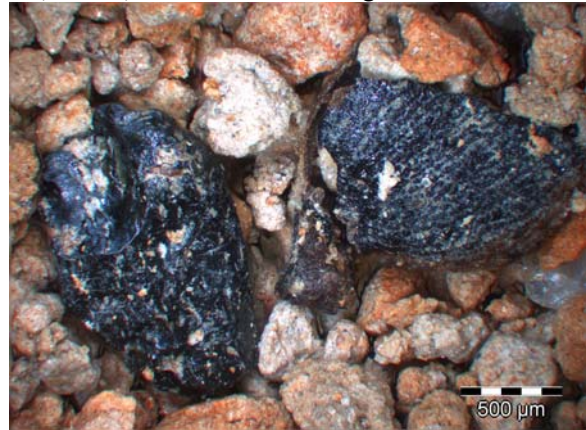


Proben vom OW 1

00,00-00,10: graue LST-Bimse



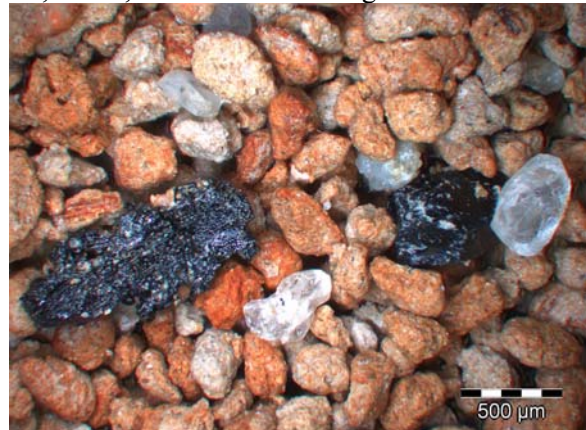
00,40-00,50: Holzkohle und graue LST-Bimse



00,10-00,20: Holzkohle und graue LST-Bimse



00,50-00,60: Holzkohle und graue LST-Bimse



00,20-00,30: Holzkohle und graue LST-Bimse



00,60-00,70: rötliche LST-Bimse



00,30-00,40: rötliche LST-Bimse



00,70-0,76: Sandmatrix



00,76-00,88: Sandmatrix



01,20-01,30: Holzkohle und Kalkkörner



00,88-01,00: Sandmatrix mit Holzkohle



01,00-01,10: Sandmatrix mit Holzkohle



01,50-01,60: dunkle Matrix



01,10-01,20: Sandmatrix mit Holzkohle



01,60-01,70: dunkel Matrix



01,70-01,80: dunkle Matrix mit LST-Bims



02,10-02,20: dunkle, sandige Matrix



01,80-01,90: Calcitkristall



02,20-02,30: Pyroxene und Calcitkristalle



01,90-02,00: dunkle Matrix



02,30-02,40: Pyroxene in dunkler Matrix



02,00-02,1: dunkle Matrix mit Pyroxen



02,40-02,50: sandige, helle Matrix



02,50-02,60: dunkle Matrix mit Calcitkristallen



02,80-02,90: dunkle Matrix mit Biotit



02,60-02,70: LST-Bimse



02,90-03,00: dunkle Matrix



03,00-03,10: dunkle Matrix



02,70-02,80: dunkle Matrix mit Pyroxenen



03,10-03,20: dunkle Matrix



03,20-03,30: dunkle Matrix mit Biotiten



03,80-03,90: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



03,35-03,45: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



03,90-04,00: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



03,55-03,64: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,00-04,10: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



03,70-03,80: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,10-04,20: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



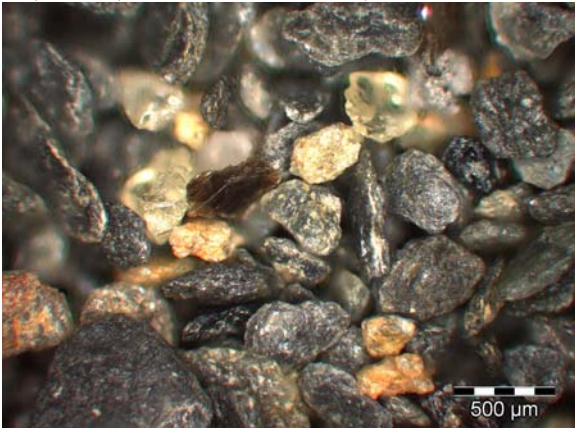
04,20-04,30: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,50-04,60: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,30-04,40: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,60-04,70: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,70-04,80: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,40-04,50: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,80-04,90: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



04,90-05,00: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



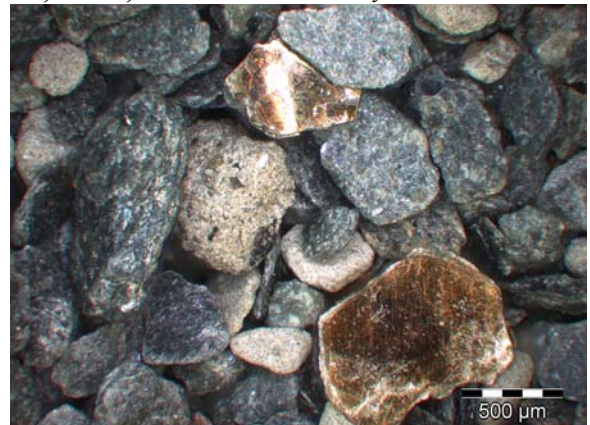
05,40-05,50: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,00-05,10: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,50-05,60: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,10-05,20: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,60-05,70: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,20-05,30: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,70-05,80: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,80-05,90: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



06,10-06,20: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



05,90-06,00: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



06,20-06,30: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



06,30-06,35: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



06,00-06,10: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



06,42-06,51: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



06,60-06,70: helle, gerundete Partikel



06,70-06,80: gerundete Partikel



07,00-07,10: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



07,10-07,20: dunkle Matrix mit Pyroxenen und Biotiten



07,20-07,30: Armleuchteralgenmakroreste



07,30-07,40: Armleuchteralgenmakroreste



07,40-07,50: helle Atrix



07,50-07,60: Armleuchteralgenmakroreste



07,60-07,70: Armleuchteralgenmakroreste



07,70-07,80: Armleuchteralgenmakroreste



07,80-07,90: Armleuchteralgenmakroreste



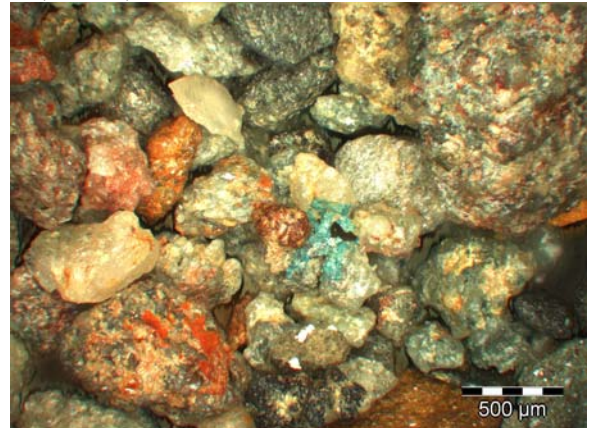
08,00-08,10: weniger helle Matrix



08,10-08,20



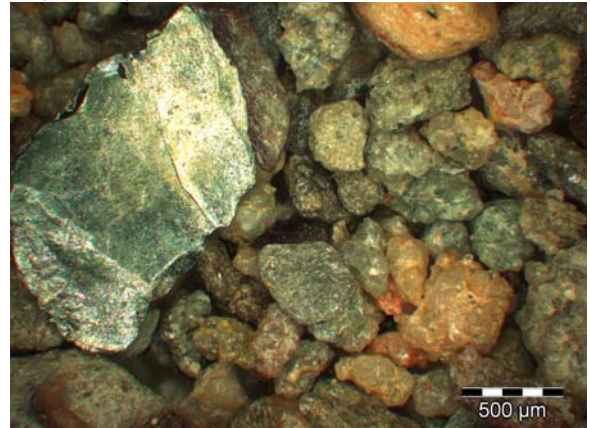
08,20-08,30



08,30-08,40: dunkle Matrix



08,40-08,50: dunkle Matrix



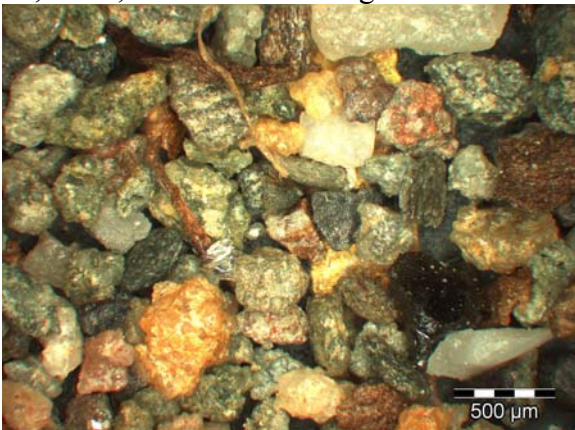
08,50-08,60: Armleuchteralgenmakroreste



08,60-08,70: Armleuchteralgenmakroreste



08,70-08,80: Armleuchteralgenmakroreste



08,80-08,90: dunkle Matrix



08,90-09,00: dunkle Matrix



09,00-09,10: Armleuchteralgenmakroreste



09,10-09,20: Armleuchteralgenmakroreste



09,20-09,30: Armleuchteralgenmakroreste



09,30-09,40: Armleuchteralgenmakroreste



09,70-09,80: Armleuchteralgenmakroreste



09,40-09,50: Armleuchteralgenmakroreste



09,80-09,90: hell Matrix



09,50-09,60: Armleuchteralgenmakroreste



09,90-10,00: helle Matrix



09,60-09,70: dunkle Matrix



10,00-10,10: helle Matrix



10,10-10,20: dunkle Matrix



10,50-10,60: dunkle Matrix



10,20-10,30: dunkle Matrix



10,60-10,70: dunkle Matrix



10,30-10,40: dunkle Matrix



10,70-10,80: Armleuchteralgenmakroreste



10,40-10,50: dunkle Matrix



10,80-10,90: Armleuchteralgenmakroreste



10,90-11,00: Armluchteralgenmakroreste



11,60-11,70: helle Matrix



11,00-11,20: dunkle Matrix



11,70-12,00: helle Matrix



11,20-11,45: helle Matrix



12,00-12,20: helle Matrix



11,45-11,60: Armluchteralgenmakroreste



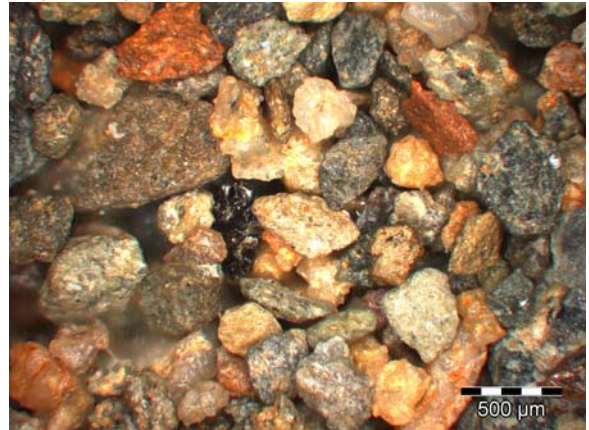
12,20-12,30: helle Matrix



12,30-12,50: helle Matrix



13,20-13,30: dunkle Matrix



12,50-12,60: helle Matrix



13,30-13,40: dunkle Matrix



12,60-12,90: helle Matrix



13,40-13,50: dunkle Matrix



12,90-13,00: dunkle Matrix



13,50-13,60: dunkle Matrix



13,60-13,70: dunkle Matrix



13,80-13,90: dunkle Matrix



13,70-13,80: dunkle Matrix

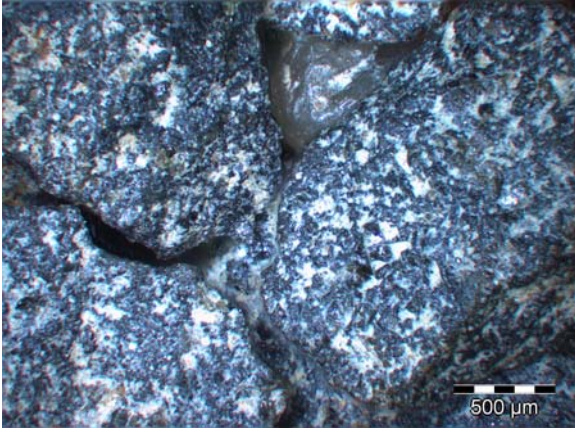


13,90-14,00: dunkle Matrix



Proben vom JW3

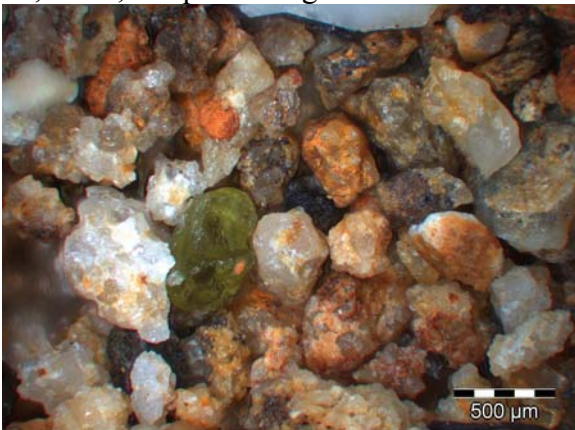
00,1-00,35 - Basaltschutt mit Sandverfüllung



00,36-00,46: Holzkohle



00,46-00,80: quarzhaltige Matrix



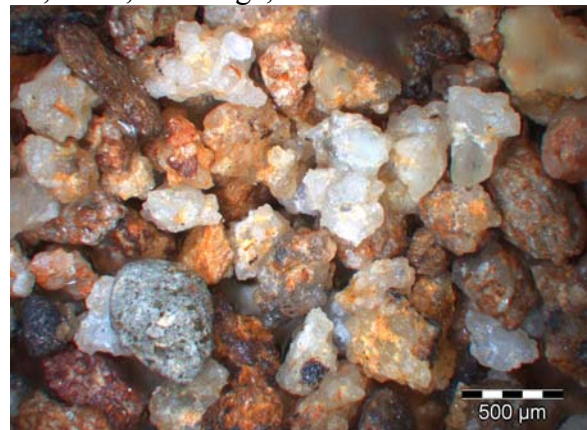
01,00-01,08: pyroxenehaltige Matrix



01,08-01,20: Obsidiane mit Bimsbeschichtung



01,25-01,40: eckige, helle Partikel



01,45-01,80: eckige, helle Partikel



01,85-02,00: runde, helle Partikel



Labortabellen

Probenübersicht

Labor-Nr.	Bohrkern	Tiefe [m]
1	OW1	0,1-0,6
2	OW1	0,6-0,76
3	OW1	0,76-0,9
4	OW1	0,9-1,0
5	OW1	1,0-1,2
6	OW1	1,2-1,34
7	OW1	1,5-1,8
8	OW1	1,8-2,1
9	OW1	2,1-2,4
10	OW1	2,5-3,0
11	OW1	3,0-3,2
12	JW3	0,1-0,35
13	JW3	0,36-0,46
14	JW3	0,46-0,8
15	JW3	1,0-1,08
16	JW3	1,08-1,2
17	JW3	1,25-1,4
18	JW3	1,45-1,8
19	JW3	1,85-2,0

Feinbodenanteil (Sand, Schluff, Ton) und Grobbodenanteil (Skelett) an der Gesamtprobe

Labor-Nr.	Einwaage	Skelett		Feinboden	
	[g]	[g]	[%]	[g]	[%]
1	122,83	0,27	0,22	122,56	99,78
2	97,25	0,86	0,88	96,39	99,12
3	96,41	14,81	15,36	81,60	84,64
4	121,5	43,33	35,66	78,17	64,34
5	116,95	4,16	3,56	112,79	96,44
6	91,11	6,76	7,42	84,35	92,58
7	129,73	9,67	7,45	120,06	92,55
8	115,43	1,36	1,18	114,07	98,82
9	134,99	62,11	46,01	72,88	53,99
10	121,73	16,62	13,65	105,11	86,35
11	136,63	35,93	26,30	100,70	73,70
12	221,21	180,96	81,80	40,25	18,20
13	108,75	2,97	2,73	105,78	97,27
14	145,01	40,66	28,04	104,35	71,96
15	135,47	30,59	22,58	104,88	77,42
16	132,41	52,45	39,61	79,96	60,39
17	147,59	76,74	52,00	70,85	48,00
18	155,38	83,44	53,70	71,94	46,30
19	127,61	9,87	7,73	117,74	92,27

pH-Werte (gemessen am Feinbodenanteil)

Labor-Nr.	pH
1	4,62
2	4,61
3	5,14
4	4,95
5	5,11
6	5,43
7	7,37
8	7,38
9	7,10
10	4,90
11	4,82
12	7,18
13	5,40
14	6,17
15	6,38
16	6,52
17	6,43
18	6,43
19	6,49

Errechnung der Trockensubstanz

Labor-Nr.	Tiegel			Boden		Trockensubstanz	Wassergehalt	
	Tara [g]	+ Einwaage lutro [g]	+ Einwaage atro [g]	lutro [g]	atro [g]	[%]	[g]	[%]
1	8,3784	14,3066	14,1652	5,9282	5,7868	97,61	0,141	2,39
2	8,6975	15,9020	15,7694	7,2045	7,0719	98,16	0,133	1,84
3	8,9098	16,1410	16,0226	7,2312	7,1128	98,36	0,118	1,64
4	8,7964	17,2150	17,1198	8,4186	8,3234	98,87	0,095	1,13
5	9,0324	14,8919	14,7756	5,8595	5,7432	98,02	0,116	1,98
6	8,5806	15,1315	14,9632	6,5509	6,3826	97,43	0,168	2,57
7	8,3893	16,5156	16,4107	8,1263	8,0214	98,71	0,105	1,29
8	9,0931	15,949	15,8478	6,8559	6,7547	98,52	0,101	1,48
9	8,9385	18,1988	18,0723	9,2603	9,1338	98,63	0,127	1,37
10	8,9805	16,2768	16,2035	7,2963	7,2230	99,00	0,073	1,00
11	8,8698	17,1924	17,1161	8,3226	8,2463	99,08	0,076	0,92
12	9,4338	18,3276	18,0694	8,8938	8,6356	97,10	0,258	2,90
13	8,8632	15,7251	15,5998	6,8619	6,7366	98,17	0,125	1,83
14	9,0936	17,5433	17,4070	8,4497	8,3134	98,39	0,136	1,61
15	8,965	17,6987	17,5638	8,7337	8,5988	98,46	0,135	1,54
16	8,7385	18,7222	18,5296	9,9837	9,7911	98,07	0,193	1,93
17	9,0631	19,0337	18,9454	9,9706	9,8823	99,11	0,088	0,89
18	8,9687	17,9750	17,8946	9,0063	9,0000	99,11	0,080	0,89
19	8,8219	18,2750	18,1301	9,4531	9,3082	98,47	0,145	1,53

Errechnung des Glühverlustes

Labor-Nr.	Tiegel		Boden	nach Glühen		Glührest	Glühverlust	org. Substanz
	Tara [g]	+ Einwaage atro [g]	atro [g]	Boden + Tiegel atro [g]	Boden Atro [g]	atro [%]	atro [%]	atro [%]
1	8,3784	14,1652	5,7868	13,6871	5,3087	91,7381	8,2619	8,0648
2	8,6975	15,7694	7,0719	15,3470	6,6495	94,0271	5,9729	5,8630
3	8,9098	16,0226	7,1128	15,5033	6,5935	92,6991	7,3009	7,1814
4	8,7964	17,1198	8,3234	16,7472	7,9508	95,5235	4,4765	4,4259
5	9,0324	14,7756	5,7432	14,3218	5,2894	92,0985	7,9015	7,7447
6	8,5806	14,9632	6,3826	14,3058	5,7252	89,7001	10,2999	10,0353
7	8,3893	16,4107	8,0214	16,1315	7,7422	96,5193	3,4807	3,4358
8	9,0931	15,8478	6,7547	15,5850	6,4919	96,1094	3,8906	3,8332
9	8,9385	18,0723	9,1338	17,7679	8,8294	96,6673	3,3327	3,2872
10	8,9805	16,2035	7,2230	15,9552	6,9747	96,5624	3,4376	3,4031
11	8,8698	17,1161	8,2463	16,8455	7,9757	96,7185	3,2815	3,2514
12	9,4338	18,0694	8,6356	17,8125	8,3787	97,0251	2,9749	2,8885
13	8,8632	15,5998	6,7366	15,1382	6,2750	93,1479	6,8521	6,7270
14	9,0936	17,4070	8,3134	17,1402	8,0466	96,7907	3,2093	3,1575
15	8,9650	17,5638	8,5988	17,3238	8,3588	97,2089	2,7911	2,7480
16	8,7385	18,5296	9,7911	18,2521	9,5136	97,1658	2,8342	2,7795
17	9,0631	18,9454	9,8823	18,6982	9,6351	97,4986	2,5014	2,4793
18	8,9687	17,8946	8,9259	17,6391	8,6704	97,1375	2,8625	2,8369
19	8,8219	18,1301	9,3082	17,8495	9,0276	96,9855	3,0145	2,9683

bei >1,5 %, muss die Probe für den KÖHN-Versuch mit H₂O₂ behandelt werden und die Einwaage muss 15 g betragen (statt 10 g)

Berechnung der Korngrößen - Schluff und Ton - an Hand der Aliquote (KÖHN-Versuch) – Teil 1: Schlufffraktion

Schluff										
Labor-Nr.	Grobschluff			Mittelschluff			Feinschluff			Gesamtschluff
	Brutto [g]	Tara [g]	gU [g]	Brutto [g]	Tara [g]	mU [g]	Brutto [g]	Tara [g]	fU [g]	U [g]
1	19,2403	19,0724	0,1679	21,6157	21,4859	0,1298	20,4211	20,3329	0,0882	9,0224
2	20,7847	20,6294	0,1553	19,1975	19,0872	0,1103	20,8946	20,8180	0,0766	8,6027
3	19,4715	19,3825	0,089	20,5263	20,4655	0,0608	21,1552	21,1115	0,0437	4,8609
4	21,0219	20,9260	0,0959	18,4609	18,3997	0,0612	20,6414	20,5992	0,0422	5,6739
5	21,2213	21,0853	0,136	18,7222	18,6216	0,1006	20,3254	20,2515	0,0739	6,8892
6	21,3743	21,2309	0,1434	21,9084	21,7954	0,1130	19,0295	18,9481	0,0814	7,3788
7	21,9888	21,8615	0,1273	19,5945	19,5200	0,0745	21,3017	21,2599	0,0418	8,7251
8	20,6055	20,4417	0,1638	20,7951	20,6903	0,1048	21,4545	21,3975	0,0570	11,0681
9	18,9635	18,8557	0,1078	19,3279	19,2537	0,0742	21,4560	21,4110	0,0450	6,9241
10	22,5421	22,4028	0,1393	20,8103	20,7096	0,1007	21,7503	21,6804	0,0699	8,0782
11	21,4407	21,3374	0,1033	19,6029	19,5342	0,0687	22,1143	22,0667	0,0476	6,2335
12	20,5268	20,4772	0,0496	18,6687	18,6364	0,0323	21,1879	21,1627	0,0252	3,0861
13	18,7373	18,5992	0,1381	18,9352	18,8249	0,1103	20,7868	20,7024	0,0844	6,6269
14	18,6965	18,5850	0,1115	19,2335	19,1603	0,0732	19,5666	19,5144	0,0522	6,3209
15	21,8353	21,7383	0,0970	20,7163	20,6594	0,0569	20,3786	20,3420	0,0366	6,2597
16	19,6334	19,5612	0,0722	20,8891	20,8461	0,0430	19,6403	19,6106	0,0297	4,6423
17	20,2261	20,1327	0,0934	19,6980	19,6425	0,0555	19,8560	19,8183	0,0377	5,6739
18	22,0004	21,9136	0,0868	21,1564	21,1000	0,0564	20,4277	20,3857	0,0420	4,7472
19	19,5580	19,4154	0,1426	19,4704	19,3692	0,1012	18,0131	17,9425	0,0706	7,8071

Berechnung der Korngrößen - Schluff und Ton - an Hand der Aliquote (KÖHN-Versuch) – Teil 2: Tonfraktion

Ton			
Labor-Nr.	Brutto [g]	Tara [g]	T [g]
1	19,6967	19,632	0,0647
2	20,4553	20,3984	0,0569
3	20,5668	20,5334	0,0334
4	22,2971	22,2661	0,0310
5	18,4783	18,4211	0,0572
6	20,9802	20,9212	0,0590
7	19,1043	19,0768	0,0275
8	19,5452	19,5080	0,0372
9	19,3781	19,3495	0,0286
10	21,1032	21,0563	0,0469
11	20,1001	20,0681	0,0320
12	18,8264	18,8121	0,0143
13	19,3480	19,2857	0,0623
14	22,0128	21,9736	0,0392
15	19,3086	19,2832	0,0254
16	21,3248	21,3057	0,0191
17	20,6977	20,6692	0,0285
18	18,3665	18,3340	0,0325
19	19,3913	19,3380	0,0533

Berechnung der Korngröße Sand an Hand von Siebturmproben

Sand					
Labor-Nr.	Grobsand	Mittelsand	Feinsand	Feinstfeinsand	Gesamtsand
	gS [g]	mS [g]	fS [g]	ffS [g]	S [g]
1	0,0496	0,1497	0,1045	0,3485	0,6523
2	0,3638	0,5584	0,3221	0,6914	1,9357
3	3,1231	2,6986	0,7094	0,8792	7,4103
4	2,6944	2,8013	0,8458	0,9590	7,3005
5	0,7689	1,1942	0,5614	0,8070	3,3315
6	0,6576	0,9613	0,3172	0,4485	2,3846
7	1,4526	1,7546	0,6314	0,6310	4,4696
8	0,2122	0,4270	0,2247	0,3818	1,2457
9	2,6782	1,8712	0,5506	0,5332	5,6332
10	0,7049	1,3552	0,5916	0,8356	3,4873
11	2,6721	2,3110	0,7101	1,0182	6,7114
12	4,9758	4,4912	0,9228	0,7725	11,1623
13	0,4495	0,8865	0,6236	1,2312	3,1908
14	0,9928	1,8486	1,0475	1,7252	5,6141
15	2,0757	2,6053	0,9702	1,5091	7,1603
16	3,2757	4,0368	0,8957	0,9864	9,1946
17	2,0577	2,7814	1,1100	1,5484	7,4975
18	2,8288	2,4482	1,1730	1,6573	8,1073
19	0,5977	0,5951	0,4517	1,3576	3,0021

Ergebnisse zur Korngrößenverteilung

Labor-Nr.	prozentuale Anteile								Gesamt			Abweichung [%]
	gS [%]	mS [%]	fS [%]	ffS [%]	gU [%]	mU [%]	fU [%]	T [%]	S [%]	U [%]	T [%]	
1	0,3693	1,1145	0,7780	2,5945	22,6222	24,7004	13,9533	33,8680	4,8561	61,2759	33,8680	9,1491
2	2,6278	4,0334	2,3266	4,9941	26,2180	19,6343	11,4776	28,6883	13,9818	57,3300	28,6883	7,2144
3	22,8344	19,7307	5,1867	6,4282	15,8855	9,6327	5,8021	14,4997	54,1800	31,3203	14,4997	6,1733
4	19,0195	19,7741	5,9704	6,7695	19,0592	10,4359	6,1517	12,8197	51,5336	35,6468	12,8197	5,9894
5	5,6785	8,8194	4,1461	5,9599	20,7965	15,6855	9,8108	29,1034	24,6038	46,2928	29,1034	7,4678
6	5,0163	7,3329	2,4196	3,4212	18,3220	19,0452	13,5004	30,9424	18,1901	50,8675	30,9424	8,7149
7	10,1644	12,2777	4,4182	4,4154	30,3297	18,7837	8,2143	11,3966	31,2756	57,3278	11,3966	4,4660
8	1,4940	3,0063	1,5820	2,6880	34,4726	27,9286	11,5688	17,2597	8,7703	73,9700	17,2597	4,8776
9	18,7260	13,0835	3,8498	3,7281	20,3373	17,6741	9,9266	12,6745	39,3874	47,9380	12,6745	0,6014
10	4,9160	9,4513	4,1259	5,8275	22,1910	17,7068	13,2226	22,5589	24,3207	53,1204	22,5589	4,5835
11	18,5888	16,0768	4,9399	7,0832	19,2866	11,7615	8,6957	13,5675	46,6887	39,7438	13,5675	4,8561
12	35,2113	31,7820	6,5302	5,4666	8,6664	3,5567	5,4603	3,3263	78,9902	17,6835	3,3263	4,9373
13	3,2769	6,4628	4,5462	8,9757	16,3549	15,2371	13,0015	32,1450	23,2616	44,5935	32,1450	6,3979
14	6,9502	12,9414	7,3332	12,0775	22,3875	12,2752	7,5989	18,4361	39,3023	42,2616	18,4361	2,8563
15	14,4586	18,1477	6,7581	10,5119	22,4979	11,3892	6,2837	9,9529	49,8763	40,1708	9,9529	4,2827
16	22,9171	28,2418	6,2664	6,9009	16,1400	7,3514	5,8590	6,3233	64,3262	29,3504	6,3233	3,8015
17	14,1957	19,1883	7,6577	10,6821	21,3397	10,0224	5,1801	11,7340	51,7238	36,5422	11,7340	3,4366
18	19,5893	16,9536	8,1230	11,4767	16,8469	7,9801	5,2647	13,7657	56,1426	30,0917	13,7657	4,0555
19	4,1725	4,1543	3,1533	9,4773	24,2505	17,9243	10,1337	26,7342	20,9573	52,3085	26,7342	3,3127

Ergebnisse
sind zwischen
+/- 10 %
verwertbar

