S. 17–32

# Zu Aspekten der landschaftsgenetischen und geoökologischen Entwicklung im Ruppiner Land (NW-Brandenburg)

# Special aspects of landscape genetics and ecology in the Ruppiner Land (NW Brandenburg)

Herrn Prof. Dr. Joachim Marcinek (Berlin-Kaulsdorf & Binenwalde) zum 85. Geburtstag gewidmet

SIXTEN BUSSEMER, AXEL HEISE, CHRISTOPH KUNKEL, JENS MEISEL, PETER GÄRTNER & NORBERT SCHLAAK

# Einführung

Neben vielen Beiträgen zur Regionalen Geographie Brandenburgs sowie deren Anwendung stellt die Analyse des Rheinsberger Beckens mit Umrandung das geomorphologische Alterswerk des Jubilars dar (MARCINEK 1998), wobei seine geomorphologische Skizze als wegweisend gelten kann (Abb. 1). Seine Schüler und auch schon wieder deren Schüler widmeten sich hier geomorphologischen, bodengeographischen und hydrologischen Detailfragen dieser typischen Jungmoränenlandschaft, welche sich nachfolgend vor allem mit Hilfe eines landschaftsgenetisch-geoökologischen Transektes vor dem Hintergrund des gesamten Ruppiner Landes diskutieren lassen. Auf dieser Grundlage werden Teilaspekte, wie weichselhochglaziale Niedertauprozesse oder die ökologische Situation einzelner terrestrischer und aquatischer Standorte vertieft.

# Geologisch-geomorphologische und stratigraphische Grundlagen

Nach der Lithofazieskarte Quartär (LOHDE 1982) liegt die Quartärbasis im nordöstlichen Teil des weiteren Untersuchungsgebietes zwischen Großem Stechlin- und Rheinsberger See weitgehend um 0 m NHN, stellenweise sogar knapp darüber (bis 18 m NHN). Südlich davon sinkt die Quartärbasis auf -30 m und -40 m ab und erreicht ihren tiefsten Punkt im heutigen Rhintal mit -83 m NHN. Ablagerungen der Elster-Kaltzeit sind nur lückenhaft erhalten, vor allem westlich des Großen Stechlinsees fehlen sie großflächig. Größere Mächtigkeiten erreichen sie in Arealen mit tiefliegender Quartärbasis wie im Rhintal südlich Zechow mit 41 m.

Die Basis der saalekaltzeitlichen Ablagerungen liegt zwischen -42 m und +20 m NHN und weist vor allem im Umfeld der heutigen Gewässer große Schwankungen auf. So sinkt sie am Tornowsee auf -35 m NHN sowie am Rhin auf -42 m NHN deutlich ab, während sie am Rheinsberger See mit 20 m NHN bzw. Großen Stechlinsee mit +7 m NHN hoch gelegen ist. Die Mächtigkeit der saalekaltzeitlichen Ablagerungen variiert insgesamt recht deutlich zwischen 33 und 108 m, wobei im Bereich der sie morphologisch nachzeichnenden weichselzeitlichen sogenannten Frankfurter Eisrandlage eher große Mächtigkeiten von bis zu 81 m erreicht werden (nahe Zechlin liegt die Weichsel-Basis bereits bei 86 m NHN). Insgesamt wirkte die Saale-Kaltzeit eher ausgleichend auf das durch die Elster-Kaltzeit hinterlassene Relief.

Auch bezüglich der reliefprägenden Weichsel-Kaltzeit bietet die Lithofazieskarte eine erste Diskussionsgrundlage. Weichselzeitliche Ablagerungen sind erwartungsgemäß im gesamten weiteren Untersuchungsgebiet flächenhaft ausgebildet, im Nordosten entlang des Fürstenberger Haltes des Brandenburger Stadiums entsprechend mit größeren Mächtigkeiten von 10–25 m. Westlich davon dominieren bis zum Proximalhang der Frankfurter Eisrandlage fast flächendeckend ihre glazifluviatilen Nachschüttbildungen in Mächtigkeiten zwischen 1 und 15 m. Geschiebemergel kommen in diesem Bereich nur in einzelnen Fetzen vor. Die als Stauchmoräne ausgewiesene Zone westlich davon ist zwischen Rheinsberg, Kalksee und Zühlener Becken von Geschiebemergel unterlagert, wobei in letzterem bis zu 15 m Mächtigkeit erreicht werden.

Westlich und südlich der Frankfurter Eisrandlage schwanken die glazifluviatilen Nachschüttbildungen zwischen 2 und 16 m. Kleinere Grundmoränenplateaus des Brandenburger Stadiums setzen erst wieder südlich von Rägelin ein. Die breite Stauchmoränenzone setzt sich demnach östlich des Rhins fort. Insgesamt liegen die Gesamtmächtigkeiten des weichselkaltzeitlichen Stauchungskomplexes gewöhnlich zwischen 5 und 20 m. Dessen interne Struktur weist unabhängig von der morphologischen Einordnung größere Becken, wie jenes um die Ortschaft Zühlen auf. Hier zeigt die Lithofazieskarte für die jüngere Saale-Kaltzeit vom westlich gelegenen Rheinsberg-Glienike (54 m NHN) über Zühlen (26 m NHN) zum östlich anschließenden Braunsberg (11 m NHN) eine abfallende Oberfläche an, welche auch zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit noch in dieser Tendenz erhalten ist. Erst die starke jungpleistozäne Sedimentation am östlichen Ende dieses kleinen Transekts schuf die heutige Beckensituation.



- Abb. 1: Geomorphologische Studiton des weiteren Untersuchungsgebletes (generalisiert nach MARCINEK 1998) vor de Hintergrund der Höhenschichten, generiert aus DGM (2016).
- *Fig. 1: Geomorphological situation of the examination area against the background of the contour lines, generated from DGM (2016).*

Die schon in der Lithofazieskarte anklingende Reliefbeeinflussung der Höhenzüge durch saalekaltzeitliche Strukturen belegte GÄRTNER (1998) zudem in geomorphologischen Studien. Auch das südliche Ruppiner Land zeigt deutlich in der Ruppiner Seenkette und den Seen um Lindow, dass spätestens vom sich nach Süden zur Brandenburger Eisrandlage vorschiebenden Eis tiefe Rinnen und Becken angelegt wurden. Die Frankfurter Eisrandlage als markantester Höhenzug im weiteren Untersuchungsgebiet (Abb. 1) wird traditionell als Abschmelzhalt des niedertauenden weichselzeitlichen Inlandeises - und hier seines Brandenburger Stadiums angesehen. Von WOLDSTEDT (1926) noch als eigenständiges Stadium eingestuft, wird sie heute von geologischer Seite aufgrund der fehlenden eigenen Grundmoränenausbildung (LIPPSTREU et al. in STACKEBRANDT & FRANKE 2015) meist nur noch als Staffel bezeichnet (für Brandenburg u. a. LBGR 2010). Aus geomorphologischer Sicht hingegen lassen die riesigen, vor dem Inlandeishalt ausgebreiteten Sander nach MARCINEK (1998) durchaus die Bezeichnung Frankfurter Stadium zu (Gesamtdiskussion siehe MARCINEK & BROSE 1987). Auch wurde insbesondere von Schneider (zuletzt 1981, S. 2) auf Vorstellungen KEILHACK's (1921) beruhend, ein abweichender Verlauf der Frankfurter Eisrandlage westlich des Tornowsees vorgeschlagen und durch zwei Rückzugsstaffeln (Uhlenberge und Krähenberge) ergänzt. In jedem Fall schufen die Schmelzwässer zunächst im höheren Niveau neben Flächensandern das südlicher gelegene Berliner Urstromtal. Westlich vor dieser Eisrandlage breitet sich der Wittstocker Sander aus (auch Wittstock-Ruppiner Heide genannt). Obwohl im westlichen Bereich die Genese der Kontaktzone Endmoräne/Sander noch nicht völlig geklärt ist, erscheint die Vorstellung von einem bis zwei weiteren rückwärtigen Eishalten als Erklärung des gewaltigen Sanders plausibel. Der nordöstlich verlaufende Fürstenberger Halt wird traditionell mit dem Gletscherschmelzwasser-Durchbruch durch die Rheinsberger/Zechower Pforte und entsprechend dem jüngeren Sander (Abb. 1) verbunden.

Insgesamt sind, wie häufig im Südwestbereich der Skandinavischen Inlandvereisung, die Endmoränen auch hier an der Westflanke der Gletscherloben deutlicher ausgeprägt. Durchgängig wurde westlich von Gransee der rückwärtige Raum zwischen Frankfurter und Pommerscher Eisrandlage glazial tief exariert. Infolgedessen liegt die Mecklenburgische Seenplatte einschließlich der zahlreichen Seen im brandenburgischen Rheinsberger Becken in diesem tiefer gelegenen und weithin von jüngeren Schmelzwasserablagerungen verschütteten Raum. Die stratigraphische Situation ist hier jedoch komplizierter, da vergleichbar mit Befunden im östlich gelegenen Biesenthaler Becken, wahrscheinlich eine pommersche Beeinflussung vorliegt (GARTNER 1998).

# Methodik

In einer ersten Etappe wurden zur Analyse von Natur- und Kulturlandschaft diverse regionale Kartenwerke wie auch Satellitendaten mit folgenden thematischen Schwerpunkten herangezogen: Tieferer Untergrund – Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000 (LOHDE 1982),

Oberflächennahe Sedimente – Geologische Karte von Preußen 1:25 000,

Höhenlinien nach Digitalem Geländemodell (DGM) (2016), Hydrographie – Isobathenkarten des Institutes für angewandte Gewässerökologie GmbH (IAG) Seddin,

Böden – Bodenübersichtskarte des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LGBR) (BÜK 300),

Potentiell natürliche Vegetation nach HOFMANN & POMMER (2005),

Historische Karten von Schmettau (1767–1787) und Herr-MANN (1985),

Aktuelle Landnutzung – Satellitendaten Corine Maps (2012).

Neben deren GIS-gestützter Auswertung auf verschiedenen Maßstabsebenen erfolgte die Detailbearbeitung entlang eines prinzipiellen Haupttransektes (Abb. 2), welcher um weitere Detailschnitte durch die Landschaft ergänzt wurde. Dabei wurde, in der Tradition von Joachim Marcineks Schule, ein breites Spektrum sowohl stabiler als auch labiler Geokomponenten unter Beachtung des anthropogenen Einflusses erhoben.

Insbesondere erfolgten Bohrungen mit Rammkernsonden und Sondierstangen bis maximal 10 m Tiefe. Oberflächennah kamen Grabungen mit Standortsaufnahmen hinzu, deren Ansprache nach AG Boden (2005) bzw. im Sinne der SEA 95 (SCHULZE 1998) durchgeführt wurde. In ausgewählten Fällen wurden Proben trocken gesiebt und die organische Substanz per Glühtest sowie der Kalkgehalt nach SCHEIBLER bestimmt.

# Landschaftsgenetische Aspekte

Das Transekt deckt den klein gekammert vielfältigen Abschnitt zwischen der Sanderwurzel nahe Frankendorf und dem Übergang zum Gletscherzungenbecken südlich von Rheinsberg ab (Abb. 3), wobei hier alle Elemente des zentralen Bereichs der glazialen Serie zum Ausdruck kommen. Dabei handelt es sich um die beiden vom Zühlener Becken getrennten Haupthöhenzüge sowie ihre jeweiligen Außenabdachungen.

Am Südwestende des Schnittes nahe Frankendorf bestimmen Sandersande den Untergrund, wobei selbst eine 8 m tiefe Bohrung mit Fein- bis Mittelsanden keinen Substratwechsel ergab. Nur der unmittelbare und noch stärker geneigte Sanderwurzelbereich ließ schwache Karbonatgehalte unterhalb einer Entkalkungstiefe von 2,7 bis 3,0 m erkennen. Eine oberflächennahe Steinsohle (Geschiebedecksand) lässt sich nur mit Solifluktion vom rückwärtigen Moränenwall her plausibel erklären (Abb. 4). Nach außen, in den ebenen Flächensander hinein, verschwanden die Karbonatspuren dann auf wenige Hundert Meter Entfernung. Braunerden und Podsole sowie Übergänge zwischen ihnen prägen aus pedologischer Sicht das Bild, wobei die podsolige Kom-



Abb. 2: Transekt Ruppiner Schweiz mit potentiell natürlicher Vegetation nach HOFMANN & POMMER (2005), bodensystematischer Einheit nach BAURIEGEL et al. (2001), aktuellem Waldtyp nach Corine (2012) sowie eigenen Grabungen und Bohrungen (zur Lage vgl. Abb. 3).

Fig. 2: Transect Ruppiner Schweiz with the natural plant cover according to HOFMANN & POMMER (2005), soil units according to BAURIEGEL et al. (2001), recent forests according to CORINE (2012) and own diggings/drillings (see position in fig. 3).



Abb. 3: Höhenschichtenkarte des engeren Untersuchungsgebietes auf Grundlage von DGM (2016) mit Verlauf des eigenen Transektes sowie Lage der kleineren Profilschnitte.

*Fig. 3:* Contour line map of the examination area based on DGM (2016) with the course of the own transect and positions of the smaller sections.



Abb. 4: Oberflächennahe Steinanreicherung in der Sanderwurzel

Fig. 4: Subsurface accumulation of stones in the proximal part of the outwash plain

ponente in den Flächensander hinein zunimmt. Auch das Mikrorelief ist hier weitgehend eben und wird nur stellenweise von Binnendünen, welche den Sandersanden aufliegen, gestört. Leicht podsolierte Braunerden an den Dünenstandorten lassen einen spätpleistozänen Bildungszeitraum vermuten. Vier Bohrungen bis unter die Basis der Flugsande zeigen keine Verwitterungszone im Liegenden, was darauf hindeutet, dass die Dünen bereits präholozän angelegt wurden. Die flächenhafte Bedeckung mit Reinsand begünstigt zweierlei Ausprägungen. Zum einen drainieren die Böden gut – der Bodenwasseranteil ist im Verhältnis zu lehmhaltigen Böden deutlich geringer. Das geringe Wasserhaltevermögen und das Fehlen von undurchlässigen Schichten im oberflächennahen Tiefenverlauf schließen Grund- und Stauwassereinfluss aus, weshalb mit regelhaft trockenen Böden zu rechnen ist.

Ein Nivellement zwischen den Bohr- und Grabungspunkten im Bereich der Sanderwurzel ("Profilschnitt Sanderwurzel" in Abb. 2) ergab einerseits erste Hinweise auf mehrere Niveaus mit Unterschneidungskanten, andererseits weisen aufgegrabene Blöcke auf einen glazigenen Zusammenhang hin (Abb. 5). Auch wenn eine letztendliche Entscheidung zwischen niedertau- und schmelzwasserbedingter Genese vorerst nicht möglich ist, so bietet diese Stelle jedoch einen günstigen Ansatzpunkt für zukünftige Detailuntersuchungen zur umstrittenen Außenzone der sogenannten Frankfurter Eisrandlage.



Abb. 5: Profilschnitt Sanderwurzel (Legende nach AG BODEN 2005)
Fig. 5: Cross section of the proximal part of the outwash plain (legend acc. to AG BODEN 2005)

Im Endmoränenbereich der Frankfurter Eisrandlage im engeren Sinne ist die stark wellige bis kuppige Oberfläche steinbedeckt, insbesondere um die Ortschaft Steinberge. In den Profilen dominierten in derartigen Fällen Geschiebesande (vgl. auch GAGEL 1920 a, b). Bei den Begehungen fielen des Weiteren schon rein morphologisch Kamesfelder auf, weitere Grabungen und Bohrungen ergaben im Untergrund ein differenziertes Bild. Kamessande kommen immer wieder oberflächennah vor und bestimmen in Extremfällen (s. o.) auch den Formenschatz. Ansonsten liegen sie häufig schleierförmig über der Endmoränen-Blockstreu. Kombiniert sind sie des Weiteren mit Stillwasserablagerungen und gestauchten Geschiebemergelschollen im Liegenden. Sowohl in den Kames als auch in den weiteren Sedimentfolgen können fetzenhaft Ablationsmoränen eingearbeitet sein (Abb. 6). Die Entkalkungstiefen zwischen 2 und 4 m sind relativ hoch, aber nicht untypisch für eine Endmoränensituation. Im oberen Verwitterungsbereich haben sich gewöhnlich Braunerden im Geschiebedecksand und in einem Fall auch eine Parabraunerde gebildet, in erosionsbegünstigter Situation auf den Regosol reduziert.

Jenseits des mit Schmelzwassersedimenten verfüllten kleinen Zühlener Beckens bilden die Krähenberge mit der Junkerspitze den Kern des östlichen Hügelzuges (Abb. 3). Hier wurden bei ersten Begehungen für ebenfalls willkürlich verteilte Vollformen Kamesbildung vermutet. Da auch in den Bohrungen und Grabungen auf den Kuppen der Krähenberge Ablationsmoränen auffielen, wurde ein Hügelfeld auf einer Zwischenebene genauer abgebohrt ("Profilschnitt

Kame" in Abb. 2). Die Bohrungen ergaben hier in der Kuppensituation eine deutliche Auflage weitgehend skelettfreier Sande, durchbrochen von dünnen Moränenlagen (Abb. 7). Die Sande sind geschichtet und weisen in geringen Tiefen auch Kreidebruchstücke auf. Offenbar toteisbedingte Setzungsstörungen differenzieren einzelne Pakete. Die Gesamtsituation weist zwanglos auf glazifluviatile Kamessande mit zwischengeschalteten Ablationsmoränen hin, welche das vorhandene Endmoränenrelief noch verstärken. An diesen Sedimenten durchgeführte Korngrößenanalysen von Frau candgeogr. Lydia Reincke (schrftl. Mitt.) zeigen im Kuppenprofil gut sortierte Fein- und Mittelsande der Kameszonen an. Die Ablationsmoränen weisen sowohl in den feineren als auch den gröberen Kornfraktionen höhere Gehalte auf, was sich in den klassischen Geschiebesanden der Endmoräne dann zum Liegenden hin verstetigt. Die Bodendecke wird wiederum von Braunerden geprägt, die in den Kuppensituationen durch Kappung in Regosole verwandelt wurden.

Auch am Abfall zum Rheinsberger Becken deuten sich auf der Südostseite des Kleinen Linowsees in Begehungen und ersten Bohrungen Kamesterrassen an (Abb. 2). Hier könnte die von verschiedenen Bearbeitern diskutierte mächtige Verschüttung des Rheinsberger Beckens noch eine Differenzierung erfahren.

Abschließend wurde der Prototyp einer endmoränennahen Grundmoräneninsel zwischen Böberecken- und Rheinsberger See pedologisch sowie lithologisch geprüft. Unter einer Fahlerde ist ein tiefreichender Geschiebelehm ent-



Abb. 6: Typische Abfolge im Kame mit periglazialer Deckserie über der Ablationsmoräne

*Fig. 6: Typical layering of a kame with periglacial cover beds above the ablation till* 



*Abb. 7:* Schichtenfolge auf der kamebedeckten Endmoräne*Fig. 7:* Series of deposits in the terminal moraine, covered by kames.



*Abb. 8: Lagerungsverhältnisse in der Kiesgrube Zechow Fig. 8: Bedding conditions of the gravel pit Zechow* 

wickelt. Aufgrund der Entkalkung und geringen Probenmenge ist eine statistische Auswertung des Zählergebnisses nicht möglich, da die Gruppen der paläozoischen Kalke, der Dolomite sowie der mesozoischen Kalksteine fehlen. Trotz Geschiebereichtum in der Fraktion 4–10 mm waren allerdings keine plattigen paläozoischen Tonsteine in der Probe enthalten, was auf eine ältere als weichselkaltzeitliche Grundmoräne hindeutet. Bestärkt wird diese Annahme durch die auffällig große Anzahl von frischen Feuersteinen. Dieser Befund stützt die oben diskutierte allgemein geringe Mächtigkeit der weichselkaltzeitlichen Sedimente und deutet auf ihre ebenfalls geringe Reliefwirksamkeit außerhalb der Schmelzwasserareale hin.

Eine glazialmorphologische Besonderheit bildet der Ausgang des Rheinsberger Beckens mit der Zechower Pforte (zuletzt GÄRTNER 2007). In den Zechower Bergen an ihrem oberen Rand wurden parallel zum obigen Befund ebenfalls mittelpleistozäne Grundmoränen identifiziert (saaleglaziales Kleingeschiebespektrum). Im Hangenden der saaleglazialen Grundmoränen bei Zechow sind zwei periglazial beeinflusste glazifluviatile Serien entwickelt, die durch einen Frostbodenhorizont getrennt werden (Abb. 8). Holzkohlen aus diesem

NE

Horizont wurden durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB) (Hv 21669) auf ein konventionelles <sup>14</sup>C-Alter von 13 910 +/-360 (cal BC 15 170–14 270) datiert. Glazigene Dislokationen in der oberen Serie belegen Gletschereinfluss, der nach diesem <sup>14</sup>C-Alter dem Pommerschen Stadium zugeordnet wird (GARTNER 1998).

# Geoökologische Entwicklung und rezente Situation

#### Botanische und bodengeographische Aspekte

Im weiteren Untersuchungsgebiet reicht vor allem die Bohrung Stolpsee am weitesten in das Weichsel-Spätglazial (Meiendorf-Interstadial) zurück (STRAHL 2005, S. 96). Die Vegetationsentwicklung im Gebiet der Ruppiner Schweiz lässt sich erst sicher ab der birkenreichen Phase des Alleröd einschließlich der Laacher See Tephra (LST) beispielhaft mit Hilfe des Pollendiagramms der Seebohrung Schulzensee bei Zechow von SCHOKNECHT in GÄRTNER (1998) zusammenfassen: Während des Präboreals begann die Hasel (Corylus) in die frühholozänen Birken-Kiefern-Wälder einzuwandern. Im höheren Boreal erreichte sie, sukzessive begleitet von Ulme (Ulmus) und Eiche (Quercus), ihre Hauptverbreitung mit Pollenfrequenzen von maximal 40 %. Linde (Tilia) und Esche (Fraxinus) folgten im Übergang in das Atlantikum, in dem sich Eichenmischwälder ausbreiteten. Außergewöhnlich ist hier das frühe Auftreten der Rotbuche (Fagus), die bereits im Atlantikum einen ersten geschlossenen Kurvenverlauf aufweist. Im Subboreal kamen sichere anthropogene Indikatoren, wie Spitzwegerich (Plantago lanceolata) und der Ampfer (Rumex acetosella-Typ) neben dem Beifuß vor, allerdings lassen ihre niedrigen Anteile darauf schließen, dass keine neolithischen und bronzezeitlichen Siedlungen in der direkten Umgebung des Schulzensees existierten. Der nur sehr allmähliche Anstieg der Kurven von Rot- und Hainbuche (Carpinus) zeigt ihre verzögerte Ausbreitung während des Älteren Atlantikums, an dessen Ende sie ihre Maximalverbreitung erreichten. SCHOKNECHT stellt diese zeitlich im LANGE'schen und nicht FIRBAS'schen Sinne erst in das beginnende Jüngere Subatlantikum und verbindet die hier am niedrigsten liegenden Anteile der Siedlungszeiger mit der Völkerwanderungszeit. Der Anstieg der geschlossenen Roggen (Secale)-Kurve liegt deutlich nach den Maxima von Rot- und Hainbuche und markiert den Beginn des Jüngeren Subatlantikums sensu FIRBAS (1949). Von den subatlantischen Buchenwäldern vor den massiven Eingriffen des Menschen in die Landschaft ausgehend, folgerten u. a. HOFMANN & POMMER (2005) auf die Dominanz von Buchenwäldern als potentiell natürliche Vegetation der terrestrischen Flächen des Untersuchungsgebietes (Abb. 9). Auf seinen Grundmoränenflächen überwiegen dabei auf frischen, meso- bis eutrophen und schwach sauren Standorten neutrale Waldmeister-Buchenwälder. Sandige, trocken bis frische, mäßig bis stark saure und mesotrophe Standorte, wie im Bereich der Sander und des Urstromtales, weisen eher bodensaure Buchenwälder auf. In Niederungen und Talungen mit Grundfeuchte wächst auf Sand hauptsächlich die Stieleiche, während für nasse Standorte Erlenbruch mit Schilf und Segge typisch ist. Die natürlichen Auen- und Niederungswälder weisen Eschen-, Weiden- und Ulmenstandorte auf.

Aus bodengeographischer Sicht werden die oberflächennah meist sandüberzogenen terrestrischen Areale von Braunerden dominiert (Abb. 10). Bei stärkerem Moräneneinfluss im Untergrund neigen diese zur Lessivierung, in tieferen Lagen hingegen zur Vergleyung. Eine Ausnahme stellen dabei Dünen und Flugsanddecken mit Podsolierungstendenz dar, welche aber häufig nicht über das Regosol-Stadium hinauskommt. An den tiefgelegenen semiterrestrischen Standorten, besonders im Eberswalder Urstromtal, bildeten sich großflächig Erdniedermoore.

Mit dem bereits o. a. Anstieg der Roggen-Kurve, der ein Siedlungszeiger für die Slawenzeit bzw. das frühe Mittelalter ist, wird der anthropogene Einfluss auch im Pollendiagramm Schulzensee deutlich sichtbar. Die mit der Anlage von Ackerflächen verbundene Entwaldung betraf damals nach Schätzungen auf archäologischer Grundlage schon etwa die Hälfte des weiteren Untersuchungsgebietes (Abb. 8). Sie umfasste insbesondere die nördliche (Rheinsberg-Stechliner) als auch die südliche (Ruppiner) Seenlandschaft wie auch Teile der Urstromtalung. Ende des 18. Jahrhunderts war die Waldfläche dann am kleinsten, bevor sie, auch im eigenen Testareal, in den letzten 200 Jahren wieder kontinuierlich größer wurde (ZUHLKE 1981, S. 39–40).

Entlang des detailliert bearbeiteten Transektes (Abb. 2) dominierten ursprünglich an terrestrischen Standorten Rotbuchenwälder. Gemäß der Rekonstruktion von HOFMANN & POMMER (2005) waren auf den etwas lehmigeren Standorten des Zühlener bzw. Rheinsberger Beckens eher die zu nährkräftigerem Untergrund tendierenden Flattergras-Buchenwälder verbreitet. Zum Flächensander hin bzw. auf den sandigeren Hochflächen ziehen die genügsameren Schattenblumen-Buchenwälder nach. Vor allem die Beckenlagen sind rezent Offenland, während auf den Hochflächen große Areale mit Nadelforsten bedeckt sind. Um die größeren Seen der zentralen Beckenbereiche herum sind breitere Streifen von Niederungs-, Sumpf- und Bruchwäldern ausgebildet.

# Standortkundliche Fallbeispiele

Humusformen und -horizonte können an Waldstandorten als gute Indikatoren für den mittelfristigen Kulturlandschaftswandel gelten. An Waldstandorten am Westende des Transektes mit Übergang vom Sander zur Endmoräne wurde bei schwacher bis mäßiger Stammnährkraft i. S. von SCHULZE (1998) vorwiegend Moder bis rohhumusartiger Moder mit mehreren Ausreißern Richtung F-Mull angesprochen. Spuren von Kornpodsoligkeit bis hin zu deutlicher Auswaschung konnten in den Profilen am Übergang von Braunerden und Podsolen (s. o.) beobachtet werden.

Vegetationskundliche Aufnahmen in diesem Gebiet weisen mit Dicrano-Pinion und Galio odorati-Fagion nur zwei Verbände aus. Da die potentiell natürliche Vegetation in diesem Abschnitt zum Schattenblumen-Buchenwald gehört,



- Abb. 9: Potentiell natürliche Vegetation des weiteren Untersuchungsgebietes, generalisiert nach HOFMANN & POMMER (2005) und Waldflächen in der Slawenzeit (nach HERRMANN 1985) sowie Ende des 18. Jahrhunderts (SCHMETTAU 1767–1787).
- Fig. 9: Natural plant cover of the examination area, generalised according to HOFMANN & POMMER (2005) and forested areas in the Slavic time period (acc. to HERRMANN 1985) as well as at the end of the 18th century (SCHMETTAU 1767–1787).



#### Böden und Substrate

überwiegend Podsole und Regosole aus äolischen Sedimenten
überwiegend podsolige Braunerden und Gley-Braunerden aus Fluss- und Seesedimenten einschließlich Urstromtalsedimenten
überwiegend Braunerden und podsolige Braunerden, z.T. lessiviert aus glazialen Sedimenten einschließlich ihrer periglazialen Überprägungen
Erdniedermoore aus Torf überwiegend über Flusssand und Mudde
Böden aus anthropogen abgelagerten Sedimenten

### weiterhin

Ausschnitt Reliefkarte

*Abb. 10:* Bodengeologische Situation des weiteren Untersuchungsgebietes, generalisiert nach BAURIEGEL et al. (2001). Fig. 10: Soils and their parent materials in the examination area, generalized according to BAURIEGEL et al. (2001).



*Abb. 11: Profilschnitt Neuglienicke mit Kolluvien (Legende nach AG Boden 2005) Fig. 11: Cross section Neuglienicke with colluvia (Legend acc. to AG Boden 2005)* 

ist insbesondere das Dicrano-Pinion als standortsfremd einzustufen. Der Großteil wird von Kiefernwäldern geprägt, wobei die ganzjährige Auflichtung eine nahezu geschlossene Kraut- und Moosschicht begünstigt. Typisch ist eine artenarme Krautschicht mit regelhaftem Vorkommen von Drahtschmiele und Blaubeeren. In der Moosschicht ist vor allem das Grünstängelmoos zum Teil massenhaft verbreitet. Die sechs untersuchten Standorte des Galio odorati-Fagion präsentierten sich noch artenärmer. Außer der Buche selbst war kein Kraut zu finden und eine Moosschicht existiert aufgrund der problematischen Belichtung überhaupt nicht. Zumindest in den beiden auch kartographisch ausge-

werteten Zeitebenen des 12. als auch zum Ende des 18. Jahrhunderts (Abb. 8) waren größere Sander- und Endmoränenareale gerodet, was anfänglich sicher stark dem einfach zu pflügenden Sand zu verdanken war. Spätestens der intensiven Landwirtschaft des Industriezeitalters boten derartige Bedingungen keine hinreichende Grundlage mehr, weshalb die untersuchten Flächen heute wieder waldbedeckt sind. Intensive makroskopische Untersuchungen in diesen ehemals waldfreien Gebieten ergaben zwar nur selten eindeutige reliktische Pflughorizonte, jedoch konnten ubiquitär Kolluvien mit M-Horizonten als Beweis früherer Brachen und somit ackerbaulicher Tätigkeit gefunden werden. Im Zentrum einer flachen Talung östlich von Neuglienicke ist der Einebnungsprozess durch ackerbauliche Tätigkeit zu erkennen, welche außerdem den ursprünglich durchgehend vorhandenen Hauptverwitterungsbereich am schwach geneigten Hang erodierte (Abb. 11).

Die Pflughorizont- und Kolluvialproblematik mit entsprechend größeren Humushorizont-Mächtigkeiten ist auch vor dem Hintergrund aktueller Diskussionen um den Kohlenstoffkreislauf in derartig großen reliktischen Agrarlandschaften wichtig. Unser Referenzstandort mit Galio odorati-Fagion weist hier mit 54,7 t/ha einen recht niedrigen Gesamtkohlenstoffgehalt des Bodens auf, welcher mit Werten von WITTEK & KUGLER (2006) in vergleichbaren Situationen des Nordostdeutschen Tieflandes gut übereinstimmt. Auf den heute mit Nadelforst bestandenen ehemaligen Ackerstandorten wird jener Wert regelhaft und meist sehr deutlich übertroffen. Ihr Gesamtkohlenstoffgehalt wird dabei weitgehend von der Mächtigkeit des humosen Oberbodens gesteuert und erreichte den maximalen Wert von 145,9 t/ha.

#### Fallbeispiel Binenwalder Kalksee

Mitten in einem breiten Endmoränen-Höhenzug befindet sich der Binenwalder Kalksee, aufgrund dieser Lage und mit einem Wasserspiegel von 53 m NHN auch deutlich höher als der schon außerhalb positionierte Tornowsee gelegen. Dieser 53,6 ha große und gut 21 m tiefe See stellt den nördlichsten Quellsee des Rhin-Einzugsgebietes dar. Damit hat der Kalksee keine oberirdischen Zuflüsse, er entwässert jedoch über den Binenbach in den Tornowsee (Abb. 10). Der am IAG Seddin erhobene Tiefenlinienplan (generalisiert in Abb. 3) zeigt einen unregelmäßigen Grundriss und wechselnde Tiefenverhältnisse. Der See besteht aus drei Becken, einem ca. 1 m tiefen nordwestlichen Becken, einem ca. 10 m tiefen zentralen Becken sowie dem maximal 22 m tiefen Hauptbecken im Südosten. Sein Volumen beträgt ca. 4,2 Mio m<sup>3</sup>. Die steilen Hänge der auf über 100 m NHN aufsteigenden Umrandung setzen sich subaquatisch als sehr steile Flanken des Hauptbeckens insbesondere am West- und Ostufer fort. Vermutlich begünstigte diese nutzungsfeindliche Reliefenergie die Erhaltung von Buchenmischwäldern, welche in Ufernähe von einem schmalen Röhrichtgürtel abgewechselt werden. Der eutrophe Kalksee wurde im Rahmen des Monitorings des IAG Seddin intensiv überwacht und lässt sich deshalb nachfolgend aus gewässerökologischer Sicht exemplarisch diskutieren. Vor allem die Morphologie des Kalksees und seiner Umgebung verursacht eine sehr stabile thermische Schichtung. Sie bildet sich im späten Frühjahr heraus und löst sich erst im späten Herbst wieder auf (Dauer 6-7 Monate). Im Hochsommer bildet sich die Sprungschicht unterhalb einer Wassertiefe von ca. 3,0 m heraus. Im Jahr 2015 war zum Zeitpunkt der stabilsten Ausprägung der Schichtung zwischen Juni und August die turbulent durchmischte Oberflächenwasserschicht (Epilimnion) ca. 3 m mächtig. Die Übergangsschicht (Metalimnion) erreichte ebenso ca. 3 m und die Tiefenwasserzone (Hypolimnion) war ca. 14 m mächtig. Durch die Morphometrie des Sees ergibt sich damit, dass im Hochsommer nur 26 % des Gesamtvolumens des Sees (ca. 1,1 Mio m<sup>3</sup>) zum Epilimnion gehörten, jedoch ca. 35 % (ca. 1,5 Mio m<sup>3</sup>) zum Hypolimnion.

Die stabile thermische Schichtung hat bedeutende Konsequenzen für den Sauerstoffhaushalt des Sees. Im Kalksee mit seiner hohen biogenen Sauerstoffzehrung herrschen so im Hypolimnion über längere Perioden starker Sauerstoffmangel bis -freiheit vor. Im See herrschen im Jahr 2015 im August unterhalb einer Wassertiefe von ca. 6,0 m starker Sauerstoffmangel und unterhalb von 9,0 m vollständige Sauerstofffreiheit. Damit sind ca. 20 % des Seevolumens und ein etwa gleich großer Anteil der Sedimentoberfläche frei von Sauerstoff. Dieser Prozess geht einher mit einer Anreicherung von Pflanzennährstoffen, insbesondere Stickstoff und Phosphor im Hypolimnion. Die Quellen dieser Anreicherung sind der ständige Nachschub an abgestorbener planktischer Biomasse aus dem Epilimnion und dem organischen Sediment. Im Epilimnion wird mit den verfügbaren gelösten Nährstoffen planktische Biomasse aufgebaut. Nach dem Absterben dieser Biomasse sinkt ein Teil in das Hypolimnion und damit nehmen die Nährstoffkonzentrationen im Epilimnion über die Schichtungsperiode tendenziell ab. Dieser natürliche Prozess führt dazu, dass im Kalksee während der sommerlichen Schichtungsperiode die Produktion planktischer Biomasse begrenzt ist und eine recht hohe Sichttiefe von bis zu 2,6 m vorherrscht.

Im Herbst löst sich durch die Abkühlung des Oberflächenwassers die thermische Schichtung des Kalksees auf. Dies führt dazu, dass das nährstoffreiche und sauerstoffarme Tiefenwasser in den gesamten Wasserkörper eingemischt wird und in der Folge, dass die Sauerstoffkonzentrationen auch an der Gewässeroberfläche temporär deutlich zurückgehen und dass die Nährstoffkonzentrationen dort deutlich ansteigen. Zum Beginn der Vegetationsperiode führt das im Kalksee bei Binenwalde regelmäßig zu sehr geringen Frühjahrssichttiefen, die beträchtlich unter den sommerlichen liegen. Positiv wirken sich letztere über die Ansiedlung von Unterwasserpflanzen in den Uferbereichen auf die ökologische Situation aus. Ein sehr deutlicher negativer Aspekt ist jedoch die auftretende Sauerstofffreiheit im Hypolimnion, welches sowohl im Freiwasser durch Fische als auch an der Sedimentoberfläche durch

Organismen des Makrozoobenthos nicht genutzt werden kann. Zusätzlich zu diesen weitgehend natürlich induzierten Prozessen verursacht die Nutzung vor allem des Nordund Ostufers auch eine gewisse anthropogene Belastung dieses Rhinzuflusses. Aus der Verbindung des Kalksees mit dem Tornowsee über den Binenbach ergibt sich für letzteren eine zeitweilig bedeutende externe Nährstoffbelastung, da in den Herbst-, Winter- und Frühjahrsmonaten große nährstoffreiche Wassermengen aus dem Kalksee abfließen.

# Zusammenfassung

In der Ruppiner Schweiz und ihrer weiteren Umgebung wird die Frankfurter Eisrandlage sowie die zugehörige glaziale Serie sowohl aus landschaftsgenetischer als auch aus geoökologischer Sicht auf der Grundlage von Neubearbeitungen diskutiert. Die Moränenzüge des Brandenburger Stadiums überkleiden eine schon mittelpleistozän angelegte Grundstruktur. Hervorzuheben ist hier die große Rolle von Niedertauprozessen bei der weichselzeitlichen Deglaziation auch in Hochlagen mit Beckensedimenten, Kamessanden und Ablationsmoränen. Bei der Erklärung der mächtigen Verfüllung des Rheinsberger Beckens spielte das Pommersche Stadium der Weichsel-Kaltzeit offenbar eine größere Rolle als bisher angenommen, möglicherweise ist sie auch direkt glazigener Natur. Es ergeben sich somit zwingende Parallelen zur Interpretation der Frankfurter Eisrandlage mit dem rückwärtigen Biesenthaler Becken im Sinne von Chrobok (1985), Schlaak (1993) und Gärtner (1993).

Die Oberflächengewässer und Oberböden der Ruppiner Schweiz werden anschließend als Indikatoren der historischen und aktuellen Landnutzung am Beispiel des Binenwalder Kalksees und seiner Umgebung diskutiert. Während der Kalksee selbst noch eine natürliche Dynamik aufweist, weisen an Waldstandorten Kolluvial- und Pflughorizonte häufig auf intensive anthropogene Eingriffe hin.

# Summary

In the Ruppiner Schweiz and its surroundings the Frankfurt Ice Stage and accompanying glacial forms are discussed from the perspective of landscape evolution and ecology, based on revision mapping. The moraines of the Brandenburg Ice Stage cover mid-Pleistocene formed structures. The importance of ice meltdown in Weichselian deglaciation is to emphasize also in higher positions with basin sediments, kame sands and ablation tills. The Pomeranian ice margin plays an obviously higher roll as assumed before in the explanation of the thick deposits of the Rheinsberg basin, possibly with direct glacial influence. Therefore our results support the interpretation of the Frankfurt ice margin with its rearward positioned Biesenthal basin in the sense of CHROBOK (1985), SCHLAAK (1993) and GÄRTNER (1993). Furthermore we discussed surface waters and topsoils of the Ruppiner Schweiz as indicators for historic and recent land-use using the example of the Binenwalder Kalksee and its surrounding. While the Kalksee is offering natural dynamics, colluvia and plough horizons in recent forests partly show intense anthropogenic impacts.

# Danksagung

Mehrere studentische Praktikumsgruppen der Universität Greifswald unterstützten die Geländearbeiten nach Kräften. Herr Dipl.-Geogr. Tony Baudis (Zinnowitz) setzte die Abbildungen 1, 9 und 10 kartographisch um.

# Literatur

- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 438 S., Hannover
- BAURIEGEL, A., D. KÜHN, R. SCHMIDT, J. HERING & J. HAN-NEMANN (2001): Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000 – Grundkarte Bodengeologie/Datenbank. – Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg, Kleinmachnow/Potsdam
- CHROBOK, S. M. (1985): Allgemeine Gesichtspunkte der Beckengenese der Barnim-Platte und der Lebuser Platte. – In: G3-Bericht der Forschungsgruppe "Lateraler Stofftransport" der HU Berlin, S. 26–45, Berlin
- CORINE (2012): Corine Land covermap. -EPA, Wexford
- DGM (2016): Höhenschichtendarstellung auf Basis des DGM 2. Geobasisdaten: © GeoBasis-DE/LGB 2016
- GAGEL, C. (1920a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Dierberg. – 48 S., Berlin
- GAGEL, C. (1920b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Zühlen. – 46 S., Berlin
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des Westlichen Barnim. – Berliner Geogr. Arb. **77**, S. 1–120, Berlin
- GÄRTNER, P. (1998): Neue Erkenntnisse zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Nordwestbrandenburg. – Münchener Geogr. Abh. **49**, S. 95–116, München
- GÄRTNER, P. (2007): Synopsis jungquartärer Landschaftsgeschichte im Gebiet des Rheinsberger Rhin. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **14**, 1, S. 31–36, Kleinmachnow
- HERRMANN, J. (1985): Die Slawen in Deutschland. 629 S., Berlin

- HOFMANN, G. & U. POMMER (2005): Potentielle Natürliche Vegetation von Brandenburg und Berlin mit Karte im Maßstab 1 : 200 000. – Eberswalder Forstliche Schriftenreihe **24**, 311 S., Berlin
- KEILHACK, K. (1921): Geologische Karte der Provinz Brandenburg 1 : 500 000, Berlin
- LGRB (2010): Die Gliederung des Pleistozäns in Brandenburg (Stand 2010). – In: STACKEBRANDT, W. (Hrsg.) (2010): Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 1 000 000. – 4. Aktualisierte Ausgabe, S. 134, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N., SONNTAG, A. & J. STRAHL (2015): Pleistozän. – In: STACKEBRANDT, W. & D. FRANKE (Hrsg.): Geologie von Brandenburg. – S. 333–418, Stuttgart (Schweizerbart)
- LOHDE, H. (1982): Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000, Blatt 1766 (Rheinsberg). – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- MARCINEK, J. & F. BROSE (1987): Die Frankfurter Eisrandlage (Poznan-Stadium) – Verlauf und Probleme. – Wiss. Ztschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. Reihe **36**, S. 131–133, Greifswald
- MARCINEK, J. (1998): Das Rheinsberger Becken sein Vorland mit der Wittstock-Ruppiner Waldheide, der Ruppiner und Granseer Platte sowie dem westlichen Abschnitt der Eberswalder Urstromtalung im Süden – eine Betrachtung zur Landschaftsgenese. – Bochumer Geographische Arbeiten **13**, S. 52–58, Bochum
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – Berliner Geographische Arbeiten 76, 145 S., Berlin
- SCHMETTAU, W. K. G. von (1767–1787): Kartenwerk für Preußen. Berlin
- SCHULZE, G. (1998): Anleitung für die forstliche Standortserkundung im nordostdeutschen Tiefland (SEA 95 Bodenformen-Katalog). – 252 S., Ministerium für Landwirtschaft und Naturschutz Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichsel-Spätglazials von Berlin-Brandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 12, 1/2, S. 87–112, Kleinmachnow
- WITTEK, T. & S. KUGLER (2006): Standortkundliche Untersuchung und Kohlenstoff-Bilanzierung von Forsten in der Grenzheide. – Diplomarbeit an der Universität Greifswald, 118 S., Greifswald (unveröff.)

- WOLDSTEDT (1926): Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. – Z. Deutsche Geol. Gesellsch. 77, S. 172– 184, Berlin
- ZÜHLKE, D. (1981): Ruppiner Land. Werte unserer Heimat **37**, 202 S., Berlin

# Anschriften der Autoren:

Prof. Dr. Sixten Bussemer Dipl.-Geogr. Christoph Kunkel Dipl.-Geogr. Axel Heise Institut für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a 17489 Greifswald sixten.bussemer@uni-greifswald.de christoph.kunkel@uni-greifswald.de axel.heise@uni-greifswald.de

Dipl.-Geogr. Jens Meisel Institut für Angewandte Gewässerökologie Schlunkendorfer Str. 2E 14554 Seddiner See info@iag-gmbh.info

Dr. Peter Gärtner Naturpark Barnim Breitscheidstr. 8 16348 Wandlitz peter.gaertner@lugv.brandenburg.de

Dr. Norbert Schlaak Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg Inselstr. 26 03046 Cottbus norbert.schlaak@lbgr.brandenburg.de