

Alter und Fazies der quartären Ablagerungen in der Umgebung des Neusiedler Sees (Nördliches Burgenland, Österreich)

HERMANN HÄUSLER¹, EVA MARIA WILD² & PETER STEIER²

10 Abbildungen, 3 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

60 Bruck an der Leitha / NM 33-12-27 Bruck an der Leitha

61 Hainburg an der Donau / NM 33-12-28 Preßburg

62 Preßburg

78 Rust / NL 33-03-03 Neusiedl am See

79 Neusiedl am See / NL 33-03-04 Nickelsdorf

80 Ungarisch Altenburg / NL 33-03-09 Illmitz

108 Deutschkreuz / NL 33-03-10 Andau

109 Pamhagen

Nördliches Burgenland

Parndorf-Formation

Illmitz-Formation

Osli-Formation

Quartär

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	6
Einleitung	6
Material und Methodik	8
¹⁴ C-Datierung von Pflanzenresten aus Flachbohrungen im Seewinkel	9
¹⁴ C-Datierung von Torflagen bei Osli, Hanság	10
Lithostratigrafische Beschreibung der quartären Ablagerungen der Parndorfer Platte, des Seewinkels und des Hanság	12
Parndorf-Formation	13
Illmitz-Formation	16
Osli-Formation	19
Diskussion über die Entstehung pleistozäner Ablagerungen der Illmitz-Formation	20
Zur Entstehung des salzföhrnden Horizontes	21
Ein Sedimentationsmodell für die Entstehung der Salzlacken des Seewinkels	22
Neuinterpretation der Bildung des „Seedammes“ am Ostrand des Neusiedler Sees	23
Dank	24
Literatur	24

Zusammenfassung

Die quartären Ablagerungen nordöstlich und östlich des Neusiedler Sees werden lithostratigrafisch in drei Formationen gegliedert: die Parndorf-Formation, die Illmitz-Formation und die Osli-Formation.

Die durchschnittlich 10 m mächtigen, pleistozänen Ablagerungen der Parndorfer Platte werden nach dem Ort Parndorf als Parndorf-Formation bezeichnet. Während der Günz- und Mindel-Eiszeit floss die Paläo-Donau aus dem Wiener Raum über Bruck an der Leitha nach Süden in Richtung Kleine Ungarische Tiefebene (Kisalföld). Durch tektonische Verstellungen während des Mindel/Riß-Interglazials verlagerte die Paläo-Donau ihren Lauf von der Brucker Pforte etwa 10 km nordöstlich in die Thebener Pforte bei Preßburg. Danach umfloss sie während der Riß-Eiszeit die im Vergleich zum tektonisch abgesenkten Kisalföld um mehrere Meter relativ gehobene Parndorfer Platte.

In einem weit verzweigten Fluss-System, bestehend aus Paläo-Donau, Paläo-Ikva und Paläo-Raab/Rabnitz wurden seit der Riß-Eiszeit im Seewinkel Sedimente abgelagert, die nach dem Ort Illmitz als Illmitz-Formation bezeichnet werden. Die rund 10–25 m mächtigen Ablagerungen der Illmitz-Formation beinhalten die früher als „Seewinkelschotter“ (des Würm) kartierten sandigen Kiese, deren Fortsetzung im Kisalföld von ungarischen Geologen seit jeher als Ablagerung der Riß-Eiszeit

¹ HERMANN HÄUSLER: Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien. hermann.haeusler@univie.ac.at

² EVA MARIA WILD, PETER STEIER: Vienna Environmental Research Accelerator (VERA)-Laboratory, Fakultät für Physik – Isotopenphysik, Universität Wien, Währinger Straße 17, 1090 Wien.

eingestuft wurde. Die Entstehung von Salzböden im Seewinkel geht auf den „Salzföhrnden Horizont“ zuröck, der wöhrend der klimatisch wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials abgelagert wurde. Sandige Kiese der Illmitz-Formation werden als Rinnenfüllungen, kiesige Sande als Schwemmfächerablagerungen und feinklastische Ablagerungen als Flutflächensedimente eines aderförmig verzweigten Fluss-Systems interpretiert. Aufgrund von Wirbeltierfunden, Funden von Gastropoden und Pollenspektren sowie Optisch stimulierter Lumineszenz (OSL)-, Infrarot stimulierter Lumineszenz (IRSL)- und ¹⁴C-Analysen umfasst die Illmitz-Formation Ablagerungen der Riß- und Würm-Eiszeit und reicht bis in das Holozän.

Im südöstlichen Seewinkel wurden im frühen Holozän ca. 10 m mächtige See-Sedimente abgelagert. Sie werden im ehemaligen Überflutungsbereich des Waasen und Hanság von einer ein bis zwei Meter mächtigen Wechsellagerung aus limnisch-fluviatilen Sedimenten und Torflagen überlagert. Diese Abfolge wird nach der nördlich von Kapuvár gelegenen Ortschaft Osli als Osli-Formation bezeichnet. Wöhrend die Torfentwicklung der Osli-Formation Überschwemmungen des Hanság seit ~6.000 Jahren belegt, bildete sich Torf bei Apetlon erst seit einigen hundert Jahren vor Christi Geburt. Die darüber folgenden Schlammablagerungen des Neusiedler Sees reichen in diesem Bereich bis in die heutige Zeit.

Age and facies of Quaternary deposits in the surroundings of Lake Neusiedl (Northern Burgenland, Austria)

Abstract

The Quaternary deposits northeast and east of Lake Neusiedl are divided into three lithostratigraphic formations: the Parndorf Formation, the Illmitz Formation and the Osli Formation.

The Pleistocene deposits of the Parndorf Plateau, termed the Parndorf Formation, are on average 10 m thick and were named after the village Parndorf. During the Günz- and Mindel Glaciation, the Paleo-Danube flowed from the Vienna Basin through the Bruck Gate (near Bruck an der Leitha) southward to the Little Hungarian Plain (Kisalföld). Due to tectonic displacements during the Mindel/Riss-Interglacial period, the Paleo-Danube changed its course from the Bruck Gate ~10 km northeastwards to the Theben Gate (near Bratislava). During the Riss Glaciation the flow continued around the Parndorf Plateau, which was several metres higher than the neighbouring tectonically subsided Kisalföld.

In a widely branched river system comprising the Paleo-Danube, Paleo-Ikva and the Paleo-Rába/Repce, fluvial sediments have been deposited since the Riss Glaciation. These were named the Illmitz Formation after the village Illmitz. The deposits of the Illmitz Formation are in general 10–25 m thick and contain the sandy gravel beds that were previously mapped as „Seewinkelschotter“ (of Würm Glaciation). Their continuation into the Kisalföld has long been categorised by Hungarian geologists as deposits from Riss Glaciation. The formation of saline soils and pans in the Seewinkel Plain results from a „salt bearing horizon“ which was deposited during the climatically warmer period of the Riss/Würm (Eemian) Interglacial. Sandy gravels of the Illmitz Formation are interpreted as channel deposits, gravelly sands as crevasse-splay deposits and gravelly silt and clay as floodplain fines of an anastomosing river system. Based on vertebrate finds, gastropod finds and pollen spectra finds as well as optically stimulated luminescence (OSL)-, infrared stimulated luminescence (IRSL)- and ¹⁴C-analyses, the Illmitz Formation contains deposits dating from the Riss- and Würm Glaciation continuing into the Holocene.

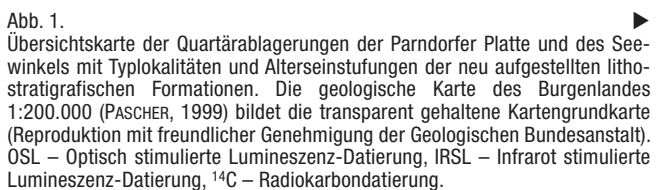
In early Holocene times, lacustrine deposits of ~10 m in thickness were deposited in the southeastern Seewinkel Plain. In the (former) wetlands of the Waasen and Hanság, these are overlain by alternating peat and fluvial sediment deposits of one to two metres in thickness. This sequence is termed the Osli Formation, named after the village Osli, located several kilometres north of Kapuvár. While the peat deposits of the Osli Formation evidence flooding of the Hanság over ~6,000 years, south of Apetlon peat was only formed some few hundred years BC. In this area, the overlying sludge deposits of Lake Neusiedl reach to the present day.

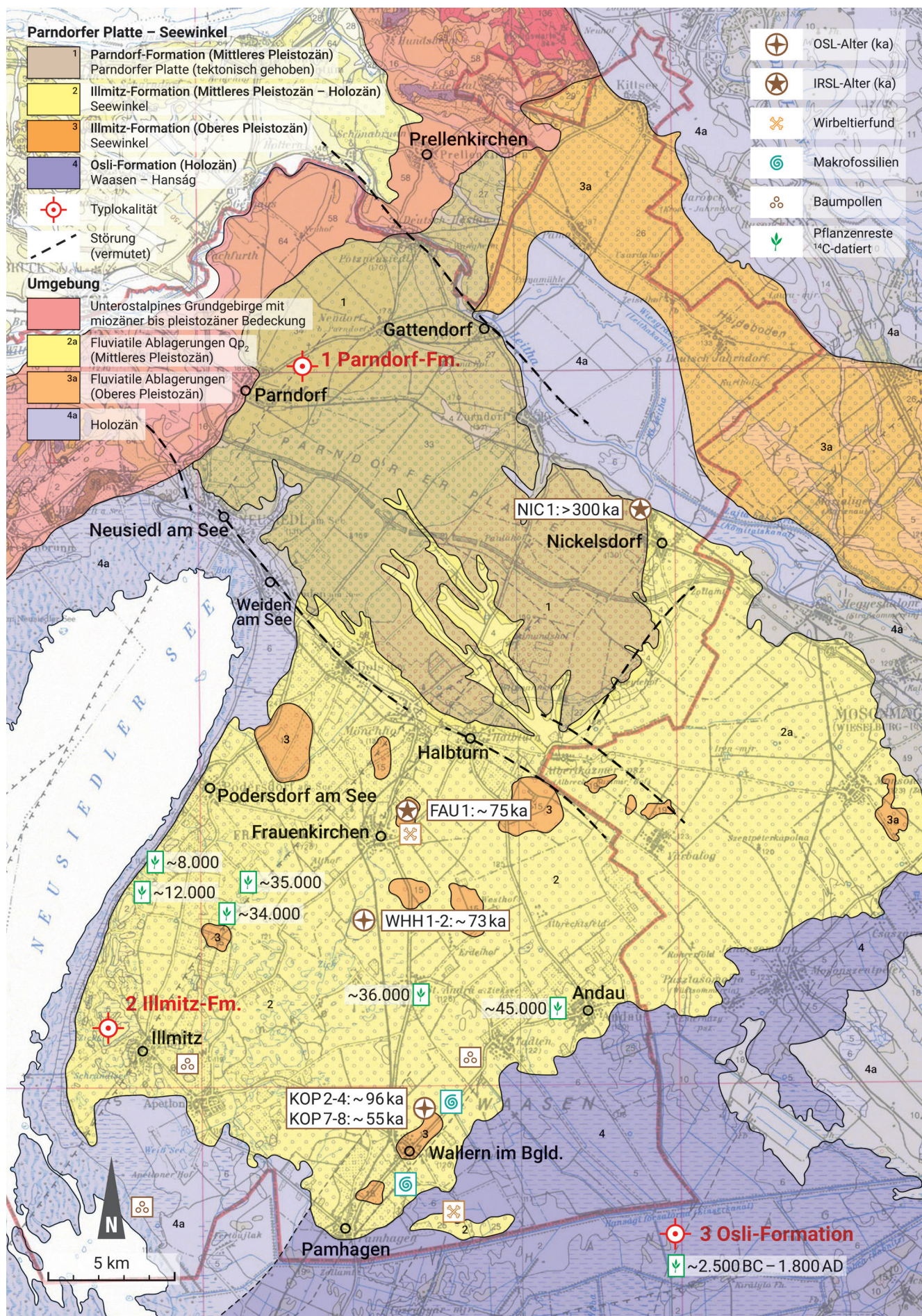
Einleitung

Die Neubearbeitung quartärer Ablagerungen nordöstlich und östlich des Neusiedler Sees betrifft die Landschaftsräume der Parndorfer Heide und des Seewinkels. Die Parndorfer Heide bildet ein ~200 km² großes, flach nach Süden geneigtes Plateau, das auch als Parndorfer Heideplatte bezeichnet wurde. Sie erstreckt sich vom nordöstlichen Ausläufer des Leithagebirges, von einer Höhe von 182 m (in dieser Arbeit immer Meter über Adria, wenn nicht anders angegeben), auf eine Distanz von etwa 18 km nach Südosten bis zur Ortschaft Kleylehof auf 150 m. Im Südwesten grenzt die Parndorfer Platte entlang der allgemeinen Linie Neusiedl am See – Gols – Halbtorn mit einem ~10 m hohen Steilabfall an den Seewinkel. Im Südosten verflacht sie in Richtung Kisalföld. Die Nordostbegrenzung bildet die Leitha. Entlang der südöstlich verlaufenden Linie Gattendorf – Nickelsdorf geht die Parndorfer Platte in die Leithaniederung über. Die Parndorfer Platte besteht nach TAUBER (1959c: 7): „... aus einem eingeebneten schiefegestellten Sockel aus pannonischen Sedimenten, der in einer Mächtigkeit von meist 3–10 m von diskordant auflagernden Terrassenschottern bedeckt wird.“ Die Schichtfolge des um wenige Grad nach Südosten verkippten Pannon-Sockels umfasst nach TAUBER (1959c) fossilführende mittelpannone Tonmergel (Pannonium, Zone E), oberpannone Tonmergel der „Blauen Serie“ (Pannonium, Zone F und G) sowie Tonmergel der „Gelben Serie“ (Pannonium,

Zone H). Auf der geologischen Karte 1:200.000 von PASCHER (1999) wird die Parndorfer Platte nahezu allseitig von tektonischen Störungen begrenzt (vgl. FUCHS & GRILL, 1984b; SCHNABEL, 2002; Abb. 1). Die Einstufung der pleistozänen Ablagerungen auf der Parndorfer Platte geht auf die geologische Karte von FUCHS (1985c) zurück, die Erläuterungen dazu stammen von HÄUSLER (2007).

Der Seewinkel ist ein ~350 km² großes, ebenfalls flach nach Süden geneigtes Plateau mit kleineren Seen und zahlreichen Salzlacken. Er setzt südlich des Steilabfalls der Parndorfer Platte ein und reicht vom Ostufer des Neusiedler Sees bis zur ungarischen Grenze. Auf eine Entfernung von 20 km beträgt die Höhendifferenz im Seewinkel insgesamt etwa 9 m, von 125 m nördlich Frauenkirchen bis zum Südufer des Neusiedler Sees auf rund 116 m. Der Südostteil des Seewinkels wird als Waasen (Wasen) bezeichnet, ein ursprüngliches Feuchtgebiet, das sich auf ungarischem Gebiet im Hanság fortsetzt. Das heute ebenfalls großflächig entwässerte Gebiet des Hanság war früher mit dem Neusiedler See verbunden.

Abb. 1.  Übersichtskarte der Quartärablagerungen der Parndorfer Platte und des Seewinkels mit Typlokalitäten und Alterseinstufungen der neu aufgestellten lithostratigraphischen Formationen. Die geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER, 1999) bildet die transparent gehaltene Kartengrundkarte (Reproduktion mit freundlicher Genehmigung der Geologischen Bundesanstalt). OSL – Optisch stimulierte Lumineszenz-Datierung, IRSL – Infrarot stimulierte Lumineszenz-Datierung, ¹⁴C – Radiokarbondatierung.



In vorliegender Arbeit werden hauptsächlich Ergebnisse von eigenen Forschungsprojekten im Seewinkel präsentiert. In den Jahren 2013 bis 2014 erfolgten 32 Flachbohrungen in Salzlacken bis maximal 2 m Tiefe. Von 64 horizontal entnommenen Sedimentproben aus 12 Lackenprofilen wurden Korngrößenbestimmungen durchgeführt. Ferner wurden systematisch Hölzer aus Kiesgruben aufgesammelt, die im Zuge der Nassbaggerung angefallen sind. Letztlich wurden in einem Kooperationsprojekt mit der Westungarischen Universität in Sopron bodenkundlich-lithologische Profile aus Torfwannen südlich des Seewinkels bei Osli untersucht. Die Beschreibung der drei Formationen folgt den Vorschlägen von OWEN (2009) und beinhaltet den Typusort mit Koordinaten, ihre geografische Verbreitung, das Typusprofil und gegebenenfalls Referenzprofile, ihre Lithologie und Mächtigkeit, das Alter der Formation, ferner Angaben über die unter- und überlagernde Formation sowie das Ablagerungsmilieu. Weiters folgt für jede Formation eine kurze Diskussion mit Angabe zusätzlicher Daten. Weitere Fragen, die über die Diskussion in den einzelnen Kapiteln hinausgehen, werden in einem Schlusskapitel behandelt. Die Einführung formaler lithostratigraphischer Formationen bietet eine fundierte Grundlage für Vergleiche mit quartären Ablagerungen in Nachbargebieten und soll weitere geowissenschaftliche Projekte im Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel anregen.

Material und Methodik

Aus vier von 32 Flachbohrungen im Bereich der Salzlacken des Seewinkels konnten Pflanzenreste für eine ^{14}C -Datierung gewonnen werden. Von 20 aufgesuchten ehemali-

gen bzw. noch in Betrieb befindlichen Baggerseen wurden acht Holzproben für eine Altersdatierung ausgewählt (Abb. 2). Von fünf der 35 bodenkundlich aufgenommenen Torfprofile nördlich von Osli wurden acht Proben für eine ^{14}C -Datierung entnommen (HÄUSLER et al., 2007, 2017b; Abb. 4). Die Datierungsergebnisse der Pflanzenreste aus den Lockergesteinsprofilen des Seewinkels sind im ersten Subkapitel zusammengestellt, die Datierung der Torfproben von Osli im zweiten. Die Auswertung der ^{14}C -Daten von Hölzern aus Kiesgruben des Seewinkels bleibt einer eigenen Arbeit vorbehalten.

Die ^{14}C -Datierung der Proben wurde am Vienna Environmental Research Accelerator (VERA) der Universität Wien durchgeführt. Sowohl die Torfproben von Osli als auch die aus den Bohrkernen der Flachbohrungen im Seewinkel händisch herauspräparierten Pflanzenreste sowie Holzstückchen von der Probe ID 300-5 wurden mit der Standard-ABA (acid-base-acid)-Methode des VERA-Labors aufbereitet (WILD et al., 2008). Bei Proben, bei denen eine größere Menge an Karbonat erwartet wurde, wurde der erste HCl Aufbereitungsschritt wiederholt. Ein Großteil der Torfproben bestand aus gut erhaltenen Pflanzenresten. Um sicher zu stellen, dass ein datiertes Material aus kurzlebigen Pflanzen besteht, wurde unter anderem von PIOTROWSKA et al. (2011) empfohlen, *Sphagnum* (Torfmoos) als Probenmaterial von Torfproben zu verwenden. Bei den untersuchten Torfproben von Osli konnte jedoch keine Identifizierung der vorliegenden Pflanzenarten durchgeführt werden. Es ist aber davon auszugehen, dass die selektierten Pflanzenreste von oberirdisch wachsenden, kurzlebigen Pflanzen stammen. Einige der Torfproben waren bereits sehr zersetzt. Auch in diesem Fall wurde für die Probenaufbereitung die ABA-Methode nach MOOK & STREURMAN (1983; vgl. BLAAUW et al.,

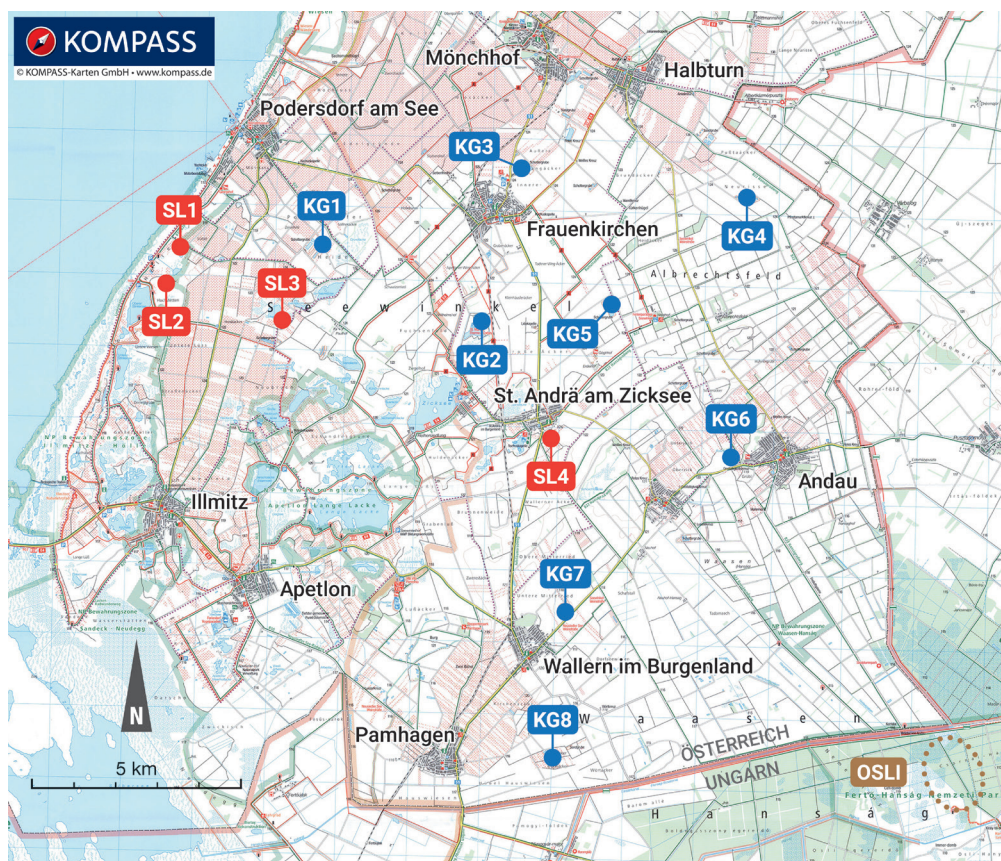


Abb. 2. Übersicht der beprobten Kiesgruben im Seewinkel (KG1–KG8), ausgewählter Bohrungen im Bereich von Salzlacken (SL1–SL4) und des Untersuchungsgebietes von Torfprofilen im Hanság nordöstlich der Ortschaft Osli (für Details siehe Abbildung 4; Ausschnitt aus KOMPASS WK 215 Neusiedler See © Kartografie KOMPASS-Karten GmbH, Lizenz-Nr. 13-0520-LAB).

2004) gewählt. Bei der Interpretation der Datierungsergebnisse muss berücksichtigt werden, dass diese Proben nach der Entfernung der Karbonate, der säurelöslichen organischen Stoffe (Fulvosäuren) und der Huminsäuren möglicherweise auch einen durch die chemische Methode nicht entfernbaren Kohlenstoffanteil enthalten, der an Tonpartikel gebunden war oder von einem Torfbrand stammt. Ebenso zu berücksichtigen ist nach KILIAN et al. (2000) die Möglichkeit einer tieferen Durchwurzelung, sodass Pflanzenreste auch aus unterschiedlichen Zeitperioden stammen können, wodurch das ^{14}C -Alter einer Torfprobe eventuell verfälscht sein kann. Um zu untersuchen, ob verschiedene Probenfraktionen ein unterschiedliches ^{14}C -Alter aufweisen, wurden von der Probe Osli S04-213 zusätzlich zu der ABA-behandelten Probe (VERA-3748A und VERA-3748_2) auch Huminsäuren (VERA-3748_3), Holzkohlenstücke (VERA-3748B und VERA-3748_1) und Pflanzenreste (VERA-6426) datiert, die aus der Gesamtprobe separiert wurden. Dabei zeigte sich, dass die Probe VERA-3748A und die selektierten Pflanzenreste (VERA-6426) ein deutlich jüngeres ^{14}C -Alter aufwiesen als die anderen Teilproben von Osli S04-213 (Tab. 2). Das lässt auf Inhomogenität im Alter der Probe schließen. Es ist aber hierzu anzumerken, dass die Torfproben nicht für die Erstellung einer präzisen ^{14}C -Ablagerungschronologie genommen wurden. Die Datierungen sollten nämlich nur zur zeitlichen Einschätzung der Torfablagerungen zwischen den Lockergesteinen dienen. Ob die Inhomogenität in der Natur der Probe selbst liegt oder im Zuge der Freilegung der Torfprofile zustande gekommen ist, kann nicht mehr geklärt werden, da die Torfprofile nicht mehr zugänglich sind.

Die Datierung von Pflanzenresten aus der Bohrung Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee (ID 264) war ebenfalls problematisch. Der Bohrkern ID 264 enthielt viel feinkörniges Sediment und winzige Rückstände von Muschel- oder Schneckenschalen, es konnten jedoch keine pflanzlichen Makrofossilien aus dem Bohrkernmaterial entnommen wer-

den. Daher wurden von dieser Probe nur Huminsäuren und der nach zweimaliger Behandlung mit HCl unlösliche (organische) Kohlenstoff datiert. Das überraschend hohe ^{14}C -Alter der Huminsäuren stimmt innerhalb der 2σ -Unsicherheit mit dem Ergebnis einer weiteren unabhängigen Datierung überein. Das ^{14}C -Alter der nur mit HCl behandelten Probe ist deutlich niedriger (Tab. 1, Probe ID 264-2). Die Diskrepanz der beiden Alter konnte bisher noch nicht geklärt werden. Die Huminsäuren wurden aus der Probe Osli S04-213 und der Bohrkernprobe Badelacke bei St. Andrä am Zicksee (ID 264) jeweils nach einer vorhergehenden Behandlung der Probe mit HCl mit NaOH-Lösung extrahiert, die anschließend mit HCl angesäuert wurde, um die Huminsäuren auszufällen (WILD et al., 2013). Die weitere Behandlung und Messung der vorbehandelten Proben wird in WILD et al. (2008) und STEIER et al. (2004) beschrieben.

Die beiden folgenden Subkapitel informieren über die bearbeiteten Geländeprofile und die Ergebnisse der ^{14}C -Datierungen von Pflanzenresten aus Flachbohrungen in Salzlacken des Seewinkels sowie von Torfprofilen im Hanság nördlich von Osli.

^{14}C -Datierung von Pflanzenresten aus Flachbohrungen im Seewinkel

In vier Flachbohrungen im Bereich von Salzlacken wurden in Tiefen von 1,20 bis 1,70 m Pflanzenreste angetroffen. Bei den Lockergesteinsprofilen handelt es sich um eine Wechsellagerung von Ton, Schluff und Grobsand mit feinkiesigem Schluff, feinkiesigem Grobsand und Feinkieslagen (Abb. 3). Der unterschiedliche Profilaufbau ist charakteristisch für die Variationsbreite des salzföhrnden Horizontes, über dem sich Salzböden ausgebildet haben.

Tabelle 1 enthält neben den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in ‰ sowohl die kalibrierten Alter (cal BP) als auch die ^{14}C -Alter in Jahren „Before Present“ (BP). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden mittels AMS

Ort	Salzlacke	Koordinaten	Tiefe	Probe	Lab-Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	^{14}C -Alter [yr BP]	Kalibrierte Alter (cal BP)
Höll-Lacke südwestlich Podersdorf am See	SL1	N 47°49'37,08" E 16°48'25,62"	1,20 m	ID 286-4	VERA-6114	-26,5 ± 0,8	7.270 ± 40	8.180 (95,4 %) 8.000
Lettengrube („In der Hölle“ südwestlich Podersdorf am See	SL2	N 47°49'06,25" E 16°47'59,78"	1,40 m	ID 313-4	VERA-6115	-27,4 ± 0,9	10.110 ± 35	12.000 (95,4 %) 11.400
Ochsenbrunnlacke südlich Podersdorf am See	SL3	N 47°48'31,82" E 16°50'44,05"	1,70 m	ID 300-5 Holz	VERA-6078	-26,8 ± 2,6	29.680 +280/-270	34.400 (95,4 %) 33.300
Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee	SL4	N 47°46'44,23" E 16°55'59,95"	1,50 m	ID 264-2	VERA-6030 HS1	-26,4 ± 0,8	32.170 +380/-370	37.150 (95,4 %) 35.150
				Huminsäuren Erste Datierung				
Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee	SL4	N 47°46'44,23" E 16°55'59,95"	1,50 m	ID 264-2	VERA-6030 HS2	-24,8 ± 0,9	31.230 +380/-370	36.050 (95,4 %) 34.450
				Huminsäuren Zweite Datierung				
Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee	SL4	N 47°46'44,23" E 16°55'59,95"	1,50 m	ID 264-2	VERA-6030	-28,1 ± 0,9	18.260 ± 70	22.350 (95,4 %) 21.850
				HCl-unlöslicher Kohlenstoff				

Tab. 1.

^{14}C - und $\delta^{13}\text{C}$ -Daten von Proben aus Lockergesteinsbohrungen am Rande von Salzlacken (SL) des Seewinkels (verändert nach HÄUSLER et al., 2017b; Übersicht der Lokaltäten in Abbildung 2). Die angegebenen Unsicherheiten der ^{14}C -Alter und der $\delta^{13}\text{C}$ -Daten sind 1σ -Werte, die Zeitbereiche der kalibrierten Alter entsprechen einer 95,4 % Wahrscheinlichkeit.

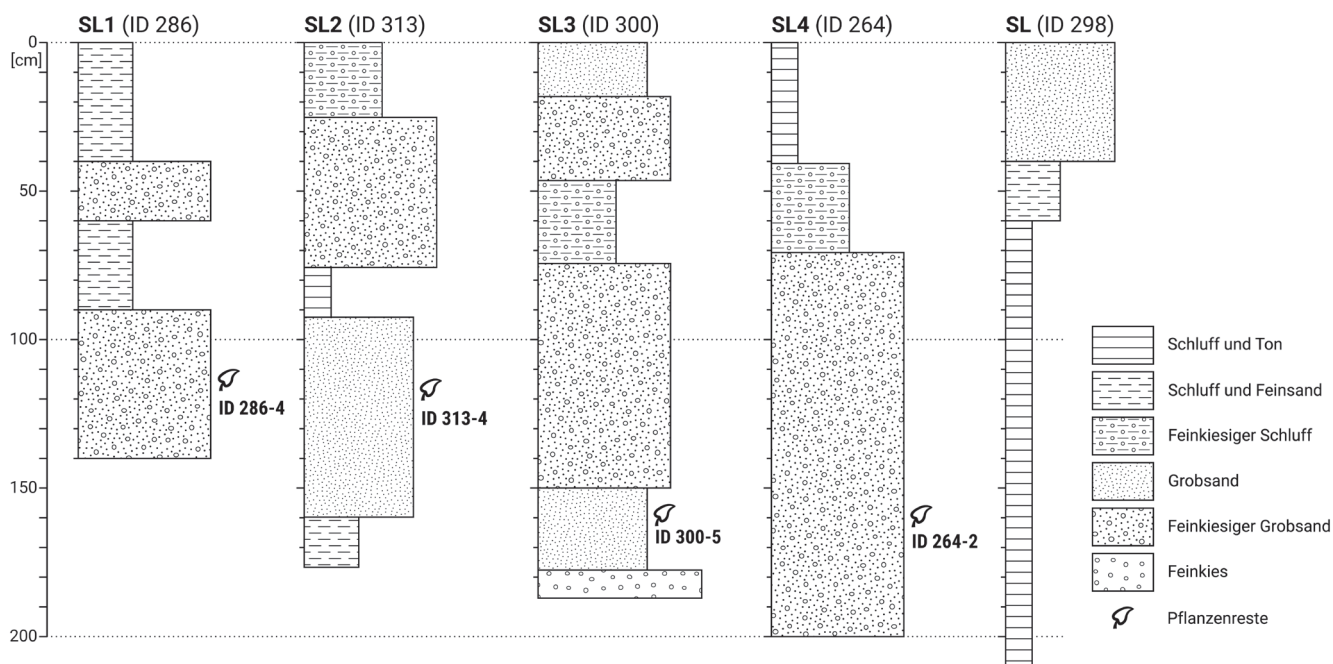


Abb. 3. Profile ausgewählter Salzlacken (SL1–SL4) mit Position der erbohrten Pflanzenreste, ergänzt um das Referenzprofil-2 der Illmitz-Formation am Südwestrand der Salzlacke des Illmitzer Zicksees (SL: ID 298; verändert nach HÄUSLER et al., 2017b). Übersicht der SL-Profile in Abbildung 2 und ^{14}C -Altersdaten in Tabelle 1.

in der grafitierten Probe bestimmt und erfassen neben in der Natur vorkommenden Isotopenfraktionierungen auch Effekte, die bei der Probenherstellung und der Messung auftreten.

^{14}C -Datierung von Torflagen bei Oslí, Hanság

Bereits im 17. Jahrhundert wurde unter der Regentschaft von Maria Theresia mit der Entwässerung des Hanság begonnen, um sowohl die Auswirkung von Überschwemmungen aus dem Gebiet des Neusiedler Sees und aus dem Donau/Raab-Gebiet zu reduzieren, als auch landwirtschaftliche Flächen zu gewinnen. Durch den Bau von Entwässerungskanälen, wie dem Einserkanal entlang der heutigen Grenze zwischen Österreich und Ungarn, sowie

dem Torfkanal im Südosten des Seewinkels, dem Bau von Schleusenanlagen und Pumpstationen gelang auf österreichischer Seite eine nahezu vollständige Entwässerung des Waasen. Große Areale der ehemals weit verbreiteten Torflandschaft sind heute nur mehr im ungarischen Teil des Fertő-Hanság Nemzeti Park/Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel erhalten (HÄUSLER et al., 2021).

Trotz der weitestgehenden Trockenlegung der ehemaligen Torfvorkommen im Waasen, dem heute österreichischen Anteil des Hanság, sind diese Areale in den geologischen Karten von FUCHS (1985c) bzw. PASCHER (1999) noch als Torfwannen bzw. als vernässte Sumpfgebiete eingetragen. Infolge Torfabbau und Torfbränden sowie Entwässerung und Trockenlegung blieben somit Ende des 20. Jahrhunderts nur mehr auf ungarischer Seite größere Torfvorkom-

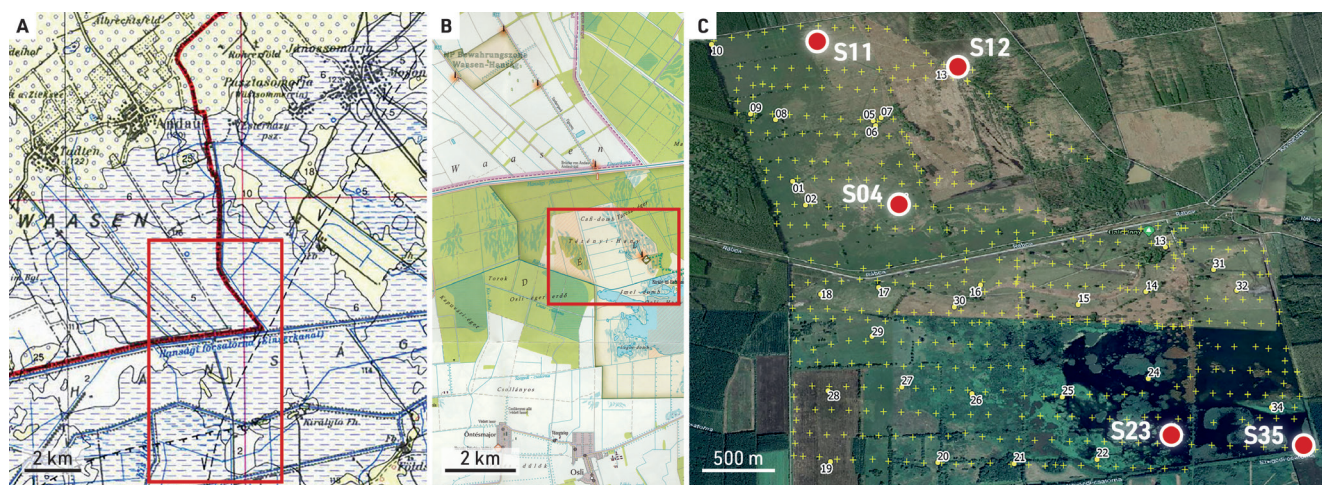


Abb. 4. Übersicht der Bohrprofile im Fertő-Hanság Nationalpark nördlich von Oslí. A) Ausschnitt der Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER, 1999; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung durch die Geologische Bundesanstalt). B) Ausschnitt der Karte des Fertő-Hanság Nemzeti Park/Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel 1:60.000 (PAULUS TÉRKÉPSZERKESZTŐ IRODA, 2012; mit freundlicher Genehmigung durch den Paulus Verlag) und C) Lage der Torfprofile nordöstlich von Oslí (Datengrundlage: Google, © 2021 CNES / Airbus, Maxar Technologies).

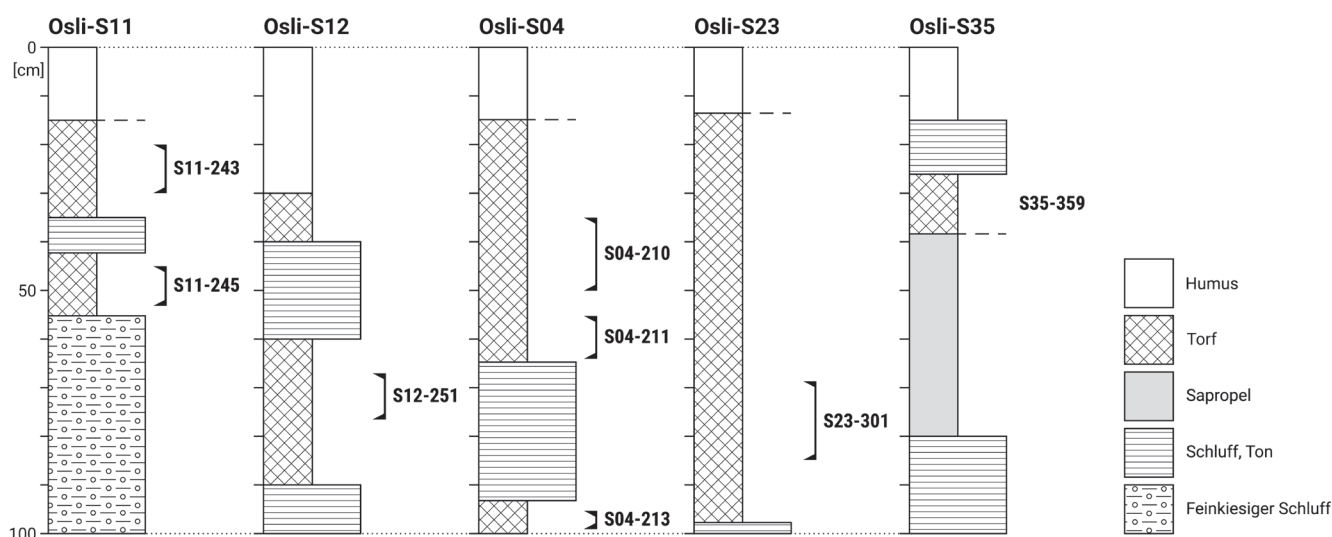


Abb. 5. Ausgewählte bodenkundlich/lithologische Profile nördlich von Osli, Hanság mit Probennummern der ^{14}C -Analysen (verändert nach HÄUSLER et al., 2017b). Übersichtskarte der Profile in Abbildung 4 und Auflistung der ^{14}C -Daten in Tabelle 2.

men erhalten (Abb. 4). Aus der Vielzahl von Torfprofilen wurden für eine Datierung jene Profile ausgewählt, in denen Lockergesteinslagen von Torflagen über- oder unterlagert wurden. Die Auswahl von Torfproben für die ^{14}C -Datierung sollte somit möglichst junge und möglichst alte Torfablagerungen erfassen (Abb. 5).

In Tabelle 2 werden von den Torfproben von Osli neben den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in ‰ (siehe dazu oben) sowohl die ^{14}C -Alter in Jahren BP (BP = before present, present entspricht dem Jahr 1950), als auch die kalibrierten Alter angegeben in Jahren „Before Christ“ (BC) und „Anno Domini“ (AD; im Jahr des Herrn = nach Christi Geburt; siehe dazu auch Tabellenunterschrift von Tabelle 1).

Ort	Koordinaten	Probe	Labor-Nummer	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	^{14}C -Alter [yr BP]	Kalibriertes Alter
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-210 Torf	VERA-3746	-26,2 ± 0,6	475 ± 30	1.400 AD (95,4 %) 1.460 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-210 Torf, wiederholt	VERA-3746W	-28,8 ± 3,0	530 ± 30	1.310 AD (19,5 %) 1.350 AD 1.390 AD (75,9 %) 1.440 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-211 Torf	VERA-3747	-26,9 ± 0,6	285 ± 35	1.490 AD (93,6 %) 1.670 AD 1.780 AD (01,8 %) 1.800 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-211 Torf, wiederholt	VERA-3747W	-29,1 ± 2,4	585 ± 30	1.290 AD (66,1 %) 1.370 AD 1.380 AD (29,3 %) 1.420 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Torf, zersetzt	VERA-3748A	-24,8 ± 0,6	2.065 ± 40	190 BC (95,4 %) 20 AD
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Holzkohle	VERA-3748B	-23,8 ± 0,9	3.745 ± 35	2.280 BC (95,4 %) 2.030 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Holzkohle, wiederholt	VERA-3748_1	-24,4 ± 0,7	3.915 ± 35	2.490 BC (95,4 %) 2.290 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Torf, zersetzt	VERA-3748_2	-29,5 ± 0,5	3.780 ± 30	2.300 BC (92,9 %) 2.130 BC 2.090 BC (02,5 %) 2.050 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Huminsäuren	VERA-3748_3	-25,8 ± 0,6	3.475 ± 30	1.890 BC (89,2 %) 1.730 BC 1.720 BC (06,2 %) 1.690 BC
Osli-S04	N 47°40'58,98" E 17°05'03,47"	S04-213 Selektierte Pflanzenreste	VERA-6426	-27,8 ± 1,7	2.400 ± 35	750 BC (11,1 %) 685 BC 670 BC (03,2 %) 640 BC 555 BC (11,1 %) 395 BC
Osli-S11	N 47°42'14,71" E 17°04'23,30"	S11-243 Torf	VERA-3741	-26,9 ± 0,6	540 ± 30	1.310 AD (29,8 %) 1.360 AD 1.380 AD (65,6 %) 1.440 AD
Osli-S11	N 47°42'14,71" E 17°04'23,30"	S11-245 Torf, zersetzt	VERA-3742	-25,7 ± 0,5	1.685 ± 35	250 AD (95,4 %) 430 AD
Osli-S12	N 47°41'58,03" E 17°04'52,42"	S12-251 Torf, zersetzt	VERA-3743	-25,1 ± 0,6	915 ± 30	1.030 AD (95,4 %) 1.190 AD
Osli-S23	N 47°40'04,71" E 17°06'04,60"	S23-301 Torf, zersetzt	VERA-3744	-26,7 ± 0,6	955 ± 30	1.020 AD (95,4 %) 1.160 AD
Osli-S35	N 47°40'03,35" E 17°06'25,15"	S35-359 Torf	VERA-3745	-27,4 ± 0,5	675 ± 35	1.260 AD (55,2 %) 1.330 AD 1.340 AD (40,2 %) 1.400 AD

Tab. 2. Kalibrierte ^{14}C -Alter von Torfproben und Resten von Holzkohle aus Profilen der Osli-Formation an der Typlokalität im Hanság (verändert nach HÄUSLER et al., 2017b).

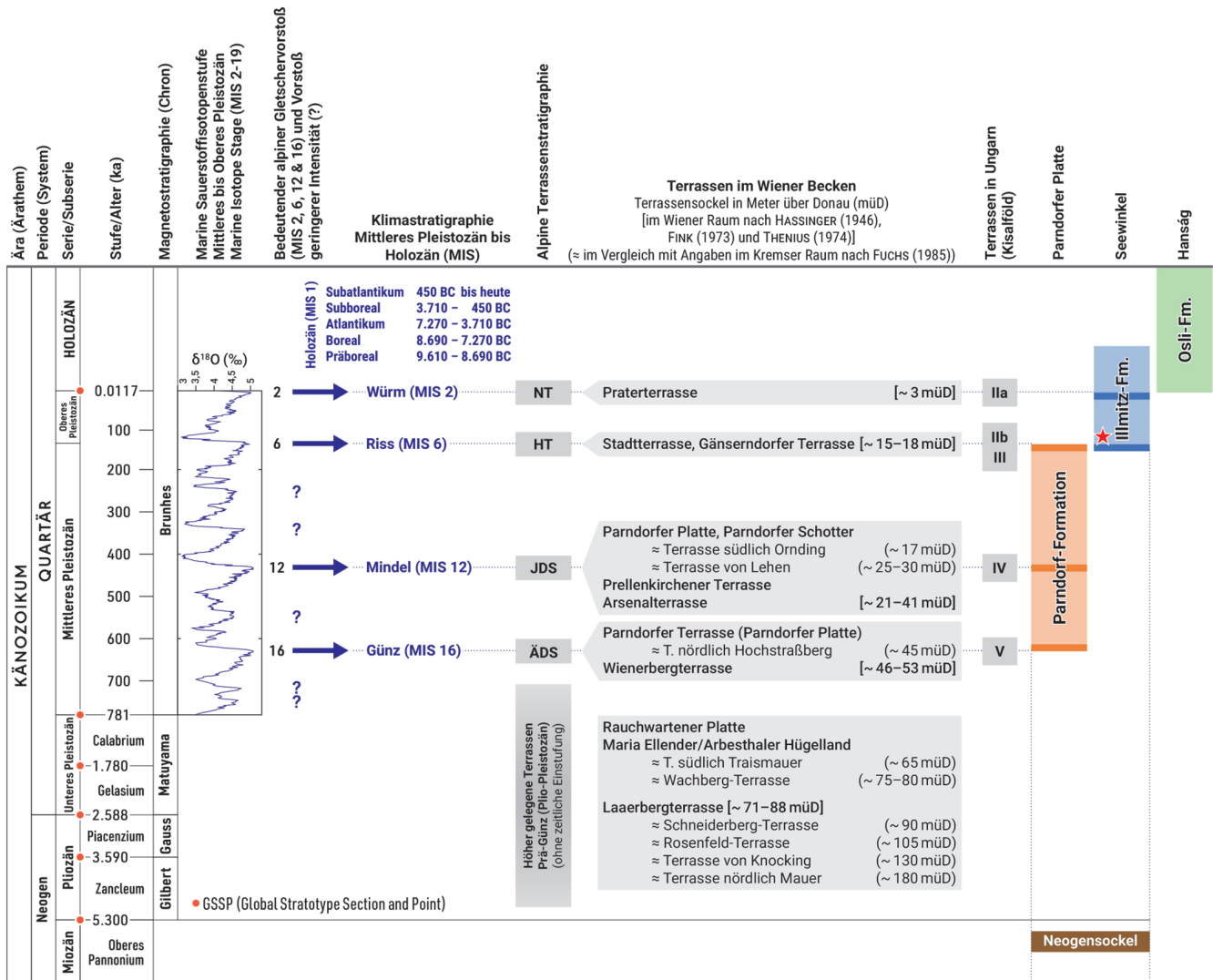
Lithostratigrafische Beschreibung der quartären Ablagerungen der Parndorfer Platte, des Seewinkels und des Hanság

Der Altersumfang pleistozäner Subserien hat sich seit der Millenniumswende geändert, was besonders bei regionalen Vergleichen zu berücksichtigen ist. Tabelle 3 enthält die wichtigsten stratigrafischen Angaben zur Einstufung von Akkumulationsterrassen im Donauraum, die bisher nach der Höhe des Terrassensockels erfolgt ist.

Vier horizontale Pfeile markieren in Tabelle 3 die alpinen Hauptvereisungen, die zur Ablagerung der klassischen vier Terrassen im Ostalpenraum geführt haben. Es sind dies im Wiener Raum, wie zuletzt in VAN HUSEN (2000: Fig. 1; vgl. VAN HUSEN & REITNER, 2011b: Fig. 7) erläutert: die Älteren Deckenschotter der Günz-Eiszeit (Wienerberg-Terrasse), die Jüngeren Deckenschotter der Mindel-Eiszeit

(Arsenal-Terrasse), die Hochterrasse der Riß-Eiszeit (Gänserndorfer Terrasse/Stadtterrasse) und die Niederterrasse der Würm-Eiszeit (Prater-Terrasse). Von den Warmzeiten ist in der lithostratigrafischen Tabelle nur das Riß/Würm-Interglazial (als MIS 5e; „e“ für Eem) hervorgehoben, da in dieser Warmzeit der für die Illmitz-Formation charakteristische salzführende Horizont entstanden ist. Alpine Gletschervorstöße geringerer Intensität wurden in der Tabelle, wie in VAN HUSEN & REITNER (2011b: Fig. 3), mit einem Fragezeichen versehen. Im Unteren Pleistozän sind die Amplituden der marinen Sauerstoffisotopenstufen weniger akzentuiert, weswegen eine altersmäßige Zuordnung höher gelegener Terrassen im Prä-Günz, also im Plio-/Pleistozän, aufgrund mariner Sauerstoffisotopenstufen nicht eindeutig ist.

Die Donauablagerungen nordöstlich des Neusiedler Sees stufte FUCHS (1985a–c) im Vergleich mit der Höhenlage der Terrassen im Melker Raum ein (FUCHS, 1964). Dort befinden sich die Lokalitäten der „Terrasse S Ornding“ (ESE



Tab. 3. Lithostratigraphische Gliederung der quartären Formationen in der Umgebung des Neusiedler Sees. Chronostratigraphische Gliederung mit Altersangaben in 1.000 Jahren („ka“; bezogen auf das Jahr 2000 AD) nach MENNING & HENDRICH (2016). Angaben zu den marinen Stufen der Sauerstoffisotopen (Marine Isotope Stage, MIS) nach LISIECKI & RAYMO (2005). Klima- und stratigraphische Gliederung nach VAN HUSEN & REITNER (2011a, b). Alpine Terrassenstratigraphie nach VAN HUSEN (1989, 2011) und PILLER et al. (2004). Höhenangaben des Terrassensockels im Wiener Raum nach HASSINGER (1946), FINK (1973) und THENIUS (1974). Vergleich der Höhenangaben im Bereich des Neusiedler Sees mit jenen im Kremser Raum nach FUCHS (1985a–d). Mittel- bis oberpleistozäne Terrassengliederung in Westungarn nach SCHAREK et al. (2000). Der Stern in der Illmitz-Formation markiert die Ablagerung des salzführenden Horizontes im Riß/Würm-Interglazial (= Eem-Warmzeit: MIS 5e). NT – Niederterrasse, HT – Hochterrasse, JDS – Jüngere Deckenschotter, ADS – Ältere Deckenschotter.

Pöchlarn) und der „Terrasse S Lehen“ (ENE Pöchlarn), die FUCHS (1964: Tafel 1) aufgrund ihrer Höhenlage (über Donauniveau) in das Niveau der Jüngeren Deckenschotter gestellt hat. Die „Terrasse N Hochstraßberg“ (südwestlich von Melk) liegt im Niveau der Älteren Deckenschotter. Als Terrassen des „Ältestpleistozäns“ stufte FUCHS (1964: Abb. 1) damals die höher gelegenen Terrassen ein, wie beispielsweise die „Wachberg-Terrasse“ (südöstlich von Melk), die „Schneiderberg-Terrasse“ (südwestlich von Melk) oder die „Rosenfeld-Terrasse“ (südlich von Melk; vgl. FINK, 1966; FINK & FUCHS, 1966; HOFER, 2010). Diese Terrassengliederung wurde von FUCHS (1972) am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes um die höher gelegene „Terrasse von Knocking“ (südlich Pöchlarn im Erlauftal) ergänzt. Die damals gemäß topografischer Karte am höchsten gelegenen Kiese südöstlich von Pöverdinger (südlich von Melk) mit einem Sockel von 220 m über Donauniveau kartierte FUCHS (1964: Tafel 1) als „Schotter des Pöverdingerwaldes“. Dieselbe Signatur erhielt in der geologischen Karte der Umgebung von Melk ein Kiesvorkommen am Bergrücken nördlich von Mauer (bei Melk) zu dem FUCHS (1964: 287f.) anmerkte: *„Damit dürfte die geringe Schotterstreu (gelber bis rotbrauner Quarz, selten Kristallin) auf der Kuppe des zwischen Mauer und Gerolding gelegenen Bergrückens in ungefähr 400 m SH vergleichbar sein.“* Nach einer Höhenkorrektur des Pöverdinger Waldes in der damals neu aufgelegten topografischen Karte 1:50.000 um minus 60 m (FUCHS, 1972: 224) lag die Flur des Pöverdinger Waldes folglich nur mehr 130 m über der rezenten Donau. Durch die Festlegung der Basis der Schotterflur des Bergrückens zwischen Mauer und Gerolding auf etwa 390 m wurde diese Terrasse mit einer Höhe von 180 m über Donau zur höchstgelegenen Terrasse im Melker Raum. Erst in der Kartenbeilage 1:50.000 des Dunkelsteiner Waldes bezeichnete FUCHS (1972: Tafel 1) dieses Vorkommen (zwischen Mauer und Geroldstein) als „Schotter der Terrasse N Mauer“. In der Folge wurden die Bezeichnungen der Terrassen des Melker Raumes auf die geologischen Karten 1:50.000, Blatt 34 Perg (FUCHS & THIELE, 1982), Blatt 37 Mautern (FUCHS & GRILL, 1983; vgl. MATURA, 1989) und Blatt 38 Krems (FUCHS & GRILL, 1984a; PILLER et al., 2003) übertragen. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass in der geologischen Karte 1:50.000, Blatt Ober-Grafendorf (SCHNABEL et al., 2012) das ursprünglich von FUCHS (1972) als „Terrasse N Mauer“ publizierte Vorkommen von pleistozänen Kiesen des zwischen Mauer und Gerolding gelegenen Bergrückens unter der „Mauer-Formation“ der Molassezone (des unteren Ottnangiums) subsummiert wurde.

Die Kartierung der Terrassen des Wiener Raumes geht auf SCHAFFER (1902) zurück, der sie der Höhe nach als Laaerbergterrasse, Arsenalterrasse, Simmeringer und Stadterrasse sowie als Praterterrasse bezeichnete. In etwas abgewandelter Schreibweise werden diese Namen bis heute verwendet (VAN HUSEN & REITNER, 2011b). Die Terrassentreppe ist in Wien am deutlichsten orografisch rechtsufrig der Donau ausgebildet, wobei sich höher gelegene Terrassen häufig mit Schwemmfächern tributärer Gerinne verzahnen. Seit der Bearbeitung durch HASSINGER (1946), FINK & MAJDAN (1954), KÜPPER (1955, 1968), FINK (1973) und THENIUS (1974) variieren aus verschiedenen Gründen die Angaben über die Höhenlage des Sockels der Wiener Terrassen. Die vorliegende Arbeit über die Neubenennung lithostratigrafischer Formationen nordöstlich und östlich des Neusiedler Sees basiert auf der von FUCHS (1985a–d)

verwendeten Terrassen-Nomenklatur. Um die Höhenlage der Terrassentreppe des Wiener Raumes mit jener des Kremser Raumes zu vergleichen, wurde in Tabelle 3 für die vier wichtigsten Wiener Terrassen die ungefähre Höhe des Sockels über dem Mittelwasser der Donau nach HASSINGER (1946), FINK (1973) und THENIUS (1974) angeführt. Bereits frühzeitig wies FINK (1966, 1973) auf die Problematik einer tektonischen Verstellung von Terrassen im Wiener Becken hin (vgl. WEISSEL et al., 2017; ŠUJAN et al., 2017; BRAUMANN et al., 2019; NEUHUBER et al., 2020: Fig. 1). Tektonische Verstellungen betrafen nach WESSELY (1961) auch die Terrassen im Umkreis der Hainburger Berge. Auf den geologischen Kartenblättern 1:50.000, 60 Bruck an der Leitha und 79 Neusiedl am See wurden von Werner Fuchs fluviatile Ablagerungen auf tektonisch „abgesenkten“ Flächen eingetragen. Nach FUCHS (1985a, c) sind dies die „Schotter der Gänserndorfer Terrasse der Donau (Riß), tektonisch abgesenkt“ oder die „Schotter der Niederterrasse lokaler Gerinne = Seewinkelschotter (Würm), tektonisch abgesenkt“. Von SAKAGUCHI (1974) stammt der Vorschlag einer Nummerierung der Donauterrassen im Alpenvorland, die sich – im Gegensatz zur numerischen Terrassengliederung in Ungarn (PÉCSI, 1971; KRETZOI & PÉCSI, 1979) – im österreichischen Donaauraum nicht durchgesetzt hat. In den folgenden drei Subkapiteln werden die lithostratigrafischen Kriterien für die Definition der Parndorf-, Illmitz- und Osli-Formation angeführt.

Parndorf-Formation

Die Einstufung der pleistozänen Ablagerungen auf der Parndorfer Platte nach PILLER et al. (2004; vgl. VAN HUSEN & REITNER, 2011b) geht auf FUCHS (1985c) zurück.

Ableitung des Namens: Die Parndorf-Formation wird nach der südöstlich Bruck an der Leitha, auf 182 m über Adria gelegenen Ortschaft Parndorf (N 47°59'34,80", E 16°51'29,30") benannt.

Geografische Verbreitung: Die Parndorf-Formation ist auf die südlich der Leitha ausgebildete Parndorfer Platte beschränkt. Das Niveau der Parndorfer Platte setzt sich nördlich der Leitha in der Hochfläche von Prellenkirchen fort, die in nordwestlicher Richtung bis Petronell reicht (Terrasse von Petronell-Prellenkirchen bzw. Petronell-Prellenkirchner Terrasse nach WESSELY, 1961). Zwischen den Ortschaften Gattendorf und Berg verbindet eine Fußfläche zwischen 140 und 160 m über Adria das Prellenkirchner Plateau mit dem Parndorfer Platte.

Typusprofil und Referenzprofile: Als Typusprofil der Parndorf-Formation wird die ehemalige Kiesgrube nordöstlich von Parndorf (N 47°59'15,41", E 16°55'23,44") gewählt. Vergleichsweise werden zwei Referenzprofile vorgeschlagen: Referenzprofil-1 in der ehemaligen Kiesgrube ~3 km NW Gattendorf (N 48°01'33,04", E 16°56'19,91") und Referenzprofil-2 in der Kiesgrube ~1 km NNW Nickelsdorf (N 47°57'01,05", E 17°03'48,20").

Lithologie: Die Parndorf-Formation der Typlokalität besteht aus einer Wechsellagerung schräg- und kreuzgeschichteter, dm-mächtiger Mittel- bis Grobkiese und dm-mächtiger Sandlagen, die 2004 in der Kiesgrube nordöstlich Parndorf aufgeschlossen waren (HÄUSLER, 2007; siehe Abbildung 6). Im **Referenzprofil-1** (aus der Günz-zeitlichen „Terrasse N



Abb. 6.
Kies-Sand-Wechselagerung der in der Kiesgrube nordöstlich von Parndorf gelegenen Typlokalität der Parndorf-Formation (Aufnahme HÄUSLER, 2004).

Hochstraßburg“) war im Jahr 2004 in der Kiesgrube nordwestlich Gattendorf über mehrere Meter mächtigen feinklastischen Ablagerungen ein drei Meter mächtiges Profil mit einer Wechselagerung von metermächtigen hellgrauen Sanden und Mittel- bis Grobkiesen aufgeschlossen (Abb. 7). Von einer heute nicht mehr aufgeschlossenen Kiesgrube (in der Mindel-zeitlichen „Terrasse von Lehen“) nordöstlich Weiden am See beschrieb SZÁDECKY-KARDOSS (1938: 271) basal einen Meter hellgelben sandigen Kies mit Komponenten in „Taubeneigröße“ und darüber 2,5 m Kies, ebenfalls mit taubeneigroßen Quarziten, und gelblichen Sandlinsen. Das Komponentenspektrum bestand zu 70 % aus Quarzit (teilweise mit glatter, teilweise mit löchriger Oberfläche), gefolgt von ~10 % schiefbrigem und teilweise Sericit führendem Quarzit bzw. Sericit- und Glimmerquarzit und etwa 10 % Gneis, Aplit, Granit und Pegmatit. Die restlichen 10 % entfielen auf rötlichen Sandsteinquarzit, Quarzit, Sandstein, gelblichen, weißen, braunen und dunkelgrünen Hornstein sowie kalkigen Hornstein bzw. Hornstein führenden Kalkstein und grauen Kalkstein. Im Vergleich mit der petrografischen Zusammensetzung rezenter Donaukiese mit ~60–63 % Quarzen/Quarziten, ~11–14 % Karbonatgesteinen und ~24–28 % sonstigen Gesteinen zeigt die Zusammensetzung der Kiese der Parndorfer Platte nach TAUBER (1959c: 9) mit ~78–80 % Quarzen/Quarziten, ~6–10 % Hornsteinen, ~1–2 % Karbonatgesteinen und ~10–16 % sonstigen Gesteinen eine weitgehende Diagenese. Die rötliche Farbe, der Mangel an karbonathaltigem Schotter und die größere Porosität der Komponenten wurde auf diagenetische Lösungserscheinungen zurückgeführt. Nordöstlich des Parndorfer Plateaus führen vergleichsweise bei Prellenkirchen sandig-kiesige Ablagerungen der Prellenkirchner Terrasse nach VAN HUSEN & REITNER (2011b: 375) gerundete bis gut gerundete Grobkiese, die ~80 % Kristallinkomponenten und ~20 % Komponenten von Kalk, Dolomit und Sandstein führen.

Die Kiese der Parndorf-Formation sind stark verwittert und besonders im Südosten der Parndorfer Platte von Löss und Lösslehm bedeckt. TAUBER (1959c) erwähnte auch Lösseneinschlüssen in Kiesbohrungen. Eine neuere Beschreibung von Ablagerungen der Mindel-zeitlichen „Ter-

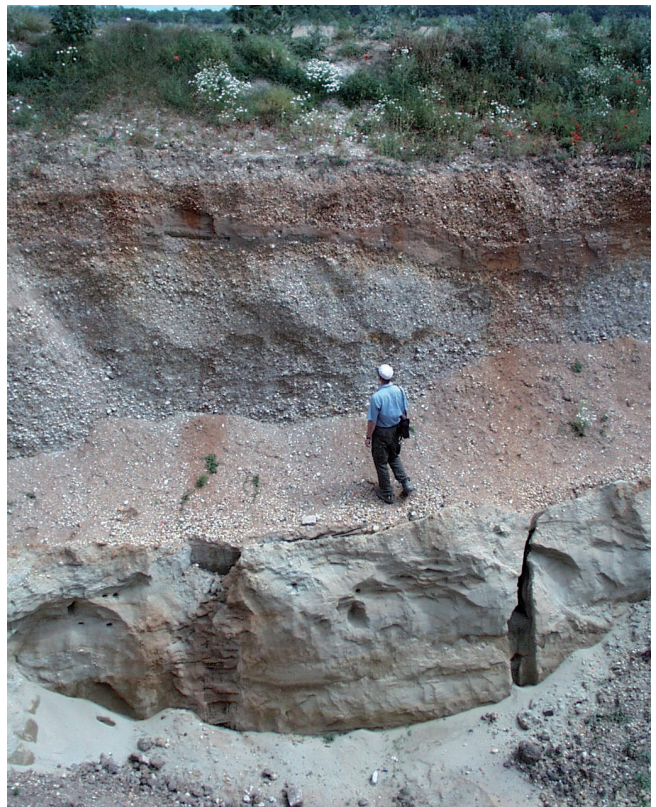


Abb. 7.
Kies-Sand-Wechselagerung in der Kiesgrube nordwestlich Gattendorf als Referenzprofil-1 der Parndorf-Formation (Aufnahme HÄUSLER, 2004).

rasse von Lehen“ stammt aus Kernbohrungen in der Nähe der Kiesgrube Kotzian, 4 km SE Parndorf. Diese rötlich gefärbten Ablagerungen sind nach POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON (2011) horizontal bis schräg-geschichtete fein- bis grobsandige, teilweise plattige bis sehr gut gerundete Mittel- bis Grobkiese, die vor allem aus hellem Quarz bestehen (POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2011: Tab. 1–2). Das Referenzprofil-2 in der Kiesgrube Katzian nordwestlich Nickelsdorf liegt in der Mindel-zeitlichen Terrasse („Terrasse S Ornding“ nach FUCHS, 1985c) und besteht nach ZÁMOLYI et al. (2016: Fig. 7d) aus einer Abfolge schräggeschichteter Kiese und Sande, die von horizontal geschichteten Kiesen überlagert werden. Wie in einer Kiesgrube beim Friedrichshof (HÄUSLER, 2007: Abb. 6) weisen auch die Mindel-zeitlichen Ablagerungen im Referenzprofil-2 metertiefe Kryoturbationen auf.

Mächtigkeit: Im Zuge von bodenkundlichen Aufnahmen beschrieb BERNHAUSER (1962), dass die Kiese am Westrand der Parndorfer Platte nur etwa einen Meter mächtig ausgebildet sind. In einer Kiesgrube westlich des Friedrichshofs waren diese schlecht sortierten, rötlich gefärbten Kiese mit metertiefen Kryoturbationserscheinungen noch im Jahr 2004 aufgeschlossen (HÄUSLER, 2007: Abb. 6). Sowohl im Typusprofil als auch im Referenzprofil-2 beträgt die Mächtigkeit der Parndorf-Formation zwischen zwei und drei Meter und war im Referenzprofil-1 bei Gattendorf etwa sechs Meter mächtig aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit der Parndorf-Formation schwankt somit zwischen einem und 10 m (VAN HUSEN & REITNER, 2011b; ZÁMOLYI et al., 2016) und erreicht nach LETOUZÉ-ZEZULA et al. (2001) lokal bis maximal 20 m.

Alter: Die Ablagerungen der Parndorf-Formation werden in das Mittlere Pleistozän gestellt (Tab. 3). TAUBER (1959c) parallelisierte die hoch gelegenen Ablagerungen der Parndorfer Platte mit der Laaerberg-Terrasse des Wiener Raumes und die etwas tiefer gelegenen Ablagerungen westlich von Zurndorf, die er als Zurndorfer Terrasse bezeichnete, mit der Wienerberg-Terrasse. FUCHS (1985c) bezeichnete die höchstgelegenen Kiese bei Parndorf mit einem Terrassensockel von ~45 m über der Donau als „Schotter der Terrasse N Hochstraßburg“ und stuft sie als Ablagerung der Günz-Eiszeit ein. An diese ältesten Ablagerungen grenzen nach FUCHS (1985c) auf der Parndorfer Platte gegen Südosten hin Kiese mit einem „Terrassensockel 25–30 m über Donau“, die höhenmäßig mit den „Schottern der Terrasse von Lehen“ parallelisiert und damals als ältere Ablagerungen der Mindel-Eiszeit eingestuft wurden. Weiter südöstlich folgen nach FUCHS (1985c) Kiese mit einem „Terrassensockel 17 m über Donau“, die höhenmäßig mit der Terrasse südlich Ornding verglichen und damals als jüngere Ablagerungen der Mindel-Eiszeit eingestuft wurden. Demnach stammen ca. 80 % der Ablagerungen der Parndorfer Platte aus der Mindel-Eiszeit. In einer Kiesgrube am Südostrand der Parndorfer Platte wurde in diesen Ablagerungen durch Infrarot stimulierte Lumineszenz-Analysen von ZÁMOLYI et al. (2016) ein Alter von >300 ka ermittelt (Abb. 1). Diese im Niveau der „Terrasse von Ornding“ gelegenen Ablagerungen (der Mindel-Eiszeit) sind damit nachweislich älter als Mindel/Riß-Interglazial. Den Übergangsbereich zwischen nordöstlicher Parndorfer Platte und dem östlichen Prellenkirchner Plateau bzw. dem Südostrand der Hainburger Berge nehmen zwischen den Ortschaften Zurndorf – Gattendorf – Deutsch Haslau und Berg

nach FUCHS (1985b–c) Ablagerungen der „Gänserndorfer Terrasse der Donau (Riß)“ ein. Zu dieser „Gänserndorfer Terrasse“ zählte FUCHS (1985c) auch einen weiteren Kieskörper am Südrand der Parndorfer Platte nordöstlich Halbturn. Ob dieses Kiesvorkommen als Rest der Hochterrasse aufzufassen ist, sei dahingestellt. Die durchschnittlich nur 5–10 m mächtigen Ablagerungen der Parndorf-Formation repräsentieren somit einen Zeitraum von über 500.000 Jahren.

Unter- und überlagernde Formationen: Die Parndorf-Formation wird am nordöstlichen Ausläufer des Leithagebirges von Ablagerungen des Sarmatioms und Pannoniums sowie von lokal Lignit führenden Tonen des Oberen Pannoniums unterlagert. Sie wird besonders im Südosten von dezimeter- bis metermächtigem Löss bzw. Lösslehm überlagert.

Ablagerungsmilieu: Aufgrund sedimentologischer Merkmale wie beispielsweise einer Kreuzschichtung schlossen VAN HUSEN & REITNER (2011b: 375) auf eine Ablagerung der mittelpleistozänen Formationen der Parndorfer Platte in einem „braided river“-System. Seit SZÁDECKY-KARDOSS (1938) werden sie als fluviatile Sedimente einer Paläo-Donau interpretiert. Aufgrund des Komponentenspektrums von Granuliten, Porphyren, Graniten, Gneisen, Glimmerschiefern, schwarzen Kiesel-schiefern, roten und braunen Hornsteinen sowie untergeordnet Kalksteinen und Sandsteinen rekonstruierte er ein Liefergebiet aus dem Donauabschnitt westlich von Wien, also aus dem Böhmischem Massiv, aus den Kalkalpen und aus dem Flysch-Wienerwald.

Diskussion: Eine diskordante Ablagerung der Günz-zeitlichen Parndorf-Formation auf Formationen des Sarmatioms und Pannoniums der Schönabrunner Antiklinale (nach TAUBER, 1959b) konnte erst nach der Entstehung dieser Antiklinalstruktur erfolgt sein (HÄUSLER et al., 2017a). In der Stratigraphischen Tabelle von Österreich parallelisierten PILLER et al. (2004) die quartären Ablagerungen der „Parndorfer Terrasse“ mit jenen der nahe gelegenen „Prellenkirchner Terrasse“ und stuften diese ebenfalls als Ablagerung der Günz-Eiszeit ein. Jüngere Anteile der Parndorfer Platte und der Prellenkirchner Terrasse wurden den Jüngeren Deckenschottern zugerechnet und somit als Ablagerungen der Mindel-Eiszeit interpretiert (PILLER et al., 2004). Dieser Gliederung entsprach im Wesentlichen auch die stratigraphische Tabelle von VAN HUSEN & REITNER (2011b: Abb. 3), nur mit dem Unterschied, dass die älteren Ablagerungen (der Günz-Eiszeit) auf der Parndorfer Platte nicht als „Parndorfer Terrasse“ sondern, wie jene aus der Mindel-Eiszeit, als „Parndorfer Platte“ bezeichnet wurden. HERRMANN et al. (1993) definierten auf der geologischen Karte der ÖK 50, Blatt 78 Rust, die höher gelegenen Kiese am Westrand der Parndorfer Platte, nördlich von Neusiedl am See, als „Parndorfer Schotter“ und interpretierten sie als Ablagerungen der Mindel-Eiszeit (vgl. HÄUSLER, 2006b, 2007).

Die höhenbedingte Einstufung der Terrassenkörper zwischen Parndorfer Platte und Arbesthaller Hügelland erlaubt eine gewisse Rekonstruktion des alt- bis mittelpleistozänen Donauverlaufs. Die Bergkämme des Arbesthaller Hügellandes bildeten das orografisch rechte Ufer einer plio-/pleistozänen Paläo-Donau, die dann während der Günz-Eiszeit (vor der Leitha-Eintiefung von Rohrau-Hollern) südlich Petronell über Schönabrunn in Richtung Parndorf in das

Kisalföld floss. Denselben Donauverlauf belegt auch die Mindel-zeitliche Prellenkirchner Terrasse, deren südliche Fortsetzung die fluviatilen Ablagerungen der „Parndorfer Terrasse“ bilden. Die seitliche Anlagerung von fluviatilen Ablagerungen am Nordost- und Südrand der Parndorfer Platte im Niveau der Hochterrasse („Schotter der Gänserndorfer Terrasse der Donau“, nach FUCHS, 1985c) wurde von HÄUSLER (2007: 44) auf veränderte paläogeografische Verhältnisse infolge tektonischer Verstellungen zurückgeführt. Akzeptiert man die zeitliche Einstufung der Kieskörper auf der Parndorfer Platte, dann verlagerte die Paläo-Donau zwischen der Mindel- und Riß-Eiszeit ihren Lauf von der Brucker Pforte ca. 10 km in nordöstlicher Richtung bis in die Thebener Pforte. Erst danach umfloss die Donau während der Riß-Eiszeit die, im Vergleich zum tektonisch abgesenkten Kisalföld, um mehrere Meter relativ gehobene Parndorfer Platte. Dies führte zu Ablagerungen der Riß-zeitlichen Hochterrasse nördlich und südlich von Gattendorf sowie nördlich Halbturn. Auf die regionale Bedeutung tektonischer Verstellungen im Zeitabschnitt zwischen den Stadien der marinen Sauerstoffisotopen MIS 12 und 6 im alpinen Raum wies schon VAN HUSEN (2000: 138) hin. ZÁMOLYI et al. (2016) ließen es offen, ob die zeitliche Einstufung der relativen Hebung der Parndorfer Platte entlang von „normal faults“ bereits ab dem Mittel-Pleistozän oder erst im Spät-Pleistozän erfolgte.

Illmitz-Formation

Die fluviatilen pleistozänen Ablagerungen des Seewinkels wurden von FUCHS (1985c) als „Seewinkelschotter“ kartiert. Er stufte diese als Ablagerungen der Würm-Eiszeit ein, erachtete sie aber als „tektonisch abgesenkt“. Dieselben Ablagerungen wurden im benachbarten Kisalföld als Ablagerungen der Riß-Eiszeit eingestuft (vgl. SCHAREK, 1991; SZURKOS et al., 1991; CSÁSZÁR, 1998; HÄUSLER, 2007).

Ableitung des Namens: Die Formation wird nach dem im westlichen Seewinkel auf 117 m über Adria gelegenen Ort Illmitz als Illmitz-Formation bezeichnet.

Geografische Verbreitung: Die Illmitz-Formation nimmt generell jene Fläche des Seewinkels ein, die in den geologischen Karten der ÖK 50, Blatt 78 Rust (HERRMANN et al., 1993) und Blatt 79 (FUCHS, 1985c) sowie zum Beispiel in der geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER, 1999) als „Seewinkelschotter“ ausgeschieden sind. Ferner zählen dazu die Reste des Seedammes am Ostufer des Neusiedler Sees, die flächenmäßig nur in der geologischen Karte von HERRMANN et al. (1993) mit einer eigenen Signatur abgegrenzt wurden. Ebenfalls zur Illmitz-Formation zählen die Lackenböden ehemals höherer Wasserstände, die um Illmitz und nördlich davon in der geologischen Karte 1:50.000 von HERRMANN et al. (1993) unrichtigerweise als „anmoorige Böden“ eingetragen sind. Bei diesen handelt es sich nämlich nach NELHIEBL (1986) um trocken-gefallene Salzböden ehemaliger Salzacken. Auch kleinere Kiesareale östlich von Pamhagen, die FUCHS (1985c) als „Schotter der Niederterrasse lokaler Gerinne (Würm)“ bezeichnete, zählen zur Illmitz-Formation. Nicht zur Illmitz-Formation zählen hingegen die in der geologischen Karte von FUCHS (1985c) eingetragenen (ehemaligen) Torfwannen des Waasen (Hanság). Diese werden in der im Folgekapitel formal aufgestellten Osli-Formation beschrieben.

Typusprofil und Referenzprofile: Als Typusprofil der Illmitz-Formation wird ein, östlich von Illmitz, im Bereich der Langen Lacke erbohrtes, 10 m mächtiges Profil mit Sand- und Kiesvormacht festgelegt (N 47°45'14,96", E 16°50'53,84"; siehe BELOCKY et al., 1998). Als Referenzprofil-1 der Illmitz-Formation wird ein mehrere Meter mächtiges Profil von der Kiesgrube nordöstlich Wallern im Burgenland angeführt (N 47°44'13,62", E 16°57'05,46"). Typusprofil und Referenzprofil-1 charakterisieren die mächtigere grobklastische Ausbildung der Illmitz-Formation, während ein weiteres Referenzprofil im unmittelbaren Untergrund einer Salzlacke typisch für die feinklastische Ausbildung der Illmitz-Formation ist. Als Referenzprofil-2 der Illmitz-Formation wird ein zwei Meter tiefes, schluffig bis toniges Bohrprofil (ID 298) am Südwestrand des Illmitzer Zicksees vorgeschlagen (N 47°45'50,33", E 16°46'51,34").

Lithologie: Es handelt sich bei der Illmitz-Formation um Ablagerungen mit einem großen Korngrößenspektrum, das von Kiesen über Sande, Schluffe und Tone bis zu kiesigen Sanden, kiesigen Schluffen und kiesigen Tonen reicht. GRILL (1971) beschrieb das Komponentenspektrum in Kiesgruben als vorwiegend fein- bis mittelkörnige, kantengerundete bis sehr gut gerundete Kiese mit einem Überwiegen der Quarzkomponenten und wechselnden Anteilen von Kalken und anderen Gesteinen. Seiner Meinung nach hatten diese Kiese lithologisch keine Ähnlichkeit mit Donauablagerungen. Das von BELOCKY et al. (1998) südwestlich der Lange Lacke aufgenommene Profil LL22 wird nachfolgend als **Typusprofil** der sandig-kiesigen Entwicklung der Illmitz-Formation beschrieben (Abb. 8).

Die Basis der 10 m tiefen Bohrung von LL22 bilden 2,4 m mächtige, feinsandige Schluffe und Tone. Darüber folgt ein 3,6 m mächtiger Horizont aus sandigen Mittelkiesen, der

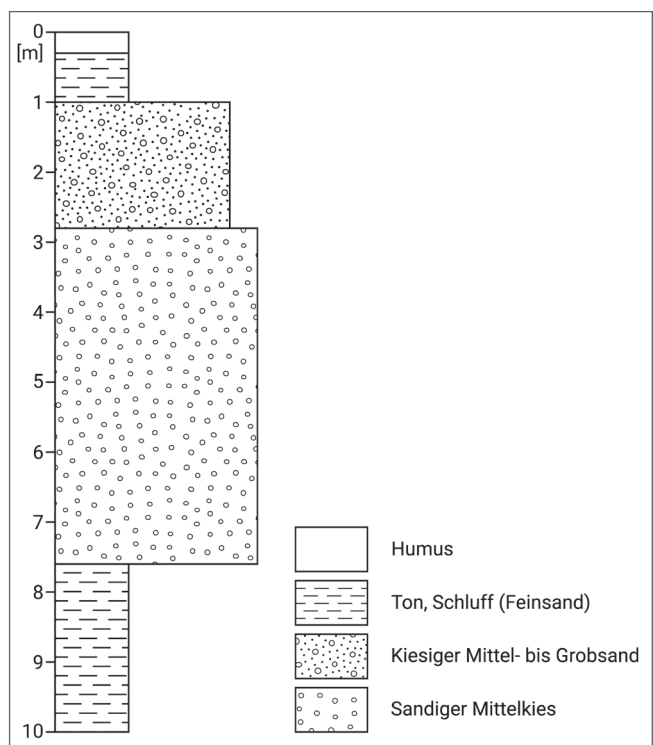


Abb. 8. Das Bohrprofil LL22 am Südwestrand der Langen Lacke bildet das Typusprofil der grobklastisch ausgebildeten Illmitz-Formation (umgezeichnet nach BELOCKY et al., 1998).



Abb. 9.
Schräg geschichtete sandige Kiese und Sande des Referenzprofils-1 der Illmitz-Formation in der Kiesgrube nordöstlich von Wallern im Burgenland (Aufnahme HÄUSLER, 2004).

in einen 1,2 m mächtigen Horizont aus sandigen Fein- bis Mittelkiesen übergeht. Den Abschluss des Lockergesteinsprofils LL22 bildet eine 2,5 m mächtige Lage aus sandigen Fein- bis Mittelkiesen, die von 30 cm Humus überlagert wird. Es handelt sich bei diesem Lackenprofil somit um eine über 7 m mächtige sandig-kiesige Abfolge. Geoelektrische Widerstandsprofile im Umkreis der Langen Lacke belegen nach BELOCKY et al. (1998), dass das Profil LL22 repräsentativ ist für die generell 7–9 m mächtigen Sand- und Kies dominierten Ablagerungen der Illmitz-Formation. Dieser Profilaufbau bis 10 m Tiefe entspricht auch den in 5 km weiter nördlich gemessenen geoelektrischen Widerstandsprofilen um den Zicksee von St. Andrä (HÄUSLER et al., 2006). Die zahlreichen Bohrprofile im Bereich der Langen Lacke zeigen eindrucksvoll den raschen vertikalen und horizontalen lithologischen Wechsel der Illmitz-Formation. So wird beispielsweise im Profil LL13 von BELOCKY et al. (1998) eine 7 m mächtige Entwicklung von sandigen Fein- und Mittelkiesen auf 1.000 m Entfernung in Bohrprofil LL18 durch eine 5,4 m mächtige Feinsandlage ersetzt. Im Bereich der Kiesgrube nordöstlich von Wallern im Burgenland war im Jahr 2004 entlang eines Fahrweges eine schräggeschichtete Wechselfolge von sandigen Kiesen und Sanden aufgeschlossen, die in Abbildung 9 das **Referenzprofil-1** der Illmitz-Formation darstellt.

Bei dem (ehemals) bis mehrere Meter hohen Damm zwischen Albersee und Illmitzer Zicksee dürfte es sich nach PITTIONI (1945) ebenso um fossile Dünenansätze handeln wie bei den weißen Sanden am Sandeck. Als **Referenzprofil-2** der Illmitz-Formation wird das Profil der vom Erstautor dieser Arbeit bis 2,1 m Tiefe durchgeführten Flachbohrung ID 298 am Südwestrand des Illmitzer Zicksees ausgewählt, das tonig, schluffig und sandig ausgebildet ist (Abb. 3). Die Korngrößenbestimmungen von drei Lagen (ID 298-1 bis ID 298-3) werden im Folgenden nach WEISS (2015: 37) wiedergegeben. Über einem 60 cm mächtigen, bräunli-

chen, feinsandig-schluffigen Ton (ID 298-3) folgt ein 80 cm mächtiger plastischer Tonhorizont (ID 298-2), der im Hangenden in einen grauen, teils rostfleckigen, 20 cm mächtigen Schluff übergeht. Der hangende Abschnitt besteht aus 40 cm mächtigem Mittel- bis Grobsand mit Feinkiesanteil (ID 298-1). Auf Distanzen von wenigen hundert Metern variiert nicht nur die Korngrößenverteilung in weiteren Profilen des Illmitzer Zicksees, sondern auch unter anderen Salzlacken bis zwei Meter Tiefe, wie zum Beispiel in Profilen des Albersees, der Stinker Seen, der Lettengrube aber auch beispielsweise der westlich St. Andrä am Zicksee gelegenen Lacken, wie der Kühbrunnlacke, der Sechsmahdlacke und der Badelacke. Die Ablagerungen im unmittelbaren Untergrund der Salzlacken lassen somit einen kleinräumigen, vertikal und lateral lithologischen Wechsel der Illmitz-Formation erkennen.

Mächtigkeit: Bereits TAUBER (1959a: Abb. 1) entwarf aufgrund von Brunnenbohrungen im Seewinkel eine Mächtigkeitsverteilung der grobklastischen (Grundwasser führenden) Ablagerungen, die von 0 Meter am Ostrand des Neusiedler Sees bis maximal 30 Meter Mächtigkeit im Raum von Frauenkirchen variiert. Die Zunahme der Mächtigkeit der Illmitz-Formation in südöstlicher Richtung erfolgt nicht gleichmäßig, sondern ist auf lobenartige, Südwest orientierte Rinnenfüllungen bis ~30 m Tiefe beschränkt (ZÁMOLYI et al., 2016: Fig. 3). Die Mächtigkeit der grobklastischen Profile der Illmitz-Formation an der Typlokalität schwankt nach Bohrungen und geophysikalischen Tiefensondierungen zwischen 5 und 10 m. Das ursprünglich am Rand der Kiesgrube von Wallern im Burgenland aufgeschlossene, drei bis sechs Meter mächtige Referenzprofil-1 erreichte im Baggersee der Kiesgrube eine Mächtigkeit von ~15 m (HODITS, 2006: Abb. 1). Wo in Profilen der Illmitz-Formation die obersten zwei bis drei Meter sandig-kiesig ausgebildet sind, wie zum Beispiel im Typusprofil und im Referenzprofil-1, da reicht die grobklastische

Entwicklung meist bis in größere Tiefe, sodass sich diese Areale früher für die Anlage von Kiesgruben eigneten. Wo die obersten zwei bis drei Profilmeter tonig-schluffig ausgebildet sind bzw. kiesige Schluffe, kiesige Tone und kiesige Sande führen, wie im Referenzprofil-2 angeführt, bilden sich Salzlacken aus. Einem lithologischen Wechsel der Illmitz-Formation im Untergrund der Salzlacken stehen somit auf wenige Kilometer Distanz sandig-kiesige Ablagerungen gegenüber, deren Mächtigkeit im Seewinkel generell meist 10 m und nur in wenigen Bereichen 15–20 m (TAUBER, 1959a: Abb. 1) bzw. maximal 35 m (ZÁMOLYI et al., 2016: Fig. 3) beträgt.

Alter: Die Illmitz-Formation reicht vom Jüngeren Pleistozän bis in das Holozän (Tab. 3). Die Einstufung der liegenden Abschnitte der Illmitz-Formation als Ablagerung der Riß-Eiszeit basiert vor allem auf dem Vergleich mit der Einstufung gleichaltriger Ablagerungen im benachbarten Kisalföld (JÁNOSSY & KROLOPP, 1994). Der Fund eines Mittelfußknochens (*Os metatarsale*) eines *Bison schoetensaki* FREUDENBERG in einer Kiesgrube bei Frauenkirchen (ROHATSCH & HÄUSLER, 2017) weist jedenfalls auf das mittelpleistozäne Alter dieser Kiese hin und Molluskenfaunen aus Kiesgruben von Wallern im Burgenland und Pamhagen wurden von Dr. Endre Krollop älter als Würm eingestuft (HÄUSLER, 2007). In einer ehemaligen Kiesgrube östlich von Pamhagen wurde der Backenzahn des Waldelefanten *Elephas antiquus* gefunden, der aus der klimatisch wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials stammt (HÄUSLER, 2017).

Für das Alter der hangenden Abschnitte der Illmitz-Formation ist die Einstufung des von Pedologen beschriebenen salzföhrnden Horizontes von entscheidender Bedeutung. In Bodenprofilen zwischen Illmitz und Tadtewies KLAUS (1962) über diesem so genannten „Salzföhrnden Horizont“ Baumpollen nach, die er als charakteristisch für das Riß/Würm-Interglazial bezeichnete. Die Pollenanalyse eines weiteren Humushorizontes im Hangenden des salzföhrnden Horizontes am Neudegg, südlich von Apetlon (Profil 17 von HUSZ, 1965: Abb. 22; siehe Abbildung 1 in vorliegender Arbeit), belegte ebenfalls eine Waldvergesellschaftung des Riß/Würm-Interglazials vor rund 120.000 Jahren.

Vom Oberrand der Kiesgrube in Wallern im Burgenland wurden Sande nach der OSL-Methode mit Altern zwischen 55 ka (KOP 7–8) und 96 ka (KOP 2–4) datiert (HÄUSLER, 2006a, 2007; siehe Abbildung 1). Sandige Lagen am Rand der Kiesgrube von Frauenkirchen (GP2: WHH 1–2) wurden mittels der OSL-Methode auf ~73 ka datiert (HÄUSLER, 2006a, 2007), was in sandig-schluffigen Lagen derselben Kiesgrube von ZÁMOLYI et al. (2016) durch IRSL-Datierung der Probe FAU 1 mit ~75 ka bestätigt wurde (Abb. 1). Holzfunde im Zuge von Nassbaggerungen in zahlreichen Kiesgruben (Abb. 2) lagen knapp an bzw. außerhalb der Datierungsmöglichkeit nach der ¹⁴C-Methode und sind somit älter als 50.000 Jahre. Aus Bohrungen in Salzlacken stammt Pflanzenmaterial, das lokal in der Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee (SL4) und in der Ochsenbrunnlacke südlich Podersdorf am See (SL3) auf ~35.000 BP datiert wurde (Abb. 3, Tab. 1). In der Lettengrube südwestlich von Podersdorf am See („In der Hölle“) wurden ferner organische Reste der Handbohrung SL2 (ID 313-4 in 1,4 m Tiefe) mit ~12.000 BP und in der Oberen Höll-Lacke südwestlich von Podersdorf am See (SL1: ID 286-4 in 1,2 m

Tiefe) mit ~8.000 BP datiert (Abb. 3, Tab. 1). Die Pollenanalyse einer Torflage im Liegenden von Seeschlammablagerungen südlich von Apetlon (HUSZ, 1965: Profil 18 in Abb. 23) belegt Älteres Subatlantikum (ab 450 BC; vgl. Tab. 3). Die Ablagerungen der Illmitz-Formation umfassen somit einen Zeitraum von rund 200.000 Jahren und reichen von der Riß- über die Würm-Eiszeit bis in das Holozän.

Unter- und überlagernde Formationen: Wo im westlichen Seewinkel die Ablagerung der Illmitz-Formation auf wenige Meter bzw. ganz reduziert ist, dürfte sie direkt den tonreichen Ablagerungen des Oberen Pannoniums aufliegen. Es ist nicht auszuschließen, dass sich an der Basis der Illmitz-Formation noch Reste altpleistozäner Donauablagerungen befinden. Die jungpleistozänen Ablagerungen der Illmitz-Formation werden im südöstlichen Seewinkel (Waasen bzw. Hanság) von der Osli-Formation überlagert.

Ablagerungsmilieu: Der kleinräumige Wechsel der feinklastischen Illmitz-Formation im Untergrund der westlichen, von Illmitz bis Podersdorf am See ausgebildeten Salzlacken ist sehr gut vergleichbar mit dem kleinräumigen lithologischen Wechsel unter den Lacken des zentralen Seewinkels. Damit belegen die Profilaufnahmen im Seewinkel, dass sowohl die grobklastischen wie auch die feinklastischen Profile der Illmitz-Formation als kleinräumig wechselnde, fluviatile Ablagerungen interpretiert werden können. Die Illmitz-Formation wird nach den Profilaufnahmen in den Lackenbereichen in geringerem Maße durch ton- und schluffreiche Flutflächensedimente („floodplain fines“) und in angrenzenden Dammbereichen durch kiesig-sandige Schwemmfächerablagerungen („crevasse-splay deposits“) charakterisiert. Die zeitweise in Kiesgruben aufgeschlossenen, sandig-kiesigen Ablagerungen werden als Rinnenfüllungen („channel-deposits“) interpretiert. Sanddünen bis mehrere Meter Höhe können als fluviatile und/oder äolische Ablagerungen verstanden werden. Aus der heutigen Nachbarschaft von rundlich bis ovalen Salzlacken und Grundwasser erfüllten Kiesgruben lässt sich eine Paläo-Landschaft ableiten, in der auf Distanzen von wenigen Kilometern grobklastische „channel“-Füllungen mit Flutflächensedimenten wechselten. Dies trifft zum Beispiel deutlich erkennbar auf die Neubruchlacke und die benachbarte Kiesgrube des Apetloner Badeteichs, nördlich Apetlon, zu, ebenso wie auf die Ochsenbrunnlacke mit den umgebenden kleinen Kiesgruben südlich von Podersdorf am See. Wie vor allem im Satellitenbild erkennbar, sind die Salzlacken des Seewinkels oft nur mehr Relikte ehemals größerer Lackenbereiche. Für die fazielle Rekonstruktion der fluviatilen Ablagerungen der Illmitz-Formation bietet sich ein Vergleich mit dem aderförmig verzweigten (anastomosierenden) oberen Columbia River in Britisch Columbia (Kanada; MAKASKE et al., 2009; vgl. Abbildung 10 in der vorliegenden Arbeit) an.

Diskussion: Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass sich unter der Illmitz-Formation noch Reste von Ablagerungen befinden, die aus einer Zeit stammen, als die Donau entlang der Prellenkirchner und Parndorfer Terrasse nach Süden in das Kisalföld geflossen ist. Im Gegensatz zur Parndorf-Formation wären solche älteren fluviatilen Ablagerungen im Seewinkel kaum der Verwitterung ausgesetzt gewesen. In den grobklastischen Ablagerungen der Illmitz-Formation wurden bisher kaum sedimentologische Profilaufnahmen und Komponentenanalysen, aber dafür gelegentlich Schwermineralanalysen durchgeführt. In

der Annahme, dass im Seewinkel ausschließlich Sedimente einer Paläo-Donau abgelagert wurden, versuchte FRASL (1961) aufgrund spezifischer Schwermineralvergesellschaftungen die grobklastischen Ablagerungen des Seewinkels mit Donauterrassen des Wiener Raumes zu parallelisieren. Dies führte damals zu der Schlussfolgerung, dass sich im Seewinkel Ablagerungen der Niederterrasse (= Praterterrasse der Würm-Eiszeit) „unter“ Ablagerungen der Hochterrasse (= Gänserndorfer Terrasse der Riß-Eiszeit) befänden, was damals auf eine weiträumige Absenkung von Terrassenablagerungen im Seewinkel zurückgeführt wurde. Während es im Seewinkel keine Hinweise auf eine derartige Bruchtektonik gibt, können tiefgreifende fluviatile Erosions- und Umlagerungsprozesse nicht ausgeschlossen werden, wie sie von THENIUS (1974: 177) subrezent von Kiesen im Tullner Feld beschrieben wurden.

Im Gegensatz zur Interpretation der „Seewinkelschotter“ als Ablagerung einer Paläo-Donau vertraten GRILL (1971) und FUCHS (1974) die Auffassung einer Schüttung durch ein Fluss-System aus südlicher Richtung. Es liegt daher nahe, das bereits von BERNHAUSER (1962) erwähnte gehäufte Vorkommen von „Buntschottern“ mit Altkristallin-Komponenten (des Unterostalpins) und nicht näher beschriebenen Kalkgeröllen in den Kiesen des südlichen Seewinkels aus dem Ödenburger Einzugsgebiet bzw. aus dem Einzugsgebiet der Buckligen Welt zu beziehen. Neuere Schwermineraluntersuchungen in den fluviatilen Ablagerungen des Seewinkels durch ZÁMOLYI et al. (2016) erbrachten für die „Seewinkelschotter“ keinen eindeutigen Beleg, ob es sich dabei um Ablagerungen einer Paläo-Donau, oder um solche aus tributären Bächen aus südlicher Richtung handelt. Der grobklastisch ausgebildeten Illmitz-Formation des Seewinkels dürfte im Kisalföld in der (informellen) „Mosonmagyaróvár Gravel Formation“^{mQ₁}, die vom Mittel- bis in das Oberpleistozän reicht, eine Fortsetzung finden. Letztere wird von FRIGYES FRANYÓ (in CSÁSZÁR, 1997: 33) im Kisalföld beschrieben als: „*Fine and coarser grained fluvial gravel of great thickness, here and there with thin sand intercalations. Rarely discoloured by limonite*“ (vgl. JÁMBOR, 2012: Fig. 4.1).

Die Aufstellung des Typusprofils sowie zweier Referenzprofile der Illmitz-Formation zeigt deutlich, dass es sich bei den früher als „Seewinkelschotter“ kartierten Sedimenten um lithologisch unterschiedliche aber synsedimentäre Ablagerungen in einem adärförmig verzweigten Fluss-System handelt. Folglich wurden während des Jungpleistozäns stets grobklastische Sedimente in Rinnen und feinklastische Sedimente auf Überschwemmungsflächen abgelagert. Pflanzenreste in den feinklastischen Ablagerungen der Höll-Lacke und der Lettengrube südlich Podersdorf belegen ebenso wie oberflächennahe Pollenspektren südlich von Apetlon eine Reichweite der Illmitz-Formation bis in das Holozän (Tab. 3). Die rasch wechselnde Mächtigkeit der sandig-kiesigen Ablagerungen, ihr Auskeilen in westlicher Richtung, eine im Bereich der Lacken auf wenige Meter reduzierte Schichtfolge (von Riß/Würm-Interglazial bis Holozän) sowie vermutlich Erosion und fluviatile Resedimentation prägen die Ablagerungen der Illmitz-Formation. Während unmittelbar südöstlich des Neusiedler Sees gering-mächtige Torflagen erst seit dem Älteren Subatlantikum (ab 450 BC) bekannt sind, setzte im Hanság eine Torfentwicklung bereits vor etwa 6.000 Jahren ein. Wegen der unterschiedlichen holozänen Entwicklung der Sedimenta-

tionsräume im nordwestlichen und südöstlichen Seewinkel wird im Folgenden für das Gebiet des Waasen und Hanság eine eigene Formation aufgestellt, die als Osli-Formation bezeichnet wird.

Osli-Formation

Die Torfvorkommen im Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel (Waasen, auch Wasen) bzw. im Fertő-Hanság Nemzeti Park zählen zu den geologisch jüngsten Ablagerungen des Gebietes. Sie sind im Waasen heute nahezu gänzlich verschwunden und nur mehr noch im Hanság großflächig erhalten. Aufgrund fehlender stratigrafischer Einstufungen wird die Osli-Formation – informell – in einen unteren und oberen Abschnitt untergliedert (HÄUSLER et al., 2021). Der obere Profilabschnitt wird durch die ehemals weit verbreiteten Torfvorkommen repräsentiert. Der untere Profilabschnitt der Osli-Formation besteht aus limnischen Ablagerungen, die im Seewinkel erbohrt wurden.

Ableitung des Namens: Die Formation wurde von HÄUSLER et al. (2021) nach dem 7 km nordöstlich von Kapuvár, auf 116 m über Adria gelegenen Ort Osli (N 47°38'16,40", E 17°04'33,41") als Osli-Formation bezeichnet.

Geografische Verbreitung: In der geologischen Karte 1:100.000 von CSÁSZÁR (1998) wurde zwischen Waasen und Hanság, auf einer Fläche von ~100 km², holozäner Torf ausgeschieden, der jetzt in die obere Abfolge der Osli-Formation gestellt wird. Davon entfallen nach der geologischen Karte von FUCHS (1985c) rund ein Drittel auf den Waasen, der jedoch seit den 1970er Jahren, bis auf die etwa einen Quadratkilometer große Bewahrungszone des Nationalparks „Waasen/Hanság“, südöstlich von Tadtén, gänzlich drainagiert worden ist. Einige Kilometer östlich des großen Torfareals im Grenzbereich Waasen/Hanság erstrecken sich weitere 100 km² „Peat“ in der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Kisalföld) nördlich der Rabnitz (Repce) in Richtung Mosonmagyaróvár (CSÁSZÁR, 1998). Der untere Abschnitt der Osli-Formation wurde bisher nur in Bohrungen im Seewinkel nachgewiesen.

Typusprofil: Von HÄUSLER et al. (2021: Fig. 2) wurde das pedologisch-lithologische Profil Osli-S04 im Zentrum des im Naturschutzgebiet gelegenen Moorebietes nördlich von Osli (N 47°41'04,62", E 17°05'07,56") als Typusprofil für den hangenden Abschnitt der Osli-Formation gewählt (Abb. 5).

Lithologie: Nach den Bodenkartierungen von NELHIEBL (1986) handelte es sich im Waasen bereits in den 1980er Jahren größtenteils nur mehr noch um versalztes Bodentypen oder Bodentypen eines entwässerten Niedermoores, die aus vererdetem Torf entstanden sind. Beim Bau des den Neusiedler See entwässernden Einserkanals („Hansági-főcsatorna“) wurde über grauen Tonen eine Torfentwicklung mit Paläoböden angetroffen. Das Typusprofil Osli-S04 sowie die weiteren Profile der oberen Osli-Formation in Abbildung 5 bestehen aus einer Wechselfolge tonig-schluffiger und kiesig-schluffiger Lagen mit Torflagen. Die von LÖFFLER (1972) im Liegenden der Torfablagerungen erbohrten grauen Schluffe und Tone werden als untere Osli-Formation bezeichnet.

Mächtigkeit: An der Typlokalität in Osli ist die Mächtigkeit der oberen Abfolge der Osli-Formation, bestehend aus ei-

ner Wechsellagerung dm-mächtiger fein- bis grobklastischer Lagen mit dm-mächtigen Torflagen, mit insgesamt einem Meter belegt (Abb. 5). Die Mächtigkeit der Lockergesteins- und Torflagen variiert in den Profilen nördlich von Osli auf Distanzen von wenigen hundert Metern. In Abhängigkeit vom Paläorelief des Waasen/Hanság dürfte die Torfentwicklung zwischen einem und zwei Metern geschwankt haben. Die liegende Abfolge der Osli-Formation besteht aus schluffig-tonigen Ablagerungen, die nach LÖFFLER (1972) im südöstlichen Seewinkel bis ca. 10 m Tiefe erbohrt wurden. Die Gesamtmächtigkeit der Osli-Formation kann somit auf 10–12 m geschätzt werden.

Alter: Die Osli-Formation wird in das Holozän gestellt. Von FUCHS (1985c) wurden in der geologischen Karte des Seewinkels die teilweise abgetragenen bzw. ausgebrannten Torfwannen des Waasen in das Postglazial gestellt. In den detailreichen älteren geologischen Kartenblättern 1:100.000, „Mosonmagyaróvár“ (SCHAREK, 1991) und Kapuvár (SCHAREK, 1993), wurden diese Flächen noch in „Peat, peaty earth“, und „Lacustrine-paludal sediments of areas frequently inundated by water: organic clay, silt“ untergliedert, die beide in das „Late Holocene“ gestellt wurden. Für die bis einen Meter mächtigen Torfablagerungen der hangenden Abfolge der Osli-Formation, nördlich von Osli, wurde von HÄUSLER et al. (2007, 2017b) ein Zeitabschnitt von ~2500 BC bis ~1500 AD belegt (Abb. 5, Tab. 2; vgl. HÄUSLER et al., 2021). Nach unveröffentlichten ¹⁴C-Datierungen von Pál Sümegi (freundliche Mitteilung, 2018) reicht ein weiteres, 1,2 m tiefes Torfprofil nördlich von Osli bis in das 4. Millennium BC zurück. Der Altersumfang des hangenden Abschnittes der Osli-Formation beträgt somit nahezu 6.000 Jahre. Die Seesedimente des tieferen Abschnittes der Osli-Formation belegen nach LÖFFLER (1972) mit den Ostrakodenarten *Cytherissa lacustris* und *Limnocythere sanctipatricii* Ablagerungen während einer klimatisch kälteren Periode. Aufgrund von Pollenanalysen, deren Daten allerdings fehlen, stuft LÖFFLER (1972: 1048) diese Seeablagerungen in das frühe Holozän (Präboreal; siehe Tabelle 3) ein. Die Ablagerungen der Osli-Formation reichen von limnischen Ablagerungen im frühen Holozän über limnisch-fluviatile Ablagerungen bis zur Torfentwicklung in historischer Zeit.

Unterlagernde Formation: In der geologischen Übersichtskarte des Seewinkels in Abbildung 1 ist erkennbar, dass die holozäne Osli-Formation an die (bis in das Holozän reichende) Illmitz-Formation grenzt bzw. von deren jungpleistozänen Anteilen unterlagert wird.

Ablagerungsmilieu: Die ehemaligen Niedermoore im Waasen und Hanság entstanden nach NELHIEBL (1986) durch Verlandung von stehenden oder langsam fließenden Gewässern, wobei sich aus abgestorbenen Pflanzen wie beispielsweise Seggen, Schilf und Braunmoos unter Luftabschluss Torf bildete, der durch Zersetzung und Einschwemmung bzw. Einwehung von Mineralstoffen langsam zu Torfboden „vererdet“ wurde. Die Wechsellagerung von Torflagen mit Tonen und Schluffen der oberen Osli-Formation weist zeitweise auf ein limnisches Milieu, die Einlagerung von kiesigen Schluffen und Tonen zeitweise auf ein fluviatil-limnisches Milieu hin. Die feinklastischen Ablagerungen der unteren Osli-Formation belegen ein limnisches Milieu.

Diskussion: Wegen fehlender stratigrafischer Angaben ist unklar, ob die von CSÁSZÁR (1998) erwähnten Tone, die zwischen Csorna und Mosonmagyaróvár die Mooregebiete des Hanság unterlagern, noch der (unteren) Osli-Formation oder schon der (informellen) Hanság-Formation zuzurechnen sind, die nach SCHAREK (1991, 1993) in das Obere Pannonium bzw. nach ZÁMOLYI et al. (2016) in das Pliozän gestellt wird. Die untere Osli-Formation belegt, dass die limnische Entwicklung im Waasen und Hanság deutlich früher als im Neusiedler See-Gebiet eingesetzt hat. In einem Bodenprofil südlich Apetlon belegt eine Pollenanalyse einer 10 cm mächtigen Torflage in 70 cm Tiefe, dass der Seeschlamm des Neusiedler Sees dort lokal erst im Älteren Subatlantikum (ab 450 BC) abgelagert wurde (Husz, 1965: Abb. 23). Im Gegensatz dazu belegt das Alter der unteren Osli-Formation im südöstlichen Seewinkel eine limnische Entwicklung seit dem älteren Holozän und die Torfablagerungen nördlich von Osli belegen die einmalige Überschwemmung des Waasen/Hanság seit rund 6.000 Jahren. Nach CSÁSZÁR (1997: 33) hat Frigyes Franyó, Mitglied der Quartären Subkommission der Stratigraphischen Kommission von Ungarn die (informelle) „Osli Peat Formation“ ^oQ₂ im Kisalföld beschrieben als: „*Immature, brownish moor-peat of fibrous texture. Containing a large amount of decayed plant material*“ und sie in das Holozän gestellt (JÁMBOR, 2012: Fig. 4.1). Aufgrund dieser Beschreibung kann die „Osli Peat Formation“ als Synonym zum oberen Abschnitt der von HÄUSLER et al. (2021) definierten Osli-Formation aufgefasst werden. Im Kisalföld wird die „Osli Peat Formation“ lateral durch die (informelle) „Ásványráró Gravel Formation“ ^aQ₂ ersetzt, die von Frigyes Franyó (in CSÁSZÁR, 1997: 33) beschrieben wird als: „*A light colored fluvial sequence consisting of the alternation of small grained gravel, and to a smaller extent sand*“ (vgl. JÁMBOR, 2012: Fig. 4.1). Möglicherweise ist es im Unteren Holozän zwischen dem Seewinkel und dem Kisalföld zu einem Übergang von limnisch dominierten zu fluviatil dominierten Ablagerungen gekommen.

Diskussion über die Entstehung pleistozäner Ablagerungen der Illmitz-Formation

In diesem Schlusskapitel wird, ergänzend zu den Diskussionsbeiträgen bei den neu definierten lithostratigrafischen Formationen, die Bildung von drei speziellen Ablagerungen der Illmitz-Formation diskutiert: die Entstehung des salzföhrnden Horizontes, die Entstehung der Salzlacken und die Entstehung des „Seedammes“ am Ostufer des Neusiedler Sees. Obwohl der salzföhrnde Horizont der Illmitz-Formation bereits in den frühen 1960er Jahren als pedologischer Leithorizont und Ursache für die Ausbildung der Salzböden im Seewinkel erkannt wurde, wurde in letzter Zeit wiederholt die Vorstellung vertreten, dass die abdichtenden Salzböden durch Kolmatierung, also durch rezente Einschwemmung von Ton- und Schluffpartikeln aus dem Grundwasser, entstanden seien. Das erste Subkapitel bietet daher eine ausführliche Begründung der Entstehung des salzföhrnden Horizontes während der Warmzeit des Riß/Würm-Interglazials. Vor allem auf Internetseiten über den Seewinkel wird noch immer die Vorstellung verbreitet, dass die Salzlacken aus kollabierten Eislinen (Pingos) entstanden seien. Im zweiten Subkapitel wird daher be-

gründet, warum diese Vorstellung heute obsolet ist und für die Entstehung der Salzlacken dem Sedimentationsmodell aderförmig verzweigter Flussablagerungen der Vorzug zu geben ist. Obwohl bekannt ist, dass Winterstürme am Ostufer des Neusiedler Sees Eisplatten bis mehrere Meter hoch auftürmen können, wird im dritten Subkapitel die Hypothese vorgestellt, dass die Bildung des „Seedammes“ nicht mehr nach der Eisstoßhypothese, sondern als fluviatil-äolische Ablagerung der Illmitz-Formation interpretiert werden kann.

Zur Entstehung des salzführenden Horizontes

Die Entstehung von Salzböden im Seewinkel unterscheidet sich grundsätzlich von der Entwicklung rezenter Salzböden in Österreich, da sie nach FRANZ (1960) auf eine primäre Ablagerung, nämlich den salzführenden Horizont zurückzuführen ist. Dieser wurde bei der Kartierung von Salzböden im Umkreis der Salzlacken des Seewinkels als bodenkundlicher Leithorizont erkannt und von FRANZ et al. (1937) als Ursache für die Versalzung der Böden des Seewinkels interpretiert. Den in zahlreichen Musterprofilen in 35 bis 70 cm Tiefe angetroffenen Horizont beschreiben FRANZ & HUSZ (1961: 61) folgendermaßen: *„Er ist ein lössähnliches, schluffreiches, reichlich Kalk enthaltendes Substrat, das in wechselnder Menge gut gerundete, oft intensiv gefärbte Quarzschotter enthält“*. Sie interpretierten diesen Horizont genetisch als Ablagerung in einem sehr flachen interglazialen See, in den lössähnliches Feinmaterial eingeweht und/oder zusammen mit gerundeten Kiesen eingeschwemmt worden war. Bei den Typen der primären Salz- und Alkaliböden des Seewinkels handelt es sich nach FRANZ (1960) um einen hellen alkalischen bis extrem alkalischen Grundwasserboden (Solontschak), einen dunkel gefärbten, alkalischen bis schwach alkalischen Boden (Solonetz), bzw. um einen dem Solonetz verwandten Boden (Solod; Steppenbleicherde, salzerdiger Podsol; vgl. NESTROY et al., 2011; NESTROY, 2015). In den bodenkundlichen Profilaufnahmen von NELHIEBL (1986) wurde zum Beispiel in Mulden und an Rändern von Salzlacken die Bodenform 25 als *„karbonathaltiger Solontschak-Solonetz aus vorwiegend feinem Schwemm-Material“* und die Bodenform 26 als *„karbonathaltiger Solontschak-Solonetz aus feinem und grobem Schwemm-Material“* mit einem fossilen A-Horizont kartiert. Die unterschiedlichen Horizonte dieser Bodenprofile bestanden zum Beispiel aus Lehm mit geringem Grobanteil, aus sandigem Lehm, aus lehmigem Sand oder sandigem Lehm mit geringem bis hohem Grobanteil.

Die Bodenform 26 enthielt nach NELHIEBL (1986) bis zu einer Tiefe von 100 cm in allen Horizonten 600 bis 1.000 mg wasserlösliche Salze je 100 g Boden. BERNHAUSER (1962) beschrieb, dass der „Sodasolontschak“ (auch „weißer Zick“) in den Profilen texturmäßig von reinem, kiesigem Sand bis zu schweren, stark schluffigen Tonen alle denkbaren Bodenarten umfassen kann. Bei allen diesen Salz- und Alkaliböden des Seewinkels handelt es sich somit um Lockergesteine mit einem breiten Korngrößenspektrum.

Als Ursache für die Anreicherung von Natriumkarbonat (Soda) und Natriumsulfat (Glaubersalz) in der Illmitz-Formation gilt somit der so genannte „Salzführende Horizont“, der nach Pollenanalysen von Paläoböden in der

wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials entstanden ist. Es kann angenommen werden, dass in dieser Warmzeit vor rund 120.000 Jahren in kiesigen Sanden, kiesigen Schluffen und kiesigen Tonen der Illmitz-Formation durch Verdunstungserscheinungen Salze angereichert wurden. Wo dieser in Lockergesteinen unterschiedlicher Korngröße gebildete Paläohorizont durch nachfolgende Hochwässer und Kiesablagerungen erodiert wurde, fehlt er heute weitgehend. Wo darüber feinklastische Sedimente abgelagert wurden, kam es zur Ausbildung der bekannten Salzböden und zur Entstehung von Salzlacken. Nach den sedimentologischen Aufnahmen der Bohrprofile zahlreicher Salzlacken und den Siebkornanalysen von WEISS (2015) handelt es sich beim Untergrund der Salzlacken um ein breites Korngrößenspektrum limnisch-fluviatiler Ablagerungen, nämlich um Kiese, sandige Kiese, kiesige Sande, kiesige Schluffe, sandige Schluffe sowie Schluffe und Tone (WEISS, 2015). Dieses sehr heterogene Korngrößenspektrum der Salzböden repräsentiert somit keinen lithologisch einheitlich aufgebauten und in einer bestimmten Tiefe über größere Distanzen verfolgbareren Horizont, wie es eigentlich unter der Bezeichnung eines salzführenden Horizontes zu erwarten wäre (DOBER & GRITZMANN, 2014; WEISS, 2015; HÄUSLER, 2020).

Wie RIEDL (1965) in seiner Arbeit über die Morphogenese des Seewinkels kam auch KRACHLER (1992: 11) in seiner Dissertation bezüglich der Salzherkunft der Lacken im Seewinkel zu dem Schluss, *„... daß das Salz schon zu Zeiten der Ablagerung des salzführenden Horizontes okkludiert wurde und dass das heute im Lackenwasser und in der rezenten Sedimentschicht der Lacken enthaltene Salz kontinuierlich mit dem Grundwasser aus dem Untergrund nachgeliefert wird“* (vgl. KRACHLER et al., 2000: 8–9). Im Frühjahr 2005 und 2006 wurden auf Testflächen der Kleinen Neubruchlacke und der ausgetrockneten Kleinen Martinhoflacke insgesamt 25 Tonnen einer Soda-Glaubersalzmischung aufgebracht, um die infolge der Grundwasserabsenkung ausbleibenden natürlichen Salzausblühungen zu ersetzen (KRACHLER, 2007: 27; KIRSCHNER et al., 2007). Im Gegensatz zu den früheren Auffassungen von KRACHLER (1992) über die primäre Bildung des salzführenden Horizontes vertraten später KRACHLER et al. (2012: 14) eine andere Hypothese. Demnach wäre der salzführende Horizont erst sekundär über einer Sperrschicht entstanden, die sich aus feinsten Kalk- und Tonpartikeln aus dem einströmenden Grundwasser gebildet hätte. Im Gegensatz zur Interpretation des salzführenden Horizontes als morphologisch-genetischen Typ eines primären Salz- und Alkalibodens (des Riß/Würm-Interglazials) nach FRANZ (1960) interpretierten KRACHLER et al. (2012) den Lackenstauhorizont als rezent gebildeten salzführenden Horizont. Nach KRACHLER et al. (2012: 15) kam es in verlandenden Salzlacken deshalb zu keinen Salzausblühungen mehr, da Niederschlagswasser versickerte und die Oberflächensalze in die Tiefe transportierte. Obwohl in Naturschutzkreisen der ökologische Fußabdruck einer Ausbringung von 25 Tonnen Salzmischung auf Testflächen von Lackenböden als zu groß bezeichnet worden war, erfolgte kürzlich eine neuerliche Ausbringung von fünf Tonnen Salz in die Moschado-Lacke bei Apetlon, um eine zwar noch „intakte“ aber vor dem Verlanden bedrohte Salzlacke zu retten, wie die Chronik Burgenland vom 26. Feb-

ruar 2021 berichtete.¹ Diese weitere Maßnahme erfolgte nach Aussage des Nationalpark-Forschungskordinators als kurzfristige Rettungsmaßnahme, um „*lokal schwere Schäden zu beheben*“. Diese Salzdotierungen ignorieren jedenfalls das Kausalitätsprinzip, dass bei entsprechender Durchfeuchtung des Bodens durch den Kapillarahub Salze aus dem salzführenden Horizont auf natürlichem Wege in die Lackenböden des Seewinkels gelangen. Um einer Verlandung der Lackenränder entgegenzuwirken, bieten jedenfalls, bei Kenntnis der lokalen hydrogeologischen Verhältnisse, geeignete Beweidungsmaßnahmen eher einen nachhaltigen Lösungsansatz (WOLFRAM et al., 2014: 120; HÄUSLER, 2020).

Eine detailliertere moderne Untersuchung der Entstehung der Salzböden im Seewinkel steht jedenfalls noch aus. Es kann derzeit nur das für vergleichbare Untergrundverhältnisse in Ungarn entwickelte genetische Modell von SCHERF (1935) auf die Illmitz-Formation des Seewinkels übertragen werden. Nach dessen Theorie der Alkalibodenbildung bei Debrecen bildete sich lokal ein salzführender Horizont in Gerinnen eines blauen, tonig-sandigen Leithorizontes des Riß/Würm-Interglazials, in denen Natriumsalze akkumuliert wurden. Erst durch die Überlagerung von eingewehstem Löss bzw. durch kalkhaltige Lösslehme entstand die spätere Voraussetzung für eine „Sodafabrik“, den Kapillarahub des natriumversalzten Grundwassers bis zur Kalk führenden Lösslehmsschicht, was zur Entstehung salzreicher Böden führte (SCHERF, 1935). Analog dazu könnten vergleichbare Prozesse auch im Seewinkel stattgefunden haben. So könnte es in der klimatisch wärmeren Periode des Riß/Würm-Interglazials (DÖPPES & RABEDER, 1997) in einem limnisch-fluviatilen Milieu des Seewinkels durch Verdunstung der in den ehemaligen Seewinkel entwässernden Paläo-Gerinne zu einer Anreicherung von Natriumsalzen gekommen sein. Die anschließende Überlagerung mit Löss und Schwemmlöss führte im Seewinkel – vergleichsweise wie im Raum Debrecen – ebenfalls zu einer „Sodafabrik“ in den Solontschaken und Solonetzen der heutigen Lackenböden („Szikböden“ nach NESTROY et al., 2011: 85ff.; HÄUSLER, 2020).²

Das kleinräumige Nebeneinander von Salzlacken und Kiesarealen des Seewinkels ist auf Korngrößenunterschiede limnisch-fluviatiler Ablagerungen zurückzuführen, wie im Folgekapitel näher ausgeführt wird.

Ein Sedimentationsmodell für die Entstehung der Salzlacken des Seewinkels

Wiederholt wurden die Salzlacken des Seewinkels, etwa von WEGLEITNER (1999), WEISSL (2013) sowie TRIEBL & WEGLEITNER (2017) als Reste kollabierter Eislinen bezeichnet. Diese Vorstellung geht auf den Salzburger Geografen Helmut Riedl zurück, der in den 1960er Jahren die kreis-

runden bis elliptischen Salzlacken mit Seen der arktischen Tundra verglich (RIEDL, 1965). Als Pingos werden von den Inuits Eishügel in Permafrostgebieten bezeichnet, die sich bei hohem Grundwasserstand in verlandeten Teichen bis mehrere Zehnermeter hoch bilden. Nach Untersuchungen von JORGENSEN & SHUR (2007) im Norden Alaskas durchläuft die Pingo-Bildung in Abhängigkeit von der Korngröße der unterlagernden Lockergesteine mehrere Stadien. Das Anfangsstadium bilden entweder wassergefüllte Senken in Sanden oder abschmelzende Eiskeile in einem schluffigen Untergrund. In der Folge entsteht ein See, dessen schluffige Ablagerungen reich an organischer Substanz sind. Bei gleichzeitiger Entwässerung des Sees kommt es im Grundwasserbereich zur Ausbildung einer Eislinse. Die Frosthebung bewirkt ein durchschnittliches vertikales Wachstum dieser Eislinse samt überlagerndem Permafrostboden von 0,2 Metern im Jahr. Im finalen Stadium einer Pingo-Bildung bricht der Permafrostboden über der Eiskappe auf, was zu einem Abschmelzen des Eiskernes und, entsprechend der Geometrie des Pingos, zur Ausbildung eines rundlichen Sees führt (EHLERS, 1996).

Die Entstehung der Salzlacken des Seewinkels wurde von RIEDL (1965) nach zwei unterschiedlichen Hypothesen interpretiert. Im Gegensatz zur Lackenentstehung des zentralen Seewinkels als kollabierte Pingos interpretierte er die Entstehung der länglichen Salzlacken des westlichen Seewinkels als jüngere Lacken-Generation, die er als abgeschnürte Lagunen (= Haffe) eines Paläo-Neusiedlersees bezeichnete. Somit wären die Lacken des zentralen Seewinkels unter Permafrostbedingungen entstanden, jene des westlichen Seewinkels hingegen nicht. Mit Ausnahme von Kryoturbationserscheinungen (FUCHS, 1985c) und vereinzelt Eiskeilstrukturen (RIEDL, 1965) sind in den Kiesgruben des Seewinkels kaum Permafrosterscheinungen bekannt geworden, wie sie nach MACKAY (1998), JORGENSEN & SHUR (2007: Fig. 6) oder MORGENSTERN et al. (2011) typisch für die Seenlandschaft arktischer Gebiete sind. Aus keiner der früher rund 100 Kiesgruben des Seewinkels sind radiale Eiskeilstrukturen dokumentiert, wie sie von kollabierten Pingos aus benachbarten Lackenbereichen zu erwarten wären. Ferner sind in Luft- und Satellitenbildern des Seewinkels keine für arktische Räume typischen Polygon- und Entwässerungsstrukturen ersichtlich. Im Gegensatz zur Annahme hypothetischer Entwässerungsstrukturen im digitalen Höhenmodell des Seewinkels, wie sie von schmelzenden Eislinen arktischer Räume bekannt sind (WEISSL, 2013), handelt es sich bei den Rinnen zwischen den Salzlacken des Seewinkels um künstlich angelegte Drainagekanäle. Letztlich sei noch darauf hingewiesen, dass weder in der nahe gelegenen Mitterndorfer Senke noch im Wiener Becken Lacken und Seen bekannt geworden sind, die auf kollabierte Pingos zurückgeführt wurden. Die Bildung der Seewinkel-Lacken durch derart unterschiedliche Prozesse, einerseits durch kollabierte Pingos im zentralen Seewinkel und andererseits durch abgeschnürte Lagunen am Ostrand des Neusiedler Sees, ist somit nicht nachvollziehbar.

Unsere Geländeuntersuchungen mit 32 Flachbohrungen und die Laborbestimmung von 64 Korngrößenanalysen aus unterschiedlichen Lagen von 12 Bohrprofilen belegen eindeutig die schichtgebundene, limnisch-fluviatile Entstehung des unmittelbaren Untergrundes der Seewinkel-Lacken. Wie bereits im Kapitel über die Illmitz-Forma-

¹ <https://kurier.at/chronik/burgenland/neusiedler-see-warum-jetzt-salz-in-die-lacken-gekippt-wird/401200450> (zuletzt abgerufen am 06.09.2021).

² Im Gegensatz zu den Untersuchungen im Raum Debrecen durch SCHERF (1935), die dort ebenfalls die primäre Anlage eines salzführenden Horizontes belegen, werden die von BOROS et al. (2013) dokumentierten Salzlacken des Karpatischen Beckens auf eine sekundäre Versalzung fluviatiler Überschwemmungsbereiche zurückgeführt. Diese rezente Anreicherung von Salzen in der Großen Ungarischen Tiefebene kann im Prinzip – trotz der nicht vergleichbaren heutigen klimatischen Verhältnisse – auf die (primäre) Anreicherung des salzführenden Horizontes in der Illmitz-Formation übertragen werden.

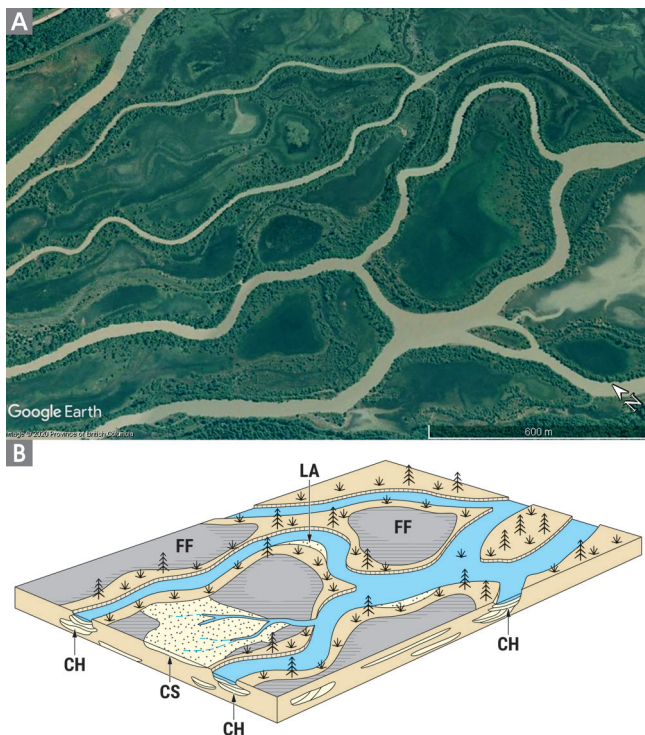


Abb. 10.

A) Satellitenbild des anastomosierenden oberen Columbia Rivers zwischen Spillimacheen und Parson (vgl. MAKASKE et al., 2009; Datengrundlage: Google, © 2021 Province of British Columbia). B) Ablagerungsmodell eines anastomosierenden Flusses mit geringer Sinuosität (verändert nach MIALL, 1996). Abkürzungen: LA = lateral-accretion deposits (Gleithang-Ablagerungen), CH = channel (kanalisiertes Gerinne mit Kiesablagerungen), FF = flood plain fines (feinkörnige Ablagerungen auf Überschwemmungsflächen), CS = crevasse splay deposits (sandige fächerartige Ablagerungen hinter einem durchbrochenen Uferdamm) (verändert nach HÄUSLER, 2020).

tion angeführt, wird das kleinräumige Nebeneinander von grobklastischen Ablagerungen, die heute in Kiesgruben erschlossen sind, sowie von benachbarten feinklastischen Lackenböden mit dem sedimentologischen Modell eines aderförmig verzweigten Fluss-Systems erklärt. Ein solches kann im früheren Mündungs- und Überflutungsbereich mehrerer aufeinandertreffender Flüsse, wie etwa der Palão-Ikva, der Palão-Raab und/oder Palão-Rabnitz, angenommen werden (vgl. Abb. 10).

Letztlich hätte eine hypothetische Anlage von Pingos im Seewinkel nur im Würm-Hochglazial bzw. im Spätglazial erfolgen können, wie dies etwa WOOLDERINK (2014) durch palynologische Untersuchungen von Bohrkernen aus Depressionen in den Niederlanden nachgewiesen hat. Die Bildung von Eislinsen in ehemaligen Permafrostbereichen des Seewinkels kann zwar nicht ausgeschlossen werden, die in den lithologischen Profilen der Illmitz-Formation seit dem Riß/Würm-Interglazial belegte, horizontale und vertikale Entwicklung grobklastischer und feinklastischer Ablagerungen ist jedoch nicht durch kryogene, sondern durch fluviatile Prozesse entstanden. Eine Interpretation der Salzlacken des Seewinkels als kollabierte Pingos ist daher nach HÄUSLER (2020) nicht mehr zutreffend.

Neuinterpretation der Bildung des „Seedammes“ am Ostrand des Neusiedler Sees

Der ursprünglich bis drei Meter hohe und bis mehrere Meter breite „Seedamm“ verläuft heute parallel zum bogenförmigen Ostufer des Neusiedler Sees. Er erstreckt sich in der geologischen Karte von HERRMANN et al. (1993) über eine Länge von rund 20 km, von Weiden am See über Podersdorf am See im Norden bis zum Sandeck westlich Apetlon. Der durch Sand- und Kiesgewinnung in seinem Relief stark eingeebnete Seedamm bestand nach BERNHAUSER (1962) nördlich von Illmitz aus sandigen, hellgrauen Kiesen und im Bereich des Sandecks aus weißem mittelgrobem Sand mit eingelagerten Kieslinsen. Von LÖFFLER (1974) wurde die Bildung des Seedammes nach der „Eisstoßhypothese“ angenommen – vergleichbar mit der heutigen Akkumulation von Strandsedimenten durch Eisschollen, die durch winterliche Westwinde am Südostufer des Neusiedler Sees aufgeschürft werden.

Die schematischen Querprofile des Seedammes lassen nach SAUERZOPF (1957) im Bereich des (heutigen) Neusiedler Sees die Überlagerung eines basalen Tonhorizontes erkennen, dessen Mächtigkeit in Seebohrungen mit mehreren Metern angegeben wurde. Am Westrand des Neusiedler Sees bilden Sande und Kiese zwischen Rust und Illmitz die „Schotterinsel“, deren Position von SAUERZOPF (1957) mit dem Seedamm am Ostufer des Sees gleichgesetzt wurde. Zwischen dem basalen, blaugrauen Tonhorizont und den sandigen Kiesen des Seedammes befindet sich noch eine markante gelbe Sandlage, die von SAUERZOPF (1957) als „Zwischensand“ bezeichnet wurde. Vermutlich sind die, nach TAUBER (1959a) im Neusiedler See erbohrten, 1–7 m mächtigen blauen Tone in das Obere Pannonium zu stellen. Die nach SAUERZOPF (1957) und HUSZ (1965) hellen, kiesigen Dammsande am Sandeck werden nun nicht mehr durch ein Aufschürfen des pannonen Seeuntergrundes, sondern aufgrund der dokumentierten Schräg- und Kreuzschichtung als Ablagerung eines mäandrierenden bzw. verflochtenen „braided river“-Regimes nach WRIGHT (1959) interpretiert.

In der Arbeit über die Verlandungsgeschichte des Seewinkels von BERNHAUSER (1962) sind östlich des Seedammes, zwischen den Salzlacken des westlichen Seewinkels, noch drei weitere, fächerförmig verzweigte Dammschnitte eingetragen, die nach Planierungsarbeiten heute morphologisch nicht mehr in Erscheinung treten. Erwähnenswert ist, dass der bogenförmige, in südlicher Richtung durch Illmitz verlaufende Damm („D III“ nach BERNHAUSER, 1962) eine Höhe von 124 m aufweist und damit westlich benachbarte Profile der Illmitz-Formation um fast sechs Meter und östlich davon gelegene um bis zu drei Meter überragt. Nach PITTIONI (1945) handelte es sich bei den Sanden der Anhöhe zwischen Albersee und Illmitzer Zicksee (= Damm II nach BERNHAUSER, 1962) um eine fünf Meter hohe fossile Sanddüne. Da westlich des Seedammes mit Ausnahme der „Schotterinsel“ keine grobklastischen Sedimente mehr abgelagert wurden, gelangt der Erstautor dieser Arbeit zu der Schlussfolgerung, dass der (heutige) Seedamm die westliche Begrenzung der fluviatilen und äolischen Ablagerungen der Illmitz-Formation bildet. Wegen der von FRANZ & HUSZ (1961) und HUSZ (1965) bekannt gemachten römerzeitlichen Grabfunde nördlich von Podersdorf am See wurde früher für diesen Abschnitt

des Seedammes von LÖFFLER (2000) und HÄUSLER (2007) auf ein Alter von weniger als 2.000 Jahren geschlossen. Trotz neuerer Recherchen im Archiv des Burgenländischen Landesmuseums gelang es dem Erstautor dieser Arbeit nicht, Aufzeichnungen über die Fundumstände der von Univ.-Prof. Dr. RICHARD PITTIONI in den frühen 1960er Jahren bestimmten Tonscherben zu finden. KAUS (2005) stellte jedenfalls keinen Altersbezug zwischen römerzeitlichen Funden bei Podersdorf und der Bildung des Seedammes her. Während an den römerzeitlichen Grabfunden nicht zu zweifeln ist, wird nun bei den fehlenden Angaben über die Fundumstände jedoch nicht mehr eine subrezente Bildung des Seedammes nach der Eisstoßhypothese von LÖFFLER (1974) angenommen. Im Gegensatz zu BERNHAUSER (1962: Karte 1), der den „Seedamm“ als jüngsten der drei in südlicher Richtung bogenförmig aufgefächerten Sand- und Kiesdämme bezeichnete, wird er nun als älteste und am weitesten westlich erfolgte Schüttung Sand- und Kies führender Flüsse der Illmitz-Formation interpretiert. Die heutigen Reliefunterschiede im Westen des Seewinkels können somit auf primäre Mächtigkeitsunterschiede grob- und feinklastischer fluviatiler und äolischer Sedimente der Illmitz-Formation bzw. auf Erosionserscheinungen am Westrand des Seedammes zurückgeführt werden. Unbestritten bleibt jedenfalls, dass es seit der Existenz des Neusiedler Sees aufgrund der heftigen winterlichen Westwinde an dessen Südostufer zur Akkumulation von Strandsedimenten durch Eisschollen bzw. Erosion des Seedammes gekommen ist.

Dank

Für die finanzielle Unterstützung von Projekten zur Datierung von Formationen im Seewinkel danke ich, HERMANN HÄUSLER, dem langjährigen Leiter des Amtes der Burgenländischen Landesregierung, Abteilung 9/Wasser- und Abfallwirtschaft, JULIUS MAROSI (1957–2013). Für die Genehmigung der Geländearbeiten im Jahr 2014 danke ich dem Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abteilung 5, HR III, Naturschutz und Landschaftspflege, der Abteilung 5/Anlagenrecht, Umweltschutz und Verkehr und der Abteilung 9/Wasser- und Abfallwirtschaft. Für ihre Unterstützung danke ich ferner dem damaligen Direktor des Nationalparks, HERMANN KIRCHBERGER, und dem Leiter des Informationszentrums Neusiedler See-Seewinkel, ALOIS LANG. Für seine Unterstützung meiner Recherchen im Archiv des Burgenländischen Landesmuseums in Eisenstadt über die römerzeitlichen Funde im Seedamm nördlich von Podersdorf danke ich dem Landesarchäologen HANNES HERDITS. MATHIAS HARZHAUSER (Naturhistorisches Museum, Wien) danke ich für Hinweise zur Nomenklatur von Formationen in der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Mein Dank gilt ferner OTMAR NESTROY (Graz) für zahlreiche Diskussionen über die Bildung der Salzböden des Seewinkels. Ganz besonders danke ich WERNER PILLER (Graz) und DIRK VAN HUSEN (Gmunden) für ein Privatissimum mit wertvollen Hinweisen und ausführlichen Kommentaren zu einer früheren Version des Manuskriptes. Last but not least danke ich PÁL SÜMEGI (Institut für Archäologie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften) für seine noch unveröffentlichten Angaben über die Vegetationsentwicklung und Datierung von Torfprofilen im ungarischen Anteil des Neusiedler Sees.

Literatur

BELOCKY, R., HÜBL, G., PAPESCH, W., RANK, D. & RÖMER, A. (1998): Zur Hydrologie und Hydrogeologie des Gebietes Lange Lacke – Wörtenlacken unter besonderer Berücksichtigung der Wechselwirkung zwischen Lacken- und Grundwasser. – Unveröffentlichter Endbericht, 70 S., 98 Beilagen, Wien (arsenal research).

BERNHAUSER, A. (1962): Zur Verlandungsgeschichte des Burgenländischen Seewinkels. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **29** (Naturwissenschaften, 1961–1962), 143–171, Anhang I–II, Eisenstadt.

BLAAUW, M., VAN DER PLICHT, J. & VAN GEEL, B. (2004): Radiocarbon dating of bulk peat samples from raised bogs: nonexistence of a previously reported 'reservoir effect'? – Quaternary Science Reviews, **23**, 1537–1542, Amsterdam (Elsevier). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.04.002>

BOROS, E., ECSEDI, Z. & OLÁH, J. (Eds.) (2013): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin. – 551 S., Bal-mazújváros (Hortobágy Environmental Association).

BRAUMANN, S.M., NEUHUBER, S., FIEBIG, M., SCHAEFER, J.M. & LÜTHGENS, C. (2019): Challenges in constraining ages of fluvial terraces in the Vienna Basin (Austria) using combined isochron burial and pIRIR225 luminescence dating. – Quaternary International, **509**, 87–102, Oxford. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.01.009>

CSÁSZÁR, G. (Ed.) (1997): Basic lithostratigraphic units of Hungary. Charts and short descriptions (Magyarország litosztratiográfiai alapjegységei; Táblázatok és rövid leírások). – 114 S., Budapest (Hungarian Geologic Institute; Ungarisch mit englischem Text).

CSÁSZÁR, G. (Ed.) (1998): Danube Region Vienna-Bratislava-Budapest: Surface geological map 1:100.000 on CD-ROM. – Geologische Bundesanstalt (GBA), Vienna – Geological Survey of Slovak Republik – Geological Institute of Hungary, Budapest.

DOBER, G. & GRITZMANN, R. (2014): Hydrogeologische, sedimentologische und tonmineralogische Untersuchungen im Gebiet des Neusiedler Sees. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, 246 S., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Wien.

DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Hrsg.) (1997): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung, **10**, 411 S., Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

EHLERS, J. (1996): Quaternary and glacial geology. – 578 S., West Sussex, England (Wiley).

FINK, J. (1966): III. Die Paläogeographie der Donau. – Limnologie der Donau, Lieferung 2, 1–50, Stuttgart.

FINK, J. (1973): Zur Morphogenese des Wiener Raumes. – Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band, **17**, 91–117, Berlin.

FINK, J. & FUCHS, W. (1966): Führungen und Fachausflüge 1965. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 307–318, Wien.

FINK, J. & MAJDAN, H. (1954): Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **97**, 211–249, Wien.

- FRANZ, H. (1960): Feldbodenkunde als Grundlage der Standortbeurteilung und Bodenkunde mit besonderer Berücksichtigung der Arbeit im Gelände. – 583 S., Wien (Georg Fromme & Co).
- FRANZ, H. & HUSZ, G. (1961): d) Hackelsberg – Neusiedl a. See – Podersdorf – Illmitz. – In: FRANZ, H. & HUSZ, G.: Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C). – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **6**, 57–62, Wien.
- FRANZ, H., HÖFLER, K. & SCHERF, E. (1937): Zur Biosoziologie des Salzlackengebietes am Ostufer des Neusiedlersees. – Verhandlungen der zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien, **1936/1937**, 297–364, Wien.
- FRASL, G. (1961): e) Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels. – In: FRANZ, H. & HUSZ, G.: Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C). – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **6**, 62–66, Wien.
- FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 283–294, Wien.
- FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **115**, 205–245, Wien.
- FUCHS, W. (1974): Bericht über Exkursionen in die Oststeiermark, in das südliche Burgenland und nach Westungarn zur Klärung der Herkunft der Seewinkelschotter. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A118–A121, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 60 Bruck an der Leitha. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 61 Hainburg an der Donau – 62 Pressburg. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985c): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 79 Neusiedl am See – 80 Ungarisch Altenburg – 109 Pamhagen. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. (Bearb.) (1985d): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 59 Wien. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (Bearb.) (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 37 Mautern. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (Bearb.) (1984a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (Bearb.) (1984b): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000: Erläuterungen zu Blatt 34 Perg. – 31 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRILL, R. (1971): Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1:200 000. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, A37–A40, Wien.
- HASSINGER, H. (1946): Boden und Lage Wiens. – Wiener Geographische Studien, **14**, 1–40, Wien (Touristik-Verlag).
- HÄUSLER, H. (2006a): Vorläufiger Schlußbericht (15.3.2006) des Projektes des Amtes der Burgenländischen Landesregierung (Zahl 9-W-1082/326-2004): „Alter des Neusiedler Sees“. – 31 S., Department für Umweltgeowissenschaften, Geozentrum der Universität Wien, Wien.
- HÄUSLER, H. (2006b): The Parndorf- and Seewinkel gravel beds – implications of Middle Pleistocene uplift and neighboring subsidence in the Northern Burgenland (Austria). – Geophysical Research Abstracts, **8**, 5673 (European Geophysical Society).
- HÄUSLER, H. (Red.) (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterungen zu den Blättern 79 Neusiedl am See, 80 Ungarisch-Altenburg und 109 Pamhagen. – 88 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HÄUSLER, H. (2017): *Elephas antiquus* – Sensationsfund eines quartären Waldelefanten im Seewinkel. – Geschnatter (Nationalparkzeitung Neusiedlersee-Seewinkel), **60/1**, 1–2, Illmitz.
- HÄUSLER, H. (2020): Wie gelangte das Salz in die Salzlacken? – Zum Stand der Forschung über die Entstehung des „Salzföhrenden Horizontes“ und der Salzböden des Seewinkels. – Acta Zool. Bot. Austria, **157**, 145–157, Wien.
- HÄUSLER, H., PAYER, T. & SCHEIBZ, J. (2006): Hydrogeologische Untersuchungen zur Klärung des permanenten Wasserverlustes des Zicksees trotz Dotierung mit Grundwasser. – Projekt-Endbericht, 51 S., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Wien.
- HÄUSLER, H., KOVÁCS, G., SAUERMANN, I., WILD, E. & STEIER, P. (2007): Paleogeography of the Austro-Hungarian Lake Neusiedl – Hanság region in historic times, based on ¹⁴C dating. – Poster Presentation at European Geoscience Union (EGU), General Assembly, Vienna, Austria, 15–20 April 2007. – Geophysical Research Abstracts, **9**, EGU2007-03937, Vienna.
- HÄUSLER, H., CHWATAL, W., SCHEIBZ, J. & GALLISTL, J. (2017a): The Winden Syncline – a tectonic half-graben in the transition between the Lower Austroalpine and the northwestern Pannonian Basin (Northern Burgenland, Austria). – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (German Journal of Geology), **169/1**, 3–25, Stuttgart. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2017/0122>
- HÄUSLER, H., KOVÁCS, G., STEIER, P. & WILD, E.M. (2017b): ¹⁴C dating of fluvial and lacustrine sedimentation in the Seewinkel (Burgenland/Austria) and Hanság (Little Hungarian Plain) region. – Poster presented at the 2nd International Radiocarbon in the Environment Conference, 3–7 July, 2017, Debrecen, Hungary.
- HÄUSLER, H., KOVÁCS, G., WILD, E.M., STEIER, P. & HEIL, B. (2021): The Osli Formation – a Holocene lithostratigraphic unit in the Danube/Kisalföld Basin, eastern Austria and northwestern Hungary. – Austrian Journal of Earth Sciences, **114**, 69–87, Wien. <https://doi.org/10.17738/ajes.2021.0005>
- HERRMANN, P., PASCHER, G. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 78 Rust. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HODITS, B. (2006): Interpretation hochfrequenter Seeseismik und 3-D Strukturmodellierung im Neusiedler See (Österreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Fakultät für Geologische Wissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien, 71 S., Wien.
- HOFER, I. (2010): Sedimentologische und elementaranalytische Untersuchungen an Löss-/Paläobodensequenzen in der Umgebung von Krems/Niederösterreich. – Diplomarbeit, 185 S., Universität Wien (Institut für Theoretische und Angewandte Geographie), Wien.
- HUSZ, G. (1965): Zur Kenntnis der quartären Sedimente des Seewinkelgebietes (Burgenland – Österreich). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **32** (Naturwissenschaften 1963/1964), 147–205, Eisenstadt.
- JÁMBOR, A. (2012): Quaternary evolution. – In: HAAS, J. (Ed.): Geology of Hungary, 201–213, Berlin (Springer).
- JÁNOSSY, D. & KROLOPP, E. (1994): Alsó-pleisztocén Mollusca- es gerinces fauna a győriúfalui kavicsbányából. Lower Pleistocene mollusk and vertebrate fauna from the gravel pit of Győriúfalui (NW Hungary). – Földani Közlöny, **124/4**, 403–440, Budapest (Ungarisch mit englischem Text).

- JORGENSEN, M.T. & SHUR, J. (2007): Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle. – *Journal of Geophysical Research*, **112**, F02S17, Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/2006JF000531>
- KAUS, K. (2005): Kelten, Römer und Awaren. Die urgeschichtliche, römische und frühmittelalterliche Besiedlung von Podersdorf am See. – In: Ettl, J. & Theuer, F. (Red.): *Chronik der Marktgemeinde Podersdorf am See*, 122–130, Podersdorf (Eigenverlag).
- KILIAN, M.R., VAN GEEL, B. & VAN DER PLICHT, J. (2000): ^{14}C AMS wiggle matching of raised bog deposits and models of peat accumulation. – *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1011–1033, Amsterdam (Elsevier). [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00049-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00049-9)
- KIRSCHNER, A., KRACHLER, R., KRACHLER, R. & KORNER, I. (Hrsg.) (2007): Renaturierung ausgewählter Salzlacken des burgenländischen Seewinkels, Endbericht. – LW621, Projekt im Rahmen des „Österreichischen Programms für die Entwicklung des Ländlichen Raumes – Sonstige Maßnahmen“ April 2004 – Juli 2007, 85 S., Naturschutz Burgenland, Eisenstadt.
- KLAUS, W. (1962): Zur pollenanalytischen Datierung von Quartärsedimenten im Stadtgebiet von Wien, südlichen Wiener Becken und Burgenland. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1962**, 20–38, Wien.
- KRACHLER, R. (1992): Beiträge zu Chemismus und Wasserhaushalt der Lacken des Burgenländischen Seewinkels. – Unveröffentlichte Dissertation, 86 S., Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, Wien.
- KRACHLER, R. (2007): Renaturierung von Sodalacken im burgenländischen Seewinkel. – *Plus Lucis*, **2007/1–2**, 23–28, Wien.
- KRACHLER, R., KRACHLER, R., MILLERET, E. & WESNER, W. (2000): Limnochemische Untersuchungen zur aktuellen Situation der Salzlacken im Burgenländischen Seewinkel. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **2000/1–2**, 3–49, Eisenstadt.
- KRACHLER, R., KORNER, I., DVORAK, M., MILAZOWSKY, N., RABITSCH, W., WERBA, F., ZULKA, P. & KIRSCHNER, A. (2012): Die Salzlacken des Seewinkels. Erhebung des ökologischen Zustandes sowie Entwicklung individueller Erhaltungskonzepte für die Salzlacken des Seewinkels (2008–2011). – 291 S., Eisenstadt (Österreichischer Naturschutzbund).
- KRETZOI, M. & PÉCSI, M. (1979): Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geologica Scientiarum Hungaricae*, **22/1–4**, Budapest.
- KÜPPER, H. (1955): Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Sonderheft D, 136–152, Wien.
- KÜPPER, H. (1968): *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bundesländerserie*, Heft Wien. – 206 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & SHADLAU, S. (2001): Rohstoffgeologische Detailerkundung Parndorfer Platte. – Unveröffentlichter Endbericht 1998/1999 zum Projekt BA-11, Bund/Bundesländer-Kooperation, 23 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. – *Paleoceanography*, **20**, 1–17, Rockville, Maryland.
- LÖFFLER, H. (1972): The distribution of subfossil ostracodes and diatoms in pre-alpine lakes. – *Verhandlungen des Internationalen Vereins für Limnologie*, **18**, 1039–1050, Stuttgart.
- LÖFFLER, H. (1974): Der Neusiedlersee: Naturgeschichte eines Steppensees. – 175 S., Wien (Fritz Molden).
- LÖFFLER, H. (2000): Anmerkungen zur Beziehung der Gewässer des Seewinkels (Burgenland). – *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, **142**, 315–328, Wien.
- MACKAY, J.R. (1998): Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, western arctic coast, Canada: a long-term field study. – *Géographie physique et Quaternaire*, **52/3**, 271–323, Montreal. <https://doi.org/10.7202/004847ar>
- MAKASKE, B., SMITH, D.G., BERENDSEN, H.J.A., DE BOER, A.G., VAN NIELEN-KIEZEBRINK, M.F. & LOCKING, T. (2009): Hydraulic and sedimentary processes causing anastomosing morphology of the upper Columbia River, British Columbia, Canada. – *Geomorphology*, **111**, 194–205, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.04.019>
- MATURA, A. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern. – 65 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MENNING, M. & HENDRICH, A. (Hrsg.) (2016): *Stratigraphische Tabelle Deutschland 2016*. – 2. Auflage, Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK), Potsdam GeoForschungsZentrum (www.stratigraphie.de).
- MIALL, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – 582 S., Berlin-Heidelberg (Springer).
- MOOK, W.G. & STREURMAN, H.J. (1983): Physical and chemical aspects of radiocarbon dating. – In: MOOK, W.G. & WATERBOLK, H.T. (Eds.): ^{14}C and Archaeology. – PACT, **8/II** (Proceedings of the First International Symposium on Radiocarbon and Archaeology, Groningen, 1981), 31–55, Strasbourg.
- MORGENSTERN, A., GROSSE, G., GÜNTHER, F., FEDEROVA, I. & SCHIRRMAYER, L. (2011): Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedona landscapes of the Lena Delta. – *The Cryosphere*, **5**, 849–867. <https://doi.org/10.5194/tc-5-849-2011>
- NELHIEBL, P. (1986): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:25.000 Kartierungsbereich Neusiedl am See-Süd (KB 139). – 227 S., Wien (Bundesanstalt für Bodenkultur).
- NESTROY, O. (2015): Den Boden verstehen. – 216 S., Graz (Leopold Stocker).
- NESTROY, O. (Leiter der Arbeitsgruppe), AUST, G., BLUM, W.E.H., ENGLISH, M., HAGER, H., HERZBERGER, E., KILIAN, W., NELHIEBL, P., ORTNER, G., PECINA, E., PEHAMBERGER, A., SCHNEIDER, W. & WAGNER, J. (2011): Systematische Gliederung der Böden Österreichs – Österreichische Bodensystematik 2000 in der revidierten Fassung von 2011. – *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft*, **79**, 98 S., Wien.
- NEUHUBER, S., PLAN, L., GIER, S., HINTERSBERGER, E., LACHNER, J., SCHOLZ, D., LÜTHGENS, C., BRAUMANN, S., BODENLENZ, F., VOIT, K. & FIEBIG, M. (2020): Numerical age dating of cave sediments to quantify vertical movement at the Alpine-Carpathian transition in the Plio- and Pleistocene. – *Geologica Carpathica*, **71/6**, 539–557, Bratislava. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.6.5>
- OWEN, D.E. (2009): How to use stratigraphic terminology in papers, illustrations, and talks. – *Stratigraphy*, **6/2**, 106–116, New York.
- PASCHER, G. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PAULUS TÉRKÉPSZERKESZTŐ IRODA (2012): Fertő-Hanság Nemzeti Park/Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel 1:60.000. – 1 Blatt, Szentendre.
- PÉCSI, M. (1971): The development of the Hungarian section of the Danube Valley. – *Geoforum*, **2/2**, 21–32, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0016-7185\(71\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0016-7185(71)90003-0)
- PILLER, W.E., VAN HUSEN, D. & SCHNABEL, W. (2003): Zur lithostratigraphischen Handhabung quartärer Sedimente und deren Darstellung auf geologischen Karten. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *Stratigraphica Austriaca*. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **16**, 7–10, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., KRENNMAYR, H.-G., KRISTYAN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., VAN HUSEN, D., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – 1 Tafel, Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften). <https://www.geologie.or.at/index.php/services/downloads#> (zuletzt abgerufen am 06.09.2021)
- PIOTROWSKA, N., BLAAUW, M., MAUQUOY, D. & CHAMBERS, F.M. (2011): Constructing deposition chronologies for peat deposits using radiocarbon dating. – *Mires and Peat*, **7**, Article 10, 1–14, Cambridge.
- PITTIONI, R. (1945): Zur siedlungsgeographischen Lage der Fundstelle in Illmitz, Bezirk Bruck a.d. Leitha. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien*, **1945**, 63–65, Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & PERESSON, M. (2011): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an burgenländischen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Geo-Dokumentation Großbauvorhaben – Burgenland, Projekt B-C 20/2008-2010, Jahresendbericht 2010. – 127 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RIEDL, H. (1965): Beiträge zur Morphogenese des Seewinkels. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **34**, 5–28, Eisenstadt.
- ROHATSCH, A. & HÄUSLER, H. (2017): *Bovis schoetensaki* – ein eiszeitlicher Steppenbison aus dem Seewinkel. – *Geschnatter (Nationalparkzeitung Neusiedlersee-Seewinkel)*, **60/2**, 1, Illmitz.
- SAKAGUCHI, Y. (1974): Über die Parallelisierung und Altersbestimmung der Donauterrassen. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, **18/4**, 407–425, Berlin–Stuttgart.
- SAUERZOPF, F. (1957): Der Neusiedlerseegebiet und seine Malakofauna. – *Wissenschaftliche Arbeiten zum Wasserhaushalt des Neusiedlersees*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23**, 101–104, Eisenstadt.
- SCHAFER, F.X. (1902): Die alten Flussterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. – *Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien*, **45**, 325–331, Wien.
- SCHAREK, P. (Ed.) (1991): The geological map series of the Little Hungarian Plain: Mosonmagyaróvár (Wieselburg – Ungarisch Altenburg), Explanations. – 35 S., Budapest (Hungarian Geological Institute).
- SCHAREK, P. (Ed.) (1993): The geological map series of the Little Hungarian Plain: Kapuvár, Explanations. – 39 S., Budapest (Hungarian Geological Institute).
- SCHAREK, P., HERRMANN, P., KAISER, M. & PRISTAŠ, J. (2000): Map of the genetic types and thickness of Quaternary sediments. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142** (Danube region environmental geology programme DANREG – explanatory notes), 447–455, map 1:200.000 on CD-ROM, Wien.
- SCHERF, E. (1935): Geologische und morphologische Verhältnisse des Pleistozäns und Holozäns der Grossen Ungarischen Tiefebene und ihre Beziehungen zur Bodenbildung, insbesondere der Alkalibodenentstehung. – *Jahresberichte der Königlich Ungarischen geologischen Anstalt über die Jahre 1925–1928*, 274–301, Budapest.
- SCHNABEL, W. (Red.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – *Legende und kurze Erläuterung*. – 47 S., Geologische Karte 1:200.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENNMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STEIER, P., DELLINGER, F., KUTSCHERA, W., PRILLER, A., ROM, W. & WILD, E.M. (2004): Pushing the precision limit of ^{14}C AMS. – *Radiocarbon*, **46/1**, 5–16, Tucson, Arizona.
- ŠUJAN, M., LAČNÝ, A., BRAUCHER, R., MAGDOLEN, P. & ASTER TEAM (2017): Early Pleistocene age of fluvial sediment in the Stará Garda Cave revealed by $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating: implications for geomorphic evolution of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). – *Acta Carsologica*, **46/2–3**, 251–264, Postojna.
- SZÁDECKY-KARDOSS, E. VON (1938): Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene mit Berücksichtigung der Donaugoldfrage. – **XV + 444 S.**, Sopron.
- SZURKOS, G., SCHARECK, P. & GÁBOR, G. (1991): Surface Geological Map Monsonmagyaróvár (Wieselburg – Ungarisch Altenburg) 1:100.000. – 1 Blatt, Budapest (Cartographia).
- TAUBER, A.F. (1959a): Geologische Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlerseegebietes. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 18–24, Eisenstadt.
- TAUBER, A.F. (1959b): Grundzüge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 26–31, Eisenstadt.
- TAUBER, A.F. (1959c): Hydrogeologie und Hydrochemie der Parndorfer Heideplatte. – *Burgenländische Heimatblätter*, **21/1**, 7–22, Eisenstadt.
- THENIUS, E. (1974): Niederösterreich. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt: Bundesländerserie*. – 2., erweiterte Auflage, 280 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TRIEBL, R. & WEGLEITNER, A. (2017): Die Salzlacken des Seewinkels als prägendes Landschaftselement und deren richtige Namen. – *Festschrift 800 Jahre Illmitz*, 86–117, Illmitz.
- VAN HUSEN, D. (1989): The last interglacial-glacial cycle in the eastern Alps. – *Quaternary International*, **1989/3–4**, 115–121, Oxford. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(89\)90081-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(89)90081-5)
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological processes during the Quaternary. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2011): Quaternary glaciations in Austria. – In: EHLERS, J., GIBBARD, P.L. & HUGHES, P.D. (Eds.): *Development in Quaternary Science*, **15**, 15–28, Amsterdam (Elsevier). <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53447-7.00002-7>
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J. (2011a): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). – *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **19**, 1–11, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J. (2011b): An outline of the Quaternary stratigraphy of Austria. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **60/2–3**, 366–387, Hannover. <https://doi.org/10.3285/eg.60.2-3.09>
- WEGLEITNER, A. (1999): Salzlacken, Böden und Mineralwässer im Einzugsgebiet des Neusiedler Sees (Westufer, Wagram, Heideboden, Seewinkel und Hanság). – *Geographisches Jahrbuch Burgenland*, **1999**, 175–205, Anhang, Lockenhaus.
- WEISS, K. (2015): Sedimentologische Untersuchungen der Seewinkel-Formation im Bereich der Salzlacken (Burgenland). – *Unveröffentlichte Masterarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien*, 119 S., Wien (Department für Umweltgeowissenschaften).
- WEISSEL, M. (2013): Untergrunderkundung eines Kiesaquifers mittels multifrequenter Elektromagnetik. – *Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie*, 47 S., Wien (Department für Umweltgeowissenschaften).

WEISSL, M., HINTERSBERGER, E., LOMAX, J., LÜTHGENS, C. & DECKER, K. (2017): Active tectonics and geomorphology of the Gaenserndorf terrace in the Central Vienna Basin (Austria). – *Quaternary International*, **451**, 209–222, Oxford. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.022>

WESSELY, G. (1961): Geologie der Hainburger Berge. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **104**, 273–349, Wien.

WILD, E.M., NEUGEBAUER-MARESCH, C., EINWÖGERER, T., STADLER, P., STEIER, P. & BROCK, F. (2008): ¹⁴C dating of the Upper Paleolithic Site at Krems-Hundssteig in Lower Austria. – *Radiocarbon*, **50**/1, 1–10, Tucson.

WILD, E.M., STEIER, P., FISCHER, P. & HÖFLMAYER, F. (2013): ¹⁴C Dating of humic acids from Bronze and Iron Age plant remains from the Eastern Mediterranean. – *Radiocarbon*, **55**/2–3, 599–607, Tucson.

WOLFRAM, G., DÉRI, L. & ZECH, S. (Red.) (2014): Strategiestudie Neusiedler See – Phase 1. – 244 S., Studie im Auftrag der Österreichisch-Ungarischen Gewässerkommission, Wien–Szombathely.

WOOLDERINK, H.A.G. (2014): Late Weichselian permafrost distribution and degradation. A pingo based reconstruction for the Netherlands. – Master Thesis, 88 S., appendix A–K, Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht. <http://dspace.library.uu.nl/handle/1874/296001>

WRIGHT, M.D. (1959): The formation of cross-bedding by a meandering or braided stream. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **29**/4, 610–615, Tulsa, Oklahoma.

ZÁMOLYI, A., SALCHER, B., DRAGANITS, E., EXNER, U., WAGREICH, M., GIER, S., FIEBIG, M., LOMAX, J., SURÁNYI, G., DIEHL, M. & ZÁMOLYI, F. (2016): Latest Pannonian and Quaternary evolution at the transition between Eastern Alps and Pannonian Basin: new insights from geophysical, sedimentological and geochronological data. – *International Journal of Earth Sciences*, **106**, 1695–1721, Stuttgart. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1383-3>

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2021

Band/Volume: [161](#)

Autor(en)/Author(s): Häusler Hermann, Wild Eva, Steier Peter

Artikel/Article: [Alter und Fazies der quartären Ablagerungen in der Umgebung des Neusiedler Sees \(Nördliches Burgenland, Österreich\) 5-28](#)