

HYPOTHESE DER HANGBRUCHGENESE IM SÜDWESTDEUTSCHEN MITTELGEBIRGE HUNSRÜCK ANHAND HYDROLOGISCHER, PEDOLOGISCHER UND GEOBOTANISCHER UNTERSUCHUNGEN IN DER REGION DES NATIONALPARKS HUNSRÜCK-HOCHWALD

Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz Nr. 85/20





IMPRESSUM

Herausgeber:

Zentralstelle der Forstverwaltung Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz (FAWF) Hauptstr. 16 D-67705 Trippstadt Telefon +49-6131-884-268-0, Telefax +49-6131-884-268-300 zdf.fawf@wald-rlp.de www.fawf.wald-rlp.de

Verantwortlich:

Der Leiter der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz

Dokumentation:

Mitteilung FAWF, Trippstadt Nr. 85/20, 168 Seiten

Gestaltung, Grafik und Satz:

Christine Romero, FAWF Rheinland-Pfalz

ISSN 1610-7705 Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz, Nr. 85/20

nur als Download http://www.fawf.wald-rlp.de/index.php?id=2601

Alle Rechte, insbesondere das Recht der Vervielfältigung und Verbreitung sowie der Übersetzung vorbehalten.

Titelbild:

Nahezu baumfreie Hangbruchfläche im südlichen Riedbruch (Foto: C. Kopf)

HYPOTHESE DER HANGBRUCHGENESE IM SÜDWESTDEUTSCHEN MITTELGEBIRGE HUNSRÜCK ANHAND HYDROLOGISCHER, PEDOLOGISCHER UND GEOBOTANISCHER UNTERSUCHUNGEN IN DER REGION DES NATIONALPARKS HUNSRÜCK-HOCHWALD

Christoph Kopf

vom Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften der Universität Trier zur Verleihung des akademischen Grades 'Doktor der Naturwissenschaften' (Dr. rer. nat.) genehmigte Dissertation

Betreuender: apl. Prof. Dr. Gebhard Schüler

Berichterstattende: apl. Prof. Dr. Gebhard Schüler Prof. Dr. Sören Thiele-Bruhn Prof. Dr. Christof Kneisel

Datum der wissenschaftlichen Aussprache: 15.11.2019

Landesforsten Rheinland-Pfalz Zentralstelle der Forstverwaltung Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Trippstadt 2020



A Kurzzusammenfassung

Im Rahmen des Forschungsprojektes "MoorWaldBilanz" wurden hydrologische, pedologische und geobotanische Untersuchungen an ausgewählten Hangbruchmonitoringstandorten im südwestlichen Hunsrück durchgeführt. Bei den hydrologischen Untersuchungen wurden die Hangbruchwasserstände und geoökologischen Begleitparameter untersucht. Bei den pedologischen Untersuchungen wurden die Torfmächtigkeiten und die flächenhafte Ausdehnung der Hangbrücher untersucht. Anhand von Profilgruben wurden geophysikalische und -chemische Bodenparameter erfasst. Bei den geobotanischen Untersuchungen wurden die Torfe auf ihre botanische Zusammensetzung analysiert und Altersdatierungen durchgeführt.

Die vorliegende Studie zeigt, dass Niederschläge durch rasche Quellwasserspeisung einen Einfluss auf die Wasserversorgung der Hangbrücher haben. Die Hangbrücher sind ein saures und nährstoffarmes Ökosystem. Sie bestehen aus einem Mosaik an verschiedenen Bodentypen mit Übergängen von organischen Böden zu (hydromorphen) mineralischen Böden auf engstem Raum. Der überwiegende Anteil der Torfbildung ist wenige Jahrhunderte alt und wurde in der Kleinen Eiszeit aufgebaut. Das initiale Torfwachstum konnte örtlich vor etwa 3.100 Jahren BP beginnen. Es wird vermutet, dass die Hangbrücher unter der Einwirkung von holozänen Klimaschwankungen einer Dynamik von Torfauf- und -abbauprozessen unterlagen. Die Hangbrücher sind botanisch wie auch bodenkundlich den Niedermooren zuzuordnen. Unter Berücksichtigung einer prognostizierten Klimaerwärmung werden die Hangbrücher voraussichtlich in ihrer Torfmächtigkeit und ihrer räumlichen Ausdehnung zurückgehen.

B Danksagung

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr. Gebhard Schüler, der mir die vorliegende Arbeit ermöglichte. Ich danke ihm für zahlreiche Diskussionen, Anregungen und Hilfestellungen. Ich danke Herrn Prof. Dr. Sören Thiele-Bruhn und Herrn Prof. Dr. Christof Kneisel für die Berichterstattung.

Weiterer Dank gilt den Kolleginnen und Kollegen der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft in Rheinland-Pfalz für den freundschaftlichen und kollegialen Umgang. Ich schätzte die schöne Arbeitsatmosphäre sowie die vielseitige Unterstützung bei meiner wissenschaftlichen Tätigkeit.

Ich danke den Verbundpartnern des Forschungsprojektes "MoorWaldBilanz" für die gute Zusammenarbeit, der Bundesanstalt für Landwirtschaft und Ernährung sowie der Fachagentur für Nachwachsende Rohstoffe e. V. für die Projektträgerschaft und dem Bundesministerium für Ernährung und Landwirtschaft sowie dem Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit für die Finanzierung des Projektes über die Förderrichtlinie Waldklimafonds.

Weiter danke ich Herrn Dr. Adam Hölzer und Herrn Dr. Siegfried Schloß für die Unterstützung bei den geobotanischen Untersuchungen sowie für die vielen Diskussionen und Anregungen.

Abschließend danke ich meinen Freunden und meiner Familie. Sie begleiteten mich durch die Höhen und Tiefen des Studiums und der anschließenden Promotionszeit. Sie zeigten stets Verständnis für meine Situation, verbunden mit häufiger Abwesenheit, stressigen Phasen und angespanntem Gemüt. Sie trugen immer zu einem Lächeln in meinem Gesicht bei, woraus ich die Kraft für die vergangenen Jahre schöpfte.

C Inhaltsverzeichnis

A	Kur	zzusammenfassung	l
В	Dar	nksagung	
C	Inha	altsverzeichnis	
D	Abb	oildungsverzeichnis	V
E	Tab	ellenverzeichnis	XI
F	Abk	:ürzungsverzeichnis	XII
1		eitung	
2	The	oretische Grundlagen	2
	2.1	Naturräumliche Gliederung	2
	2.2		
	2.3	Hydrogeologie	
	2.4		
	2.5	Historische Nutzung der Wälder in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald	
	2.6	Klima	9
3	Mat	terial und Methoden	11
	3.1	Monitoringstandorte	13
	3.2	Messinstrumente und Analysen	22
4	Erge	ebnisse	27
	4.1	Hydrologische Ergebnisse	27
		4.1.1 Hydrologisches Monitoring	27
		4.1.2 Geoökologisches Gewässermonitoring	30
	4.2	Pedologische Ergebnisse	33
		4.2.1 Profil BIW 080	
		4.2.2 Profil MOR 204	
		4.2.3 Profil MOR 206	
	4.0	4.2.4 Ergebnisse der Torfmächtigkeitskartierung	
	4.3	Geobotanische Ergebnisse	
		4.3.1 Palynologische Ergebnisse	
		4.3.3 Ergebnisse der Altersdatierungen	

5	Dis	kussion	52	
	5.1	52		
		5.1.1 Hanggrundwassermonitoring	52	
		5.1.2 Geoökologisches Gewässermonitoring	56	
	5.2	Pedologische Untersuchungen	57	
		5.2.1 Bodenprofil BIW 080	57	
		5.2.2 Bodenprofil MOR 204	57	
		5.2.3 Bodenprofil MOR 206	58	
		5.2.4 Torfmächtigkeitskartierung	58	
		5.2.5 Säure-Base-Stufen	58	
		5.2.6 Trophiestufen	60	
		5.2.7 Hydrogenetischer Moortyp	61	
	5.3	Geobotanische Untersuchungen	62	
		5.3.1 Interpretation der palynologischen Ergebnisse	62	
		5.3.2 Interpretation der Großrestanalysen	63	
		5.3.3 Interpretation der Altersdatierungen	63	
	5.4	Hypothese der Hangbruchgenese und deren Entwicklung unter dem Aspekt des Klimawandels	64	
6	For	schungsbedarf	68	
7	Faz	it	69	
G	Lite	XIII		
Н	Anł	nang	XVII	
I	Wissenschaftlicher Werdegang des Verfassers			

D Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Lage des südwestdeutschen Mittelgebirges Hunsrück mit dem Nationalpark Hunsrück-Hochwald	3
Abbildung 2:	Plattentektonische Konstellation im Paläozoikum	4
Abbildung 3:	Geologische Karte der rheinland-pfälzischen Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald	5
Abbildung 4:	Meteorologische Kennwerte der Station Hüttgeswasen	10
Abbildung 5:	Lage der Monitoringflächen in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald	12
Abbildung 6:	Entwässerungsgraben in der s5-Fläche des Johannenbruchs beim Pegel 1.1 (Messstelle des Multiparametermessgerätes 12) in Blickrichtung Süden	14
Abbildung 7:	Detailansicht der Monitoringfläche Johannenbruch	15
Abbildung 8:	Ausschnitt der nordwestlichen Monitoringfläche Johannenbruch	16
Abbildung 9:	Detailansicht der Monitoringfläche Riedbruch	17
Abbildung 10:	Nahezu baumfreie Hangbruchfläche im südlichen Riedbruch	18
Abbildung 11:	Grabenverschluss im Thierchbruch mit Holzpalisaden, Grabenverfüllung mit einem Sägemehl-Holzhackschnitzel-Gemisch und anschließender Bepflanzung mit Binsen und Torfmoosen	19
Abbildung 12:	Detailansicht der Monitoringfläche Thierchbruch	
Abbildung 13:	Detailansicht der Monitoringfläche Thranenbruch	
Abbildung 14:	Detailansicht der Monitoringfläche Gebranntes Bruch	
Abbildung 15:	Detailansicht der Monitoringfläche Palmbruch	24
Abbildung 16:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 2.2 im Riedbruch	
Abbildung 17:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 2.2 im Riedbruch	28
Abbildung 18:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 6.2 im Palmbruch	28
Abbildung 19:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 6.2 im Palmbruch	29
Abbildung 20:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 4.3 im Thranenbruch	29
Abbildung 21:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 4.3 im Thranenbruch	30
Abbildung 22:	Box-Whisker-Plot der einzelnen pH-Wert-Messstellen	31
Abbildung 23:	Box-Whisker-Plot der einzelnen elektrischen Leitfähigkeitsmessstellen	31
Abbildung 24:	Box-Whisker-Plot der einzelnen Sauerstoffsättigungsmessstellen	32
Abbildung 25:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 26 beim Pegel 2.3 im Riedbruch	32
Abbildung 26:	Bodenprofil BIW 080 (LGB RLP 2018)	34

Abbildung 27:	Bodenprofil MOR 204	36
Abbildung 28:	Bodenprofil MOR 206	39
Abbildung 29:	Torfmächtigkeiten im Johannenbruch	42
Abbildung 30:	Torfmächtigkeiten im Riedbruch	43
Abbildung 31:	Torfmächtigkeiten im Thierchbruch	44
Abbildung 32:	Torfmächtigkeiten im Thranenbruch	46
Abbildung 33:	Torfmächtigkeiten im Gebranntes Bruch	47
Abbildung 34:	Torfmächtigkeiten im Palmbruch	48
Abbildung 35:	Palynologische Untersuchung im Thranenbruch bei Hüttgeswasen	49
Abbildung 36:	Großrestanalysen im Thranenbruch bei Hüttgeswasen	50
Abbildung 37:	Diffuser Wasserabfluss an der Geländeoberfläche im Thierchbruch	55
Abbildung 38:	Anzahl der analysierten Torfhorizonten (> 30 % organische Substanz) sortiert nach deren Säure-Base-Stufe nach Succow & Joosten (2001)	59
Abbildung 39:	Anzahl der analysierten Torfhorizonte (> 30 % organische Substanz) sortiert nach deren Trophiestufe nach Succow & Joosten (2001)	61
Abbildung 40:	Einordnung der 1-Sigma-Kalibrationsalter (14C) an der Basis der jeweiligen Profile in die Temperaturrekonstruktion der Sommertemperaturen (Juni, Juli, August) von dendrochronologischen Untersuchungen in den europäischen Alpen und Skandinavien nach Büntgen & Tegel (2011, verändert)	64
Abbildung 41:	Schematische Darstellung der Funktionsweise des Kluftwasserspeichers zur Genese von Hangbrüchern in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald am Bespiel des geotektonischen verwandten Aufbaus des Soonwaldes nach Martin (1984, verändert)	66
Abbildung 42:	Meteorologische Kennwerte der Station Hermeskeil	XVII
Abbildung 43:	Meteorologische Kennwerte der Station Leisel	XVIII
Abbildung 44:	Meteorologische Kennwerte der Station Deuselbach	XIX
Abbildung 45:	Zeitraum der Kalkung im Johannenbruch	XX
Abbildung 46:	Anzahl der Kalkungen im Johannenbruch	XXI
Abbildung 47:	Zeitraum der Kalkung im Thierch-, Ried- und Thranenbruch	XXII
Abbildung 48:	Anzahl der Kalkungen im Thierch-, Ried- und Thranenbruch	XXIII
Abbildung 49:	Zeitraum der Kalkung im Palmbruch und Gebranntes Bruch	XXIV
Abbildung 50:	Anzahl der Kalkungen im Palmbruch und Gebranntes Bruch	XXV
Abbildung 51:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 1.1 im Johannenbruch	XXVI
Abbildung 52:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 1.1 im Johannenbruch	XXVI
Abbildung 53:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des	XXVII

Abbildung 54:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 1.2 im Johannenbruch	XXVII
Abbildung 55:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 1.3 im Johannenbruch	XXVIII
Abbildung 56:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 1.3 im Johannenbruch	XXVIII
Abbildung 57:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 2.1 im Riedbruch	XXIX
Abbildung 58:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 2.1 im Riedbruch	XXIX
Abbildung 59:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 2.3 im Riedbruch	XXX
Abbildung 60:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 2.3 im Riedbruch	XXX
Abbildung 61:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 3.1 im Thierchbruch	XXXI
Abbildung 62:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 3.1 im Thierchbruch	XXXI
Abbildung 63:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 3.2 im Thierchbruch	XXXII
Abbildung 64:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 3.2 im Thierchbruch	XXXII
Abbildung 65:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 3.3 im Thierchbruch	XXXIII
Abbildung 66:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 3.3 im Thierchbruch	XXXIII
Abbildung 67:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 4.1 im Thranenbruch	XXXIV
Abbildung 68:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 4.1 im Thranenbruch	XXXIV
Abbildung 69:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 4.2 im Thranenbruch	XXXV
Abbildung 70:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 4.2 im Thranenbruch	XXXV
Abbildung 71:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 5.1 im Gebranntes Bruch	XXXVI
Abbildung 72:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 5.1 im Gebranntes Bruch	XXXVI
Abbildung 73:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 5.2 im Gebranntes Bruch	XXXVII
Abbildung 74:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 5.2 im Gebranntes Bruch	XXXVII

Abbildung 75:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 5.3 im Gebranntes Bruch	XXXVIII
Abbildung 76:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 5.3 im Gebranntes Bruch	XXXVIII
Abbildung 77:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 6.1 im Palmbruch	XXXIX
Abbildung 78:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 6.1 im Palmbruch	XXXIX
Abbildung 79:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 6.3 im Palmbruch	XL
Abbildung 80:	Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 6.3 im Palmbruch	XL
Abbildung 81:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 11	XLI
Abbildung 82:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 12	XLI
Abbildung 83:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 13	XLII
Abbildung 84:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 14	XLII
Abbildung 85:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 15	XLIII
Abbildung 86:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 16	XLIII
Abbildung 87:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 17	XLIV
Abbildung 88:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 18	XLIV
Abbildung 89:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 19	XLV
Abbildung 90:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 20	XLV
Abbildung 91:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 21	XLVI
Abbildung 92:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 23	XLVI
Abbildung 93:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 24	XLVII
Abbildung 94:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 25	XLVII
Abbildung 95:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 27	XLVIII
Abbildung 96:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 28	XLVIII
Abbildung 97:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 31	XLIX
Abbildung 98:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 32	XLIX
Abbildung 99:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 33	L
Abbildung 100:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 34	L
Abbildung 101:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 35	Ll
Abbildung 102:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 36	LI
Abbildung 103:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 37	LII
Abbildung 104:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 38	LII
Abbildung 105:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 39	LIII
Abbildung 106:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 41	LIII

Abbildung 107:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 42	LIV
Abbildung 108:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 43	LIV
Abbildung 109:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 44	LV
Abbildung 110:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 45	LV
Abbildung 111:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 51	LVI
Abbildung 112:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 52	LVI
Abbildung 113:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 53	LVII
Abbildung 114:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 54	LVII
Abbildung 115:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 55	LVIII
Abbildung 116:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 56	LVIII
Abbildung 117:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 57	LIX
Abbildung 118:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 61	LIX
Abbildung 119:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 62	LX
Abbildung 120:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 63	LX
Abbildung 121:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 64	LXI
Abbildung 122:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 65	LXI
Abbildung 123:	pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 66	LXII
Abbildung 124:	Moormächtigkeiten im Johannenbruch	LXIII
Abbildung 125:	Torfmächtigkeiten im Johannenbruch	LXIV
Abbildung 126:	Torfmächtigkeiten im Johannenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes	LXV
Abbildung 127:	Ausschnitt aus der nördlichen Kernfläche der Torfmächtigkeitskarte im Johannenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes	LXVI
Abbildung 128:	Moormächtigkeiten im Riedbruch	LXVII
	Torfmächtigkeiten im Riedbruch	
Abbildung 130:	Torfmächtigkeiten im Riedbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes	LXIX
Abbildung 131:	Moormächtigkeiten im Thierchbruch	LXX
Abbildung 132:	Torfmächtigkeiten im Thierchbruch	LXXI
Abbildung 133:	Torfmächtigkeiten im Thierchbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes	LXXII
Abbildung 134:	Ausschnitt aus der nördlichen Kernfläche der Torfmächtigkeitskarte im Thierchbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes	LXXIII
Abbildung 135:	Moormächtigkeiten im Thranenbruch	LXXIV
Abbildung 136:	Torfmächtigkeiten im Thranenbruch	LXXV
	Torfmächtigkeiten im Thranenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislaver zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes	LXXVI

Abbildung 138:	Ausschnitt aus der nördlichen Kernfläche der Torfmächtigkeitskarte im Thranenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes	LXXVII
Abbildung 139:	Moormächtigkeiten im Gebranntes Bruch	LXXVIII
Abbildung 140:	Torfmächtigkeiten im Gebranntes Bruch	LXXIX
Abbildung 141:	Moormächtigkeiten im Palmbruch	LXXX
Abbildung 142:	Torfmächtigkeiten im Palmbruch	LXXXI
Abbildung 143:	Pollendiagramm des Riedbruchprofils MOR 205	LXXXII
Abbildung 144:	Pollendiagramm der Nichtbaumpollen des Johannenbruchprofils BIW 080	LXXXIII
Abbildung 145:	Pollendiagramm der Bäume und Sträucher des Johannenbruchprofils BIW 080 .	LXXXIV
Abbildung 146:	Diagramm der Großrestanalysen im nördlichen Kernbereich des Thierchbruchs (Hölzer 2018)	LXXXV
Abbildung 147:	Diagramm der Großrestanalysen im Kernbereich des Langbruchs	LXXXVI
Abbildung 148:	Quellbereich im südwestlichen Riedbruch als Beispiel einer quelligen Stelle	. LXXXVII
Abbildung 149:	Klüftiger Quarzit, aufgeschlossen an der Mörschieder Burr	LXXXVIII
Abbildung 150:	Klüftiger Quarzit; aufgeschlossen an der Mörschieder Burr mit periodischer Wasserführung	LXXXIX
Abbildung 151:	Entfichtungsmaßnahme im Thranenbruch im Oktober 2017	XC
Abbildung 152:	Überblick über einen Quellaustritt im Thranenbruch; das Wasser fließt etwa 40 m oberflächlich den Hang hinab bis es erneut versickert	XCI
Abbildung 153:	Quellbereich des Quellaustritts im Thranenbruch; der Quelltopf hat einen Durchmesser von etwa drei Meter	XCII
Abbildung 154:	Nahaufnahme des Quellaustritts im Thranenbruch; die grauen Färbungen sind mineralische Beimengungen des Quellwassers (Sande)	XCIII
Abbildung 155:	Geringelte Fichte im Nordwesten des Riedbruchs	XCIV
Abbildung 156:	Veränderung der Temperatur berechnet mit verschiedenen Modellrechnungen für den Naturraum Hunsrück	XCV
Abbildung 157:	Veränderung der Temperatur berechnet mit verschiedenen Modellrechnungen für den Naturraum Hunsrück	XCV
Abbildung 158:	Grafische Darstellung der Clausius-Clapeyron-Gleichung	XCVI

E Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Nationalparks Hunsrück-Hochwald	8
Tabelle 2:	Einstufung der Staunässe (Wechselfeuchte) am Beispiel von Buchen- und Fichtenbeständen im Rheinischen Schiefergebirge	11
Tabelle 3:	Physikalische und chemische Parameter des Bodenprofils BIW 080	35
Tabelle 4:	Physikalische und chemische Parameter des Bodenprofils MOR 204	37
Tabelle 5:	Physikalische und chemische Parameter des Bodenprofils MOR 206	. 40
Tabelle 6:	Gliederung verschiedener im Gelände anzutreffender Bodentypen zur Ansprache im Text	41
Tabelle 7:	Radiokohlenstoffalter ausgesuchter Großreste analysiert am Klaus-Tschira- Archäometrie-Zentrum	51
Tabelle 8:	Optisch stimulierte Lumineszenzalter von Sedimenten im Hangenden der Torfe analysiert am Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum	51
Tabelle 9:	Berechnung des statistischen Zusammenhangs bei variablen Niederschlägen (mm/h) und konstantem Zeitversatz von vier Stunden für den Pegel 6.2 im Palmbruch und das Kalenderjahr 2018	53
Tabelle 10:	Berechnung des statistischen Zusammenhangs bei konstantem Niederschlag (mm/h) und variablem Zeitversatz für den Pegel 6.2 im Palmbruch und das Kalenderjahr 2018	53
Tabelle 11:	Säure-Base-Stufen von Moorstandorten auf der Grundlage von pH- Wertmessungen in KCl-Lösung von Moorsubstraten	59
Tabelle 12:	Trophiestufen von Moorstandorten auf Grundlage des C/N-Verhältnisses	. 60
Tabelle 13:	Eigenschaften des hydrogenetischen Moortyps "Hangmoor"	62
Tabelle 14:	Eigenschaften des hydrogenetischen Moortyps "Quellmoor"	62

F Abkürzungsverzeichnis

¹⁴C-Altersdatierung Radiokohlenstoffdatierung des ¹⁴C-Isotops

¹⁴C-Alter Radiokohlenstoffalter des ¹⁴C-Isotops

bod. Kartierung bodenkundliche Kartierung

BKG Bundesamt für Kartographie und Geodäsie

BP Before Present (in Jahren; Bezugszeitpunkt ist das Jahr 1950 n. Chr.)

CaCl₂ Calciumchlorid

 $\mathsf{C}_{\mathsf{ges}}$ Gesamtkohlenstoff

cm Zentimeter

C_{org} organischer Kohlenstoff

DEM Digitales Höhenmodell (engl. digital elevation model)

dm Dezimeter

FAWF Landesforsten Rheinland-Pfalz, Zentralstelle der Forstverwaltung, Forschungs-

anstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft

g/cm³ Gramm pro Kubikzentimeter

GOF Geländeoberfläche

KCl Kaliumchlorid

KOH Kalilauge

LGB RLP Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

LVermGeo Landesamt für Vermessung und Geobasisinformationen Rheinland-Pfalz

m Meter

mg/l Milligramm pro Liter
mm/a Millimeter pro Jahr
mm/h Millimeter pro Stunde

μS/cm Mikrosiemens pro Zentimeter
m u. GOF Meter unter Geländeoberfläche

m ü. NN Meter über Normalnull

 $N_{_{ges}}$ Gesamtstickstoff

OSL Optisch stimulierte Lumineszenz

TK 25 Topografische Karte im Maßstab 1:25.000

TK 100 Topografische Karte im Maßstab 1:100.000

TRD Trockenrohdichte

v. h. Jahre vor heute (Bezugszeitpunkt ist das Jahr der Analyse)

1 Einleitung

Moore bedecken global drei Prozent der Geländeoberfläche und speichern dabei ein Drittel des terrestrischen Kohlenstoffs (Joosten & Clarke 2002, Parish et al. 2008). Als Kohlenstoffspeicher wurden Moore verstärkt in den Fokus der Forschung gerückt (Drösler et al. 2013). Sie wurden häufig für land- und forstwirtschaftliche Nutzung drainiert, um den Wasserspiegel abzusenken. Die Belüftung der Torfe führt zum Abbau organischer Substanz und zur Anreicherung von Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre (Succow & Joosten 2001). Dies trägt zum anthropogenen Treibhauseffekt bei. Daraus resultiert ein globaler Temperaturanstieg mit weiteren Auswirkungen wie Dürren, Überschwemmungen, Wirbelstürmen oder Waldbränden. Die Folgen des sich verändernden Klimas beeinträchtigen die menschliche Gesundheit und führen zu volkswirtschaftlichen Schäden. Natürliche Ökosysteme können irreversibel verändert und geschädigt werden (IPCC 2014).

Im südwestdeutschen Mittelgebirge Hunsrück gibt es eine Vielzahl von Hangquellmooren, die lokal als Hangbrücher angesprochen werden. Im 19. Jahrhundert begann deren forstliche Nutzung. Es wurden Entwässerungsgräben gezogen und die Baumart Fichte etabliert (König et al. 2014/2015). Solche als degradiert geltenden Hangbruchflächen werden mit unterschiedlichen Methoden renaturiert. Dazu zählen Grabenverschlüsse und Entfichtungsmaßnahmen (HOFFMANN 2017). Ein Aspekt für die Ausweisung des Nationalparks Hunsrück-Hochwald war die Biodiversitätsstrategie der Länder Rheinland-Pfalz und Saarland. Die Entwicklung der einzigartigen Wald- und Moorstandorte steht dabei im Vordergrund (Land Rheinland-Pfalz & Saarland 2014). Die Forschungen im Untersuchungsgebiet beschränkten sich meist auf Vegetationskartierungen, sodass viele wissenschaftliche Fragestellungen unbeantwortet blieben (REICHERT 1973). Somit fehlt eine wissenschaftliche Erklärung zur Entstehung, Verbreitung und der Funktionsweise der Hangbrücher, um künftige Entwicklungen (Moorwachstum oder -degradation) unter dem Aspekt des Klimawandels abschätzen zu können.

Im Rahmen des Forschungsprojektes "Moor-WaldBilanz" wurden hydrologische, pedologische und geobotanische Untersuchungen an ausgewählten Monitoringstandorten durchgeführt. Bei den hydrologischen Untersuchungen wurden die Hangbruchwasserstände mit Grundwasserpegeln gemessen. Die geoökologischen Begleitparameter pH-Wert, Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung wurden im monatlichen Turnus erfasst. Bei den pedologischen Untersuchungen wurden die Torfmächtigkeiten und die flächenhafte Ausdehnung der Hangbrücher mittels Bohrstockkartierung nach den Vorgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitung 5 (Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005) untersucht. An Profilgruben wurden geophysikalische und -chemische Bodenparameter wie pH-Wert oder Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte erfasst. Bei den geobotanischen Untersuchungen wurden die Torfe auf ihre botanische Zusammensetzung getrennt nach Pollen- und Großresten analysiert. Radiokohlenstoffdatierungen (14C-Altersdatierungen) wurden an geeigneten Großrestproben durchgeführt, um das Alter der Torfe zu ermitteln. Mittels optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) wurde das Alter des mineralischen Materials im Liegenden der Torfe untersucht.

Mit dem Zusammenführen der Erkenntnisse aus den hydrologischen, pedologischen und geobotanischen Untersuchungen sowie den Altersdatierungen kann eine Hypothese der Hangbruchgenese südwestdeutscher Mittelgebirgsmoore in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald aufgestellt werden. Damit werden Fragen zum Aufbau der Hangbrücher aus pedologischen und geobotanischen Aspekten, zur hydrologischen Funktionsweise, zu den Entstehungsbedingungen und zur zeitlichen Einordnung des Hangbruchwachstums beantwortet.

2 Theoretische Grundlagen

2.1 Naturräumliche Gliederung

Der Hunsrück ist die südwestliche Teilregion des Rheinischen Schiefergebirges und damit Teil der deutschen Mittelgebirge. Er erstreckt sich von der Saar im Westen bis zum Rhein im Osten. Im Norden begrenzt die Mosel den Hunsrück, im Süden die tektonische Störungszone im Übergang zum Saar-Nahe-Becken (LGB RLP 2005, vgl. Abb. 1). Für den Hunsrück charakteristisch sind die quarzitischen Höhenzüge mit den zwischengeschalteten Ton- und Schluffschiefern. In der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald erreichen zwei quarzitische Höhenzüge meist über 700 m ü. NN. Die höchste Erhebung stellt der Erbeskopf (816 m ü. NN) dar, welcher der höchste Berg in Rheinland-Pfalz ist. Die umliegenden Täler und Mulden aus leicht erodierbaren Schiefern erreichen 400 m bis 600 m ü. NN. Die Höhenzüge außerhalb des Nationalparks Hunsrück-Hochwald werden forstwirtschaftlich genutzt. In den Talund Muldenlagen wird vorzugsweise Grünlandnutzung und Ackerbau betrieben (LGB RLP 2005, REICHERT 1975). Eine detaillierte naturräumliche Gliederung des Nationalparks Hunsrück-Hochwald gibt König et al. (2014/2015).

2.2 Geologie und Tektonik

Die Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges lässt sich unter Berücksichtigung plattentektonischer Bewegungen bis in das Ordovizium und Silur rekonstruieren. Ausgangssituation war die Lage von Laurentia und Baltica im Norden und Gondwana im Süden. Dazwischen lagen die Mikrokontinente Avalonia und Armorica (vgl. Abb. 2). Diese drifteten schneller als Gondwana nach Norden. Im Silur kollidierte Avalonia mit Laurentia, sodass das Kaledonische Gebirge im heutigen Nordeuropa entstand (STAHR & BENDER 2007). Die Rumpffläche dieses Gebirges wird als Old-Red-Kontinent angesprochen. Im höheren Silur entwickelte sich im Süden von Avalonia eine Krustendehnung. Aus dieser ging der Rheinische Trog hervor, welcher der Westteil des Rhenoherzynischen Beckens ist. Das Rhenoherzynische Becken ist ein plattentektonisches Randbecken des Rheinischen Ozeans. Der Rheinische Trog

war etwa 300 km breit und stellte den Sedimentationsraum der devonischen Ablagerungen dar (RIBBERT 2010).

Im Devon kam es zu enormem Sedimenttransport aus dem Kaledonischen Gebirge im Norden. Dabei entstanden durch synsedimentäre Beckensenkungen Meeresablagerungen von bis zu 10 km Mächtigkeit. Im Süden des Rheinischen Troges wird die Deutsche Kristalline Schwelle vermutet, wovon ebenfalls Sedimente in den Rheinischen Trog akkumuliert wurden. Das Rheinische Becken war ein heterogener Sedimentationsraum, welcher von küstennahen Flachmeerbereichen mit sandigen Ablagerungen bis zu Tiefseebereichen mit tonig-schluffigen bis tonigen Ablagerungen geprägt war (LGB RLP 2010, LGB RLP 2005, MARTIN 1984).

Mit dem Übergang des Oberdevons zum Unterkarbon begann die Schließung des Rheinischen Troges aufgrund von Subduktionsprozessen. Gondwana driftete nach Norden und annektierte die zwischenliegenden Mikrokontinente Avalonia und Armorica mit Laurentia. Dadurch entstand der Superkontinent Pangäa. Im Karbon faltete die variszische Gebirgsbildung die Sedimente des Rheinischen Troges auf, wobei der Metamorphosegrad der Gesteine gering blieb. Daraus entstand das Rheinische Schiefergebirge. In Deutschland beeinflusste die variszische Gebirgsbildung den Raum nördlich der Alpen bis ins südliche Emsland (RIBBERT 2010, LGB RLP 2005).

Die aufgefalteten und geringmetamorphen Gesteine der devonischen Ablagerungen werden als Ton- und Schluffschiefer sowie als Übergänge von Sandsteinen zu Quarziten angesprochen. Durch den geringen Metamorphosegrad sind der Taunus- und Emsquarzit als quarzitische Sandsteine anzusprechen (LGB RLP 2005). Je nach Ablagerungsbedingungen kam es zu regional unterschiedlichen Ton- und Schluffschieferbildungen. Die Sedimente des Rheinischen Schiefergebirges sind aufgrund häufig homogener Sedimentpakete schwierig zu untergliedern. Quarziteinlagerungen und Fossilien, häufig Brachiopoden, dienen als Leithorizonte und biostratigraphische Marker (LGB RLP 2010, LGB RLP 2005). Die Ablagerungen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges sind zeitlich in das Unterdevon einzuordnen.

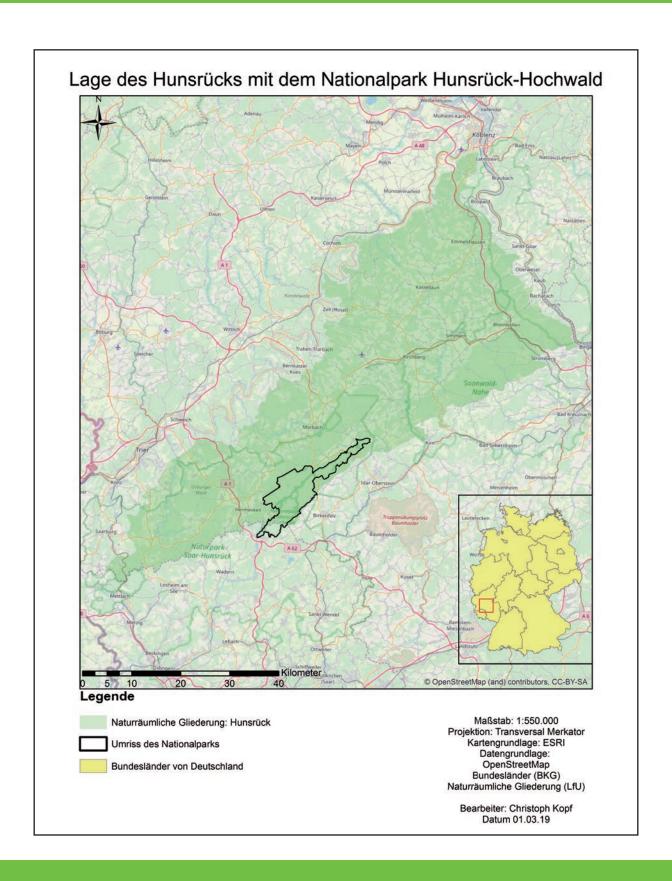


Abbildung 1: Lage des südwestdeutschen Mittelgebirges Hunsrück mit dem Nationalpark Hunsrück-Hochwald



Abbildung 2: Plattentektonische Konstellation im Paläozoikum (RIBBERT 2010)

Geologisch werden die Stufen Gedinne im Liegenden, Siegen und Ems im Hangenden unterschieden (RIBBERT 2010). Dabei wurden zur Zeit des Gedinnes die heutigen Bunten Schiefer abgelagert, des Siegens die Hermeskeilsandsteine sowie im jüngeren Siegen der Taunusquarzit und im Ems der Hunsrückschiefer (STAHR & BENDER 2007, vgl. Abb. 3).

Während der alpidischen Orogenese kam es aufgrund von tektonischen Krustenveränderungen zur weiteren Zerklüftung des Rheinischen Schiefergebirges. Dies ist anhand bruchhafter Verstellungen, Schollkippungen, Schichtenausfällen und der Bildung von Diskordanzen nachzuweisen (MARTIN 1984, RIBBERT 2010).

Unter warm-feuchtem Klima bildete sich im Mesozoikum und Alttertiär die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (Felix-Henningsen 1990). Tiefgreifende chemische Verwitterung der Gesteine führte zur Bildung von kaolinitischem Saprolit. Dieser unterlag einer hohen Stoffabfuhr basischer Kationen sowie von Eisen und Mangan, was zu einem geschätzten Masseverlust von etwa 25 bis 30 Gewichtsprozent führte. Der kaolinitische Saprolit wird häufig als "Graulehm" bezeichnet (Felix-Henningsen et al. 1991). Diese Standorte neigen zur Vernässung, wodurch sich der Bodentyp Pseudogley ausbildet (Stahr 2014).

Seit dem Pliozän erfährt das Rheinische Schiefergebirge eine En-Bloc-Hebung. Dies führt zu einer

stärkeren Tiefenerosion und Talbildung (RIBBERT 2010).

Im Quartär entwickelten sich die periglazialen Solifluktionsdecken (Fließerden) im Rheinischen Schiefergebirge. Zusammen mit angewehtem Löss bilden sie das Ausgangsubstrat der holozänen Bodenbildung. Im Holozän kam es zur Moorbildung in Hang- und Tallagen (vgl. LGB RLP 2005, vgl. Kap. 2.4).

2.3 Hydrogeologie

Der Hunsrück wird nach AD-HOC-ARBEITSGRUPPE Hydrogeologis (2016) der hydrogeologischen Teilregion des Paläozoikums des südlichen Rheinischen Schiefergebirges zugeordnet. Dieser Teilraum umfasst den Hunsrück, den Taunus und Teile des südlichen Westerwaldes. Es dominieren die Wechsellagerungen aus Ton- und Schluffschiefern mit Einschaltungen von Sandsteinlagen und mächtigeren Quarzitzügen. Das Gebiet wird den Grundwassergeringleitern zugeordnet, wobei in den tektonisch aufgelockerten Bereichen mäßige Durchlässigkeiten erreicht werden. Der Taunusquarzit stellt dabei den Hauptgrundwasserleiter dar. Dieser ist stark zerklüftet und wird als Kluftwasserspeicher angesprochen. Die Bildung der Klüfte und Trennfugen sind auf die tektonische Beanspruchung der variszischen und alpidischen Gebirgsbildung zurückzuführen (LGB RLP 2005). Es wird in Längs-, Quer- und

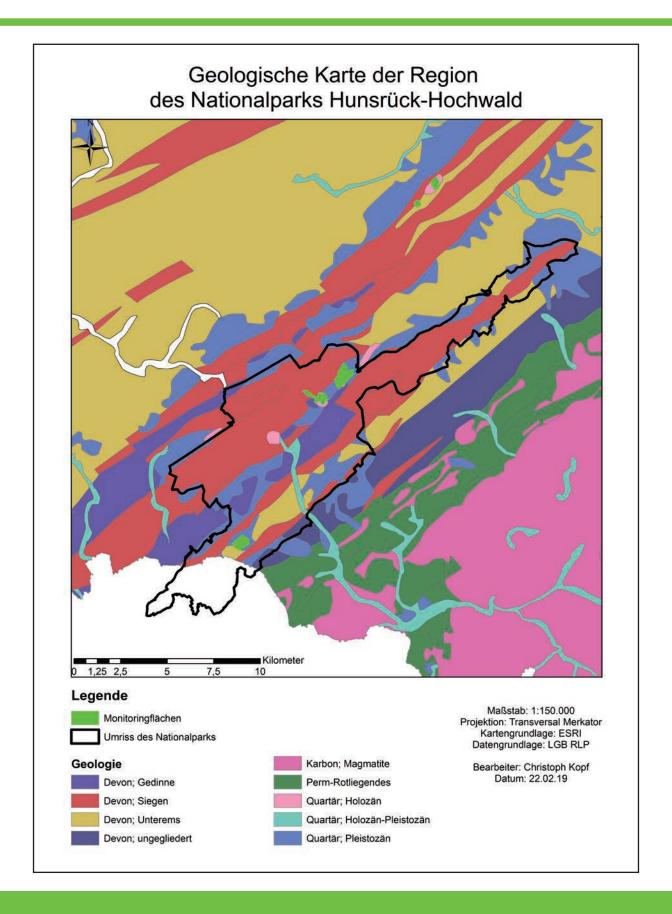


Abbildung 3: Geologische Karte der rheinland-pfälzischen Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald

Diagonalklüfte unterschieden. Diese können an der Geländeoberfläche bis zu 30 cm breit sein und nehmen in der Tiefe ab. Ab einer Tiefe von 100 Metern unter Geländeoberfläche (m u. GOF) im Quarzit und einer Tiefe von 60 m u. GOF im Schiefer reduziert sich das Kluftsystem stark. Die Klüfte haben an der Geländeoberfläche einen Abstand von wenigen Dekametern, selten wenigen Hundert Metern zueinander (MARTIN 1984).

Der überwiegende Anteil des Niederschlagswassers wird oberflächlich oder durch den Zwischenabfluss (engl. Interflow) abgeführt. Die Grundwasserneubildungsrate erreicht durchschnittlich etwa 80 mm/a (Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Hydro-GEOLOGIE 2016). Das hydrogeologische Teilgebiet wird daher trotz hoher Niederschläge als grundwasserarm bezeichnet (LGB RLP 2005). Dabei können gering durchlässige Solifluktionsdecken die Grundwasserneubildung bis in die Kammbereiche der Quarzitzüge beeinträchtigen (AD-нос-ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE 2016). Unter Waldvegetation ist die Grundwasserqualität meistens gut bis sehr gut. Das mangelnde Puffervermögen der geringmächtigen Bodenbedeckung lässt in den Kammbereichen massive Versauerungserscheinungen und hohe Schadstoffeinflüsse zu (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE 2016, LGB RLP 2010).

Die Trinkwasserversorgung wird durch eine Vielzahl von Gewinnungsanlagen lokal sichergestellt. Die Schüttung oberflächennaher Anlagen ist von der klimatischen Wasserbilanz, der Niederschlagsverteilung und der Hydrogeologie abhängig. Falls diese durch geringe Ergiebigkeit nicht ausreichen, müssen überregionale Versorgungslösungen, wie bspw. Talsperren, errichtet werden. Im Hunsrück dominiert die Trinkwassergewinnung durch Brunnen (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE 2016, LGB RLP 2005).

2.4 Böden

Die Ausgangssubstrate der mineralischen Bodenbildung der Mittelgebirgsböden sind auf pleistozäne Prozesse zurückzuführen. Auftau- und Gefrierprozesse sorgten mittels Solifluktion für die Bildung periglazialer Schuttdecken, die auch als Fließerden angesprochen werden. Bei trockenkaltem Klima konnten Stürme große Mengen Sand und Staub vor allem aus den umliegenden Flusstälern auswehen und an die Gebirgshänge verlagern (STAHR & BENDER 2007). Die Beschreibung mineralischer Mittelgebirgsböden erfolgt über die positionsgebundene Gliederung periglazialer Lagen. Es werden vier Lagen anhand des vertikalen Aufbaus der Böden unterschieden: die Basislage im Liegenden und die darüber folgenden Mittel-, Haupt- und Oberlage (AD-HOC-ARBEITS-GRUPPE BODEN 2005).

Die Basislage folgt auf das anstehende Gestein und bildet das unterste Glied der Vertikalabfolge. Sie besteht aus Gesteinsschutt des anstehenden Gesteins, welches durch Solifluktion hangabwärts floss. Hierfür wurde das Gestein durch Frostsprengung physikalisch verwittert. Es können mehrere Basislagen übereinander angetroffen werden. Die Basislage ist in der Regel lössfrei und wurde unter kühl-feuchtem Klima gebildet (AD-HOC-ARBEITS-GRUPPE BODEN 2005, STAHR 2014).

Die Mittellage folgt im Hangenden der Basislage. Sie wird durch einen Substratwechsel nach unten abgegrenzt, da sie einen hohen Anteil an Löss hat. Dabei ist der äolische Anteil meist höher als in der Hauptlage. Die Mittellage ist nur in erosionsgeschützten Positionen anzutreffen, ansonsten wurde sie solifluidal vermischt. Sie kann wie auch die Basislage mehrgliedrig aufgebaut sein (STAHR 2014).

Die Hauptlage ist ubiquitär verbreitet. Sie folgt im Hangenden der Mittellage. Charakteristisch ist der Lössanteil, der im unteren Bereich Beimengungen von Lacher-See-Tephra enthalten kann. Diese stammt vom Ausbruch des Lacher-See-Vulkans vor etwa 12.900 Jahren in der Eifel zur Zeit des Alleröds (STAHR 2014, STAHR & BENDER 2007). Die Hauptlage ist zur Zeit der Jüngeren Dryas, einem erneuten Kälteeinbruch, entstanden (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005). Sie hat eine auffällig verbreitete Mächtigkeit von 50 cm (± 20 cm), wobei die Bereiche am Oberhang steinreicher und geringmächtiger sind (STAHR 2014).

Die Oberlage ist im Hangenden der Hauptlage an exponierten Stellen ab einer Höhenstufe von etwa 700 m ü. NN anzutreffen. Sie besteht aus Gesteinsschuttmengen des Anstehenden und ist deshalb auf das Umfeld von Klippen und Felsdurchragungen beschränkt. Die Oberlage konnte bis in das beginnende Holozän entstehen. Umlagerungsprozesse während des Holozäns werden definitionsgemäß nicht der Oberlage zugeordnet (Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005, Stahr 2014, Stahr & Bender 2007).

Häufig anzutreffende mineralische Bodentypen der Mittelgebirgsregionen sind Ranker, Lockerbraun-, Parabraun- und Braunerden, Podsole sowie Gleye und Pseudogleye (STAHR 2014).

Hydromorphe Böden sind vom Grund- und Hangwasser beeinflusste Böden. Wegen der (zeitweiligen) Wassersättigung kommt es zu Sauerstoffmangel und reduktiven Verhältnissen, die Stofftransport vorzugsweise von Metallionen begünstigen. Es wird eine Vielzahl verschiedener Bodentypen unterschieden. Die Bekanntesten sind Pseudogleye, Gleye und Moore (Blume et al. 2010). Typisch für Gleye ist die Ausbildung eines Grundwasserschwankungshorizonts mit zeitweiser Belüftung (Go-Horizont) und eines unterlagernden stets grundwassergesättigten Horizonts (Gr-Horizont). Die Pseudogleye zeichnen sich durch einen wasserführenden Sw-Horizont und einen wasserstauenden Sd-Horizont aus. Durch zeitweisen lateralen Wasserfluss werden Metallionen wie Eisen und Mangan verlagert. Dies führt zur typischen Marmorierung dieser Böden. Der Stagnogley ist dem Pseudogley ähnlich. Durch den nahezu ganzjährigen lateralen Wasserfluss im Sew-Horizont werden Stoffe stärker mobilisiert. Mit der Zufuhr von sauerstoffreichem Grundwasser hat der Oxigley einen tiefgründigen Go-Horizont. Wenn der Wasserstand ganzjährig nahe der Geländeoberfläche anzutreffen ist, werden diese Böden als Nassgleye angesprochen. Diese gehen in Anmoorgleye und Moorgleye über, wenn organische Substanz akkumuliert wird. Sie unterscheiden sich in ihrem Anteil an organischer Substanz und sind unter 3 dm mächtig. Sie werden den mineralischen Böden zugeordnet. Sobald die Mächtigkeit der organischen Substanz über 3 dm steigt und deren Anteil über 15 % liegt, werden diese Böden als organische Böden angesprochen. Organische Böden sind Teil der Moorböden. Sie werden in Hoch- und Niedermoore unterteilt. Ausschlaggebend ist die Wasserspeisung. Hochmoore sind regenwassergespeist und werden als ombrogene Moore angesprochen. Niedermoore werden vom Grundwasser gespeist und werden

als topogene Moore bezeichnet (Blume et al. 2010).

Bodenuntersuchungen im westlichen Hunsrück wurden von Hoffmann (1957), Lehmann (1986) und Ruthsatz & Holz (1997) durchgeführt. Bei HOFFMANN (1957) lag der Fokus der Untersuchungen auf potenziellen Meliorationsmaßnahmen der Bruchflächen zur Etablierung der Fichte. Er stellte fest, dass der Hangwasserüberschuss zur Bildung eines mächtigen "Auflagehumus" führte. LEHMANN (1986) arbeitete im Naturschutzgebiet "Hangbrücher bei Morbach". Neben terrestrischen Böden wie Ranker oder Braunerden kartierte er semiterrestrische und organische Böden wie Pseudogleye, Gleye, Moorgleye, (reliktische) Niedermoore und Übergangsmoore. Ruthsatz & Holz (1997) führten bei ihren Untersuchungen zur Vegetation und zum Quellwasserchemismus begleitende Untersuchungen an Böden durch. Sie stellten fest, dass der Aufbau der Böden kleinräumig stark wechselt. Die Mächtigkeit der mineralischen Böden über anstehendem Quarzitschutt schwankte zwischen 50 cm und 100 cm. Die "Torfauflage" erreicht zwischen 25 cm und 70 cm, wobei stellenweise Torfmächtigkeiten über 100 cm gefunden wurden. In den Hangbruchbereichen fehlte im Liegenden des Torfes der Löss, sodass dieser direkt auf der Quarzitschuttdecke auflag.

Moore werden zur ökologischen Beurteilung der Nährstoffversorgung in fünf Stufen unterteilt. Diese reichen von oligotrophen Verhältnissen (nährstoffarm), mesotrophen Verhältnissen, eutrophen Verhältnissen (nährstoffreich), calcitrophen Verhältnissen (geogenbedingte hohe Basensättigung) bis polytrophen Verhältnissen (nährstoffüberlastet, durch bspw. landwirtschaftliche Stickstoffdüngung). Die Nährstoffverhältnisse determinieren die Pflanzengesellschaften und damit den Torfaufbau (Succow & Joosten 2001).

Moore werden wegen ihres Vorkommens in bestimmten Reliefpositionen, des Wasserdargebots und der hydrologischen Eigenschaften der Moorvegetation und Torfe in hydrologisch-genetische Moortypen unterschieden. Dazu zählen bspw. Auen-, Quell-, Hang-, Durchströmungs- oder Kesselmoore. Succow & Joosten (2001) haben zur Gliederung der Moortypen diesen typische Eigenschaften zugewiesen (Zeitz et al. 2005).

Torf als Substrat wird in Hoch-, Übergangs- und Niedermoortorf gegliedert. Grundlage für die Zuordnung ist die botanische Zusammensetzung des Torfes. Es werden die botanischen Torfarteneinheiten und die bodenkundlichen Torfartengruppen unterschieden. Dabei stellen die Torfartengruppen eine Zusammenführung der einzelnen Torfarteneinheiten und damit den erkennbaren Pflanzenresten dar. Hochmoortorfe bestehen ausschließlich aus Pflanzenresten von Hochmoorpflanzen. Diese wachsen auf ombrogenen Mooren und benötigen äußerst nährstoffarme Standorte. Bekannte Vertreter sind Heidekraut, Moosbeere, Scheidenwollgras oder Blasenbinse. Übergangsmoortorfe bestehen aus Pflanzenresten, die für ihr Wachstum nährstoffreicheres Grundwasser benötigen. Die Pflanzengesellschaften sind Zeiger

für basen- und nährstoffärmere Standorte. Daneben können auch vereinzelt Hochmoorpflanzen auftreten. Bekannte Vertreter sind Kiefer, Birke, Laubmoos- und Bleichmoosarten sowie Reste von Kräuterwurzeln. Niedermoortorfe bestehen aus Pflanzenresten, die für ihr Wachstum hohe Nährstoffansprüche haben. Es können nährstoffärmere Pflanzengesellschaften vertreten sein, allerdings keine Hochmoorpflanzengesellschaften. Typische Vertreter sind Erle, Schilfrohr oder Laubmoosarten (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005).

Die forstliche Standortskartierung gibt Hinweise auf die Verbreitung von Hangruchflächen im Untersuchungsgebiet in der Region des National parks Hunsrück-Hochwald. Bei der Erfassung der Substratreihen werden bodenkundliche Merkmale

Tabelle 1: Kartierte Substratreihen der forstlichen Standortskartierung in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald (Datenquelle: Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft, Abteilung 5 der Zentralstelle der Forstverwaltung von Landesforsten Rheinland-Pfalz)

Substratreihen in der Region des Nationalpark Hunsrück-Hochwald	Ansprache im Text		
Hangbrücher	Grund-/Staunässestufen, differenziert in g5/s5 und g6/s6		
Hydromorphe Schuttlehme aus Quarzitsaprolithen des Devons			
Hydromorphe Schuttlehme aus Sandsteinsaprolithen des Devons	Hydromorphe mineralische Böden des Devons		
Hydromorphe Schuttlehme über Quarzitsaprolithlehmen des Devons			
Hydromorphe braune Decklehme über Quarzitsaprolithen des Devons			
Hydromorphe braune Decklehme über Sandsteinsaprolithen des Devons			
Quarzitschuttlehme des Devons			
Arme Quarzitschuttlehme des Devons			
Arme Schuttlehme aus Sandstein des Devons			
Braune Decklehme über Quarziten des Devons	Mineralische Böden des Devons		
Braune Decklehme über Quarzitsaprolithen des Devons			
Braune Decklehme über Sandsteinsaprolithen des Devons			

mit dem Ausgangsmaterial und das anstehende Gestein angesprochen. Die Ansprache erfolgt bis 1,2 m u. GOF. Substrate mit ähnlichen Merkmalen (Bsp. Bodenart) werden zusammengefasst. Bodenkundliche Horizontierungen bleiben weitgehend unberücksichtigt (Arbeitskreis Standortskartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung 1996). Die im Untersuchungsgebiet anzutreffenden Substratreihen wurden nach Tab. 1 klassifiziert.

2.5 Historische Nutzung der Wälder in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald

Im Hunsrück ist die anthropogene Nutzung des Gebietes über Siedlungsreste bis zu den Kelten nachzuvollziehen. Die bekanntesten Siedlungsreste sind der keltische Ringwall bei Otzenhausen und das ehemalige römische Militärlager bei Hinzerath. Das Lager diente als Zwischenstopp auf der West-Ost-Versorgungsroute zwischen Trier und Mainz (König et al. 2014/2015). Im ausgehenden Mittelalter kam es zur Devastierung der Wälder, da große Holzmengen für die Köhlerei und Eisenindustrie gebraucht wurden. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts begann die Entwässerung der nassen Bereiche im Hunsrück, die heute als potenzielle Hangbruchstandorte angesprochen werden. Ziel war die Etablierung der Fichte auf diesen Nassstandorten (König et al. 2014/2015). Seit Ende des 20. Jahrhunderts werden potenzielle Hangbruchstandorte renaturiert (RUTHSATZ 1999). Mit der Gründung des Nationalparks Hunsrück-Hochwald im Jahr 2015 wurden etwa 10.000 ha Fläche unter Schutz gestellt. Mit dem EU-LIFE-Projekt "Hangmoore im Hochwald" werden Renaturierungsmaßnahmen am Südhang des Erbeskopfes ergriffen (SNU RLP 2019a).

Auf den Hangbruchflächen dominieren heute die Baumarten Fichte (*Picea abies* l.), Moorbirke (*Betula pubescens*) und Erle (*Alnus glutinosa*; König et al. 2014/2015). Die Vegetation setzt sich aus verschiedenen Niedermoorpflanzengesellschaften und Störungszeigern zusammen. Kleinflächig sind für Hochmoore typische Artenkombinationen anzutreffen (Ruthsatz & Holz 1997). Hölzer (2015) untersuchte die Torfmoose, welche

überwiegend den Mineralbodenwasserzeigern zuzuordnen sind.

2.6 Klima

Das Klima entspricht nach der globalen Klassifikation von Köppen-Geiger dem Klimatyp Cfb, welches als gemäßigtes Klima ohne trockene Saison mit warmen Sommern angesprochen wird (KOTTEK et al. 2006, PEEL et al. 2007). Mit der forstlichen Standortskartierung werden weitere Regionalklimata in Wärmestufen unterschieden (BLUME et al. 2010). Die quarzitischen Höhenzüge des Hunsrücks werden der montanen Stufe zugeordnet. Die Tal- und Muldenlagen werden der submontanen Stufe zugeordnet. Die Bachniederungen im Übergang zu den umliegenden Naturräumen des Moseltals und des Saar-Nahe-Beckens werden der kollinen Stufe zugeordnet (Datenquelle: Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft, Abteilung 5 der Zentralstelle der Forstverwaltung von Landesforsten Rheinland-Pfalz). Repräsentative meteorologische Messungen der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald erfassen die Klimastationen Hüttgeswasen, Hermeskeil und Leisel (vgl. Abb. 4, 42 und 43). Die Stationen Hermeskeil und Leisel wurden im Jahr 1988 in Betrieb genommen, sodass ein 30-jähriges klimatologisches Mittel angegeben werden kann. Die Station Hüttgeswasen erfasst seit dem Spätjahr 2012 die Parameter Temperatur und Niederschlag. Das klimatologische Mittel (Jahresdurchschnittstemperatur, Jahresniederschlagssumme) der Station Hermeskeil (1989 bis 2018) beträgt 7,1 °C und 1123 mm. Das klimatologische Mittel der Station Leisel (1989 bis 2018) beträgt 8,3 °C und 1030 mm. Die meteorologischen Kennwerte der Station Hüttgeswasen (2013 bis 2018) betragen 7,9 °C und 1010 mm. Im Norden des Hunsrückkammes wird eine weitere Klimastation seit den späten 1930er Jahren in Deuselbach betrieben (Temperatur- und Niederschlagsmessungen). Das klimatologische Mittel (1961 bis 1990) beträgt 7,9 °C und 815 mm (vgl. Abb. 44). Wegen des etwa 20 Prozent geringeren Niederschlags wird diese Station für das Untersuchungsgebiet der Hunsrückhöhenzüge als nicht repräsentativ eingestuft.

Die langjährigen meteorologischen Kennwerte der vier Klimastationen zeigen ein ganzjährig humides Klima. Eine Ausnahme ist der Sommer 2018 der Station Hermeskeil. Die Monate Juli, August und September sind als arid zu bezeichnen, wobei der September mit 2 mm Niederschlag im Vergleich zum langjährigen Mittel von 81 mm Niederschlag äußerst trocken war.

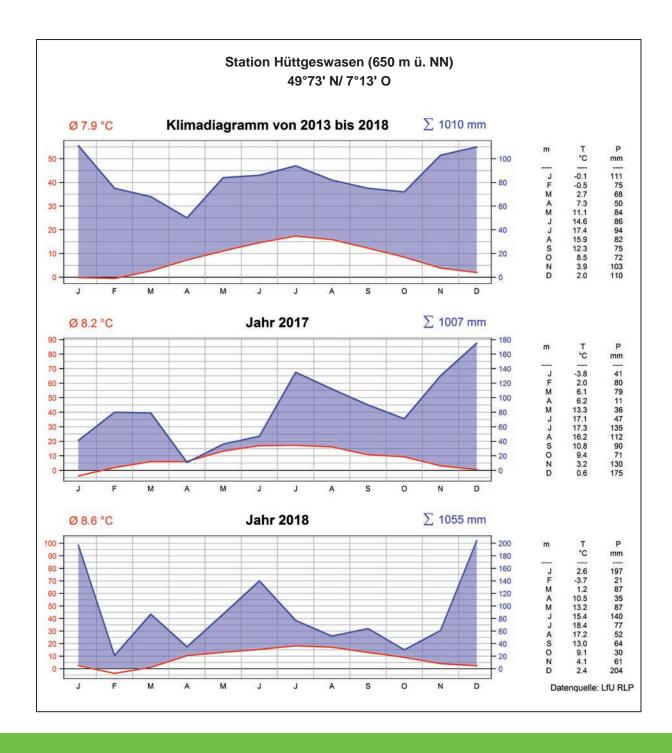


Abbildung 4: Meteorologische Kennwerte der Station Hüttgeswasen (Entwurf C. Kopf)

3 Material und Methoden

Das Untersuchungsgebiet liegt im westlichen Teil des Hunsrücks in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald. Es wurden sechs Monitoringstandorte anhand bereits vorhandener Informationen und Geländebegehungen ausgewählt (vgl. Abb. 5 bis 15). Zu den Kriterien gehörten die potenzielle Torfverbreitung, abgeleitet von den "Staunässestufen" (vgl. Tab. 2), welche aus der Standortskartierung von Hoffmann (1957) hervorgehen, die aktuelle Bestockung, anthropogene Überprägungen und Eingriffe zur Renaturierung. Die Grund- und Staunässestufen g5 und s5 zeigen eine potenzielle Torfmächtigkeit zwischen 10 cm und 30 cm. Die Grund- und Staunässestufen g6 und s6 zeigen eine potenzielle Torfmächtigkeit über 30 cm. Die übrigen Grund- und Staunässestufen g1/s1 bis g4/s4 zeigen hydromorphe mineralische Böden, wobei das Stauwasser in unterschiedlicher Tiefe unter GOF anzutreffen ist (vgl. Tab. 2). Diese Informationen werden durch die Substratreihen komplementiert. Die Substratreihen werden in hydromorphe mineralische Böden und mineralische Böden zusammengefasst (vgl. Tab. 1). Die aktuelle Bestockung wurde bei den Geländebegehungen ermittelt. Auf den Monitoringflächen dominieren Fichten (Picea abies l.) und Moorbirken (Betula pubescens), vereinzelt sind Erlen (Alnus glutinosa) anzutreffen. Buchen (Fagus sylvatica) sind im Übergang zu trockeneren Standorten vertreten (Datenquelle: Strategische Planung und Serviceleistung (Forsteinrichtung), Abteilung 4 der Zentralstelle der Forstverwaltung von Landesforsten Rheinland-Pfalz).

Tabelle 2: Einstufung der Staunässe (Wechselfeuchte) am Beispiel von Buchen- und Fichtenbeständen im Rheinischen Schiefergebirge (Arbeitskreis Standortskartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung 1996, gekürzt)

Staunässe-/ Wechselfeuchtestufe		Humus im Oberboden bis ca. 0-2 dm u. GOF	Stauwasserstand in cm u. GOF		Dauer des mittleren scheinbaren Stauwasser- höchststandes während der Vegetationszeit in Tagen
Bezeichnung	Kurz- zeichen		mittlerer	maximaler	
sehr tief sitzende Staunässe	S	keine durch Staunässe bedingten Merkmale	> 120	80	0
tief sitzende Staunässe	SO	keine durch Staunässe bedingten Merkmale	120 - 80	60	< 7
sehr schwach staunass/ wechselfeucht	S1	kein erhöhter Humusgehalt gegenüber vergleichbaren Böden	80 - 60	40	< 20
schwach staunass/ wechselfeucht	S2	schwach erhöhter Humusgehalt gegenüber vergleichbaren Böden	60 - 40	30	> 20 < 45
mittel staunass/ wechselfeucht	S3	erhöhter Humusgehalt gegenüber vergleichbaren Böden	40 - 20	10	> 45 < 120
stark staunass/ wechselfeucht	S4	stark erhöhter Humusgehalt ge- genüber vergleichbaren Böden Of-Oh/(H) < 10 cm	20 - 10	< 10	> 120
sehr stark staunass/ wechselnass	S 5	sehr stark erhöhter Humusgehalt gegenüber vergleichbaren Böden Of-Oh/H ≥ 10 cm - 30 cm	20 - 10	0	> 210
äußerst staunass	S6	torfig bis anmoorig, weitgehend reduziert; Of-Oh/H > 30 cm	20 - 10	0	> 300

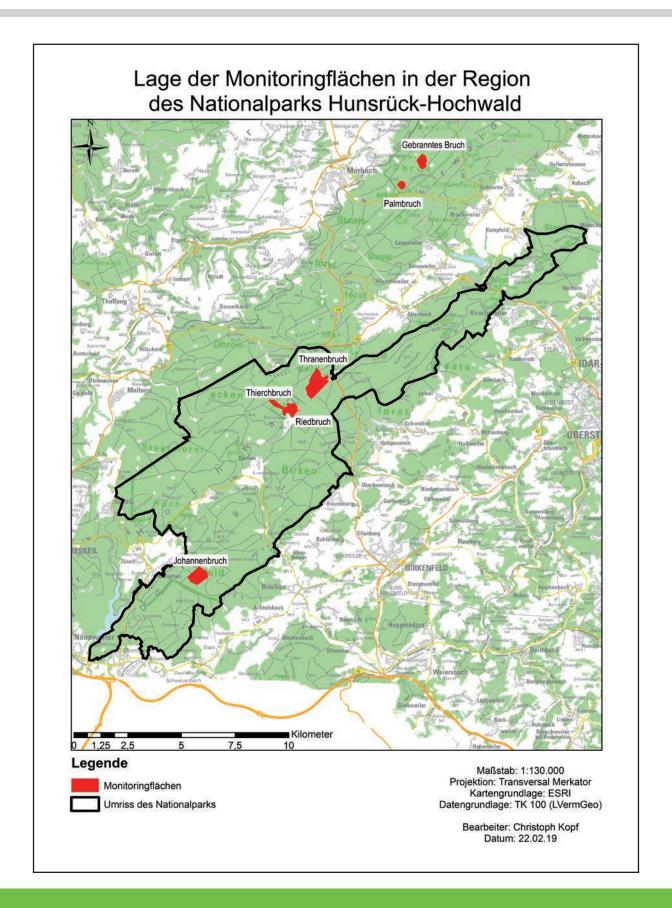


Abbildung 5: Lage der Monitoringflächen in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald

Zu den anthropogenen Überprägungen gehören Grabenbau, Drainagen, Brunnenanlagen und Wegebau mit Wegebegleitgräben. Einige mit Fichten bestockte Bruchstandorte in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald wurden gekalkt. Es wurde die Verwendung mit bis zu 40 % reichem Dolomitgesteinsmehl (MgCO₂) empfohlen. Die Aufwandmenge betrug drei Tonnen pro Hektar. Die Maßnahmenplanung zu (Versuchs-) Kalkungen werden von der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft in Trippstadt begleitet (Schüler & Eisenbarth 2004, Schüler 1989). Als Renaturierungseingriffe werden nach HOFFMANN (2017) (großflächige) Fichtenentnahme als Waldumbaumaßnahme, Grabenverschlüsse und Wegerückbau bezeichnet.

Die Festlegung der Messpunkte und der Einbau der Messinstrumente richtete sich nach dem Vernässungsgrad der Flächen. Mit dem Multiparametermessgerät wurden Informationen zu den ökologischen Begleitparametern in den Hangbrüchern bei den Hanggrundwasserpegeln, den daran angrenzenden Gräben oder Bächen und den jeweiligen Wasserausläufen der Monitoringstandorte erfasst. Die endgültige Flächenbegrenzung der Monitoringstandorte resultierte aus der bodenkundlichen Kartierung mit dem Fokus auf das Ziel des Projektes "MoorWaldBilanz". Dieses lag in der Erfassung der Kohlenstoffvorräte der Hangbrücher, die über die terrestrischen Kohlenstoffvorräte hinausgehen.

3.1 Monitoringstandorte

Johannenbruch

Das Johannenbruch liegt im Südosten der Gemeinde Neuhütten im Nationalpark Hunsrück-Hochwald. Die Staunässestufen zeigen eine potenzielle geringmächtige Vermoorung (s5) im Nordosten der Fläche (vgl. Abb. 7). Die Substratreihen liegen für dieses Teilgebiet nicht vor. Die Fläche ist überwiegend mit Fichte bestockt. Im nördlichen Untersuchungsgebiet oberhalb der potenziellen Hangbruchfläche befinden sich Buchen auf trockenen Standorten. Auf nassen Standorten wurden neben Fichten auch Erlen gepflanzt. Auf Teilflächen, die zu starker Vernässung neigen, sind

intensive Grabensysteme festzustellen (Abb. 6 und 8).

Das Untersuchungsgebiet des Johannenbruchs wurde bis auf eine kleine Ausnahme im Nordwesten zwischen 1984 und 1999 einmal gekalkt (vgl. Abb. 45 und 46). Es fanden keine Waldumbaumaßnahmen oder Grabenverschlüsse im Johannenbruch statt.

Riedbruch

Das Riedbruch liegt am südlichen Erbeskopfhang bei der Gemeinde Thranenweiher im Nationalpark Hunsrück-Hochwald (vgl. Abb. 9). Zur Untersuchung des Riedbruchs wurde sich auf den östlichen Teil konzentriert, da das Riedbruch durch Wegebau und Teichanlagen anthropogen zerschnitten und überprägt ist. Das südöstliche Teilgebiet wurde wegen der nahezu baumfreien Vegetation als besonders interessant eingestuft (vgl. Abb. 10). Die Staunässestufen zeigen eine im östlichen Teil große vermoorte fast zusammenhängende Fläche mit potenziellen Torfmächtigkeiten über 30 cm. Unter Einbezug der Substratreihen wird eine hohe Heterogenität des Monitoringstandortes und seinen angrenzenden Flächen deutlich. Die Bestockung wechselt von baumfrei auf nassen Standorten zu Moorbirkenoder Fichtenbeständen auf örtlich trockeneren Standorten hydromorph mineralischer Böden (vgl. Abb. 10). Das Riedbruch ist durchzogen von Waldwegen und Rückegassen, die im östlichen Teil weitgehend sich selbst überlassen wurden. Teilflächen im Nordosten und Westen wurden im Zeitraum zwischen 1984 und 1999 einmal gekalkt (vgl. Abb. 47 und 48). Im Riedbruch wurde im Zuge des EU-LIFE-Projektes "Hangmoore im Hochwald" (SNU RLP 2019a) das südliche Teilgebiet mit der Kahlschlagmethode entfichtet. Im westlichen Riedbruch wurden jüngere Fichten herausgezogen und ältere Fichten geringelt (vgl. Abb. 155). Grabenverschlüsse konzentrierten sich auf den südlichen Teil.



Abbildung 6: Entwässerungsgraben in der s5-Fläche des Johannenbruchs beim Pegel 1.1 (Messstelle des Multiparametermessgerätes 12) in Blickrichtung Süden (Foto: KOPF)

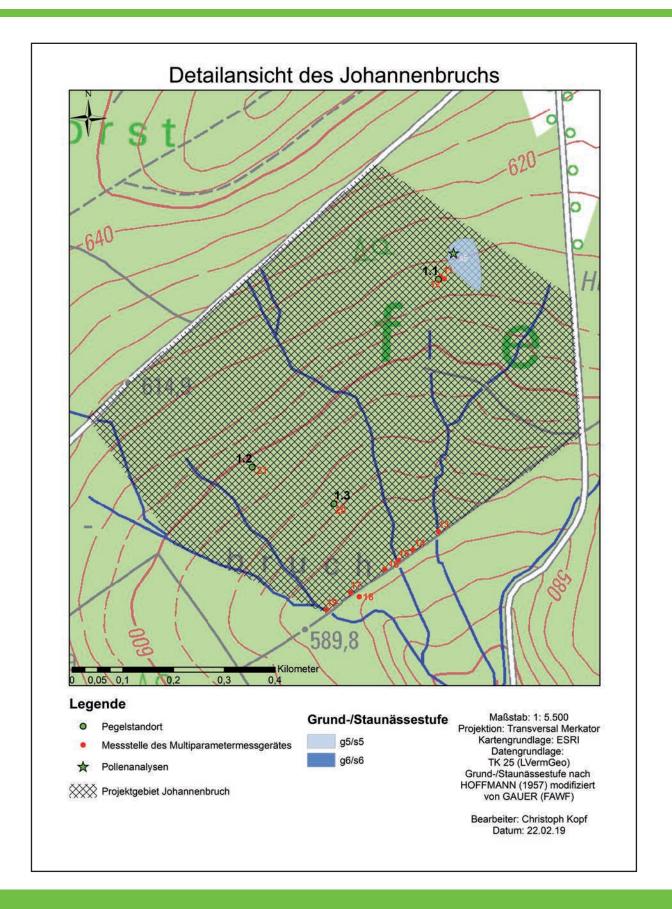
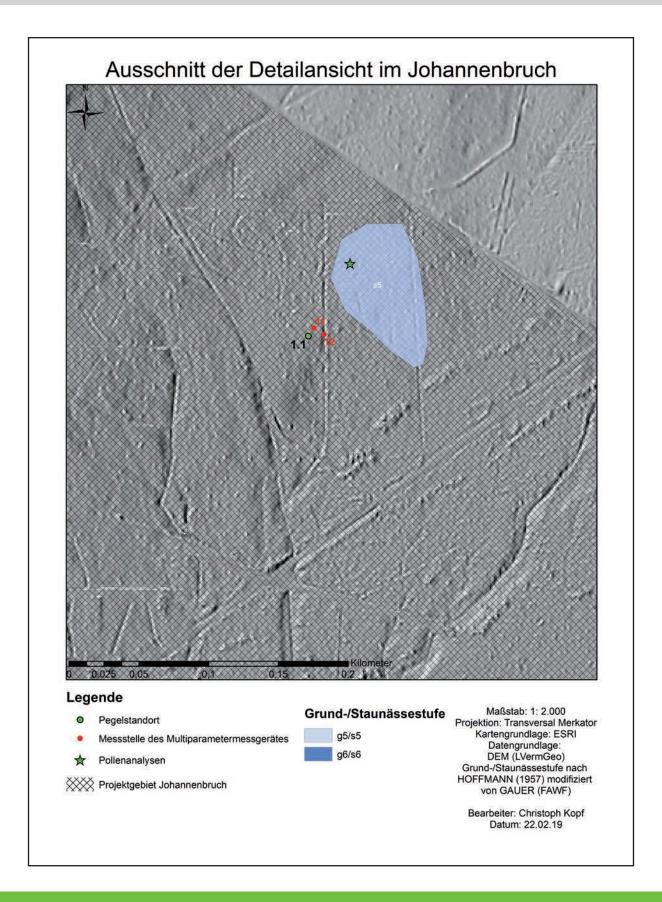


Abbildung 7: Detailansicht der Monitoringfläche Johannenbruch



bbildung 8: Ausschnitt der nordwestlichen Monitoringfläche Johannenbruch; das hinterlegte Digitale Höhenmodell offenbart das dichte Graben- und Wegenetz

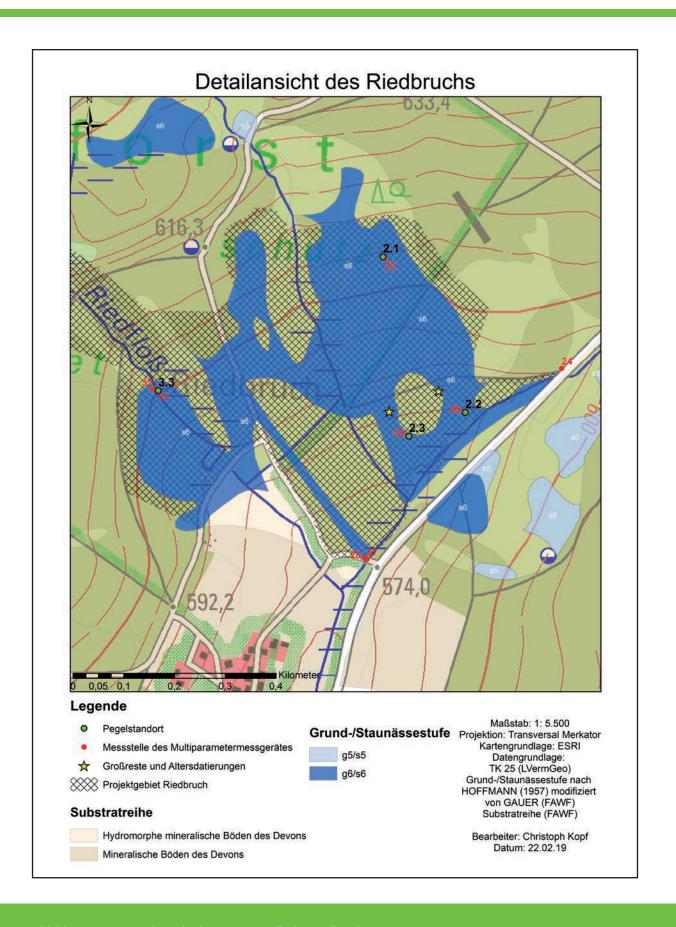


Abbildung 9: Detailansicht der Monitoringfläche Riedbruch



Abbildung 10: Nahezu baumfreie Hangbruchfläche im südlichen Riedbruch (Foto: Kopf)

Thierchbruch

Das Thierchbruch liegt am südlichen Erbeskopfhang oberhalb des Riedbruchs bei der Gemeinde Thranenweiher im Nationalpark Hunsrück-Hochwald (vgl. Abb. 12). Die Staunässestufen zeigen eine potenzielle Torfmächtigkeit über 30 cm. Angrenzend gehen die Torfmächtigkeiten auf unter 30 cm zurück. Die Substratreihen zeigen kleinräumige Übergänge zwischen mineralischen, hydromorph mineralischen und potenziell organischen Böden. Das Thierchbruch ist mit Sitkafichte bestockt. Im nördlichen Kerngebiet sind kleine baumfreie Flächen zu finden. Es wurden zwei Gräben angelegt, die das Riedfloß speisen. Das Thierchbruch wurde im Zeitraum zwischen 1984 und 1999 einmal gekalkt (vgl. Abb. 47 und 48).

Die beiden Gräben wurden oberhalb der Messstelle der ID 37 verschlossen (vgl. Abb. 11). Es fanden keine Waldumbaumaßnahmen oberhalb des Weges an den Messstandorten statt. Aufgrund der kleinflächigen Vermoorung des Thierchbruchs wurden zwei Pegeln in der Kernfläche installiert. Der dritte Pegel wurde im unterhalb liegenden beginnenden westlichen Riedbruch installiert, da hydrologische Zusammenhänge vermutet wurden.



Abbildung 11: Grabenverschluss im Thierchbruch mit Holzpalisaden, Grabenverfüllung mit einem Sägemehl-Holzhackschnitzel-Gemisch und anschließender Bepflanzung mit Binsen und Torfmoosen (Foto: Kopf)

Thranenbruch

Das Thranenbruch liegt am südlichen Erbeskopfhang nordwestlich des Riedbruchs zwischen den Gemeinden Thranenweiher und Hüttgeswasen im Nationalpark Hunsrück-Hochwald (vgl. Abb. 13). Die Staunässestufen zeigen einen zentralen potenziellen Torfkörper mit über 30 cm Mächtigkeit. Dieser geht hangaufwärts in potenzielle Torfmächtigkeiten zwischen 10 cm und 30 cm über. Die Substratreihen zeigen diffuse Übergänge der organischen Böden zu hydromorph mineralischen Böden. Das Thranenbruch ist mit Fichte bestockt. Im nördlichen Teilgebiet befindet sich ein Moorbirkenbestand. Die Fläche ist mit einem

intensiven Grabennetz durchzogen. Das östliche Teilgebiet wurde zwischen 1984 und 1999 einmal gekalkt. Das westliche Teilgebiet wurde im Jahr 2002 ein zweites Mal gekalkt (vgl. Abb. 47 und 48). Es werden über das EU-LIFE-Projekt "Hangmoore im Hochwald" Gräben verschlossen. Zusätzlich wurde der Fichtenbestand per Kahlschlag entnommen (vgl. Abb. 151). Das Untersuchungsgebiet wurde auf die nördliche Straßenseite der Kreisstraße 49 beschränkt.

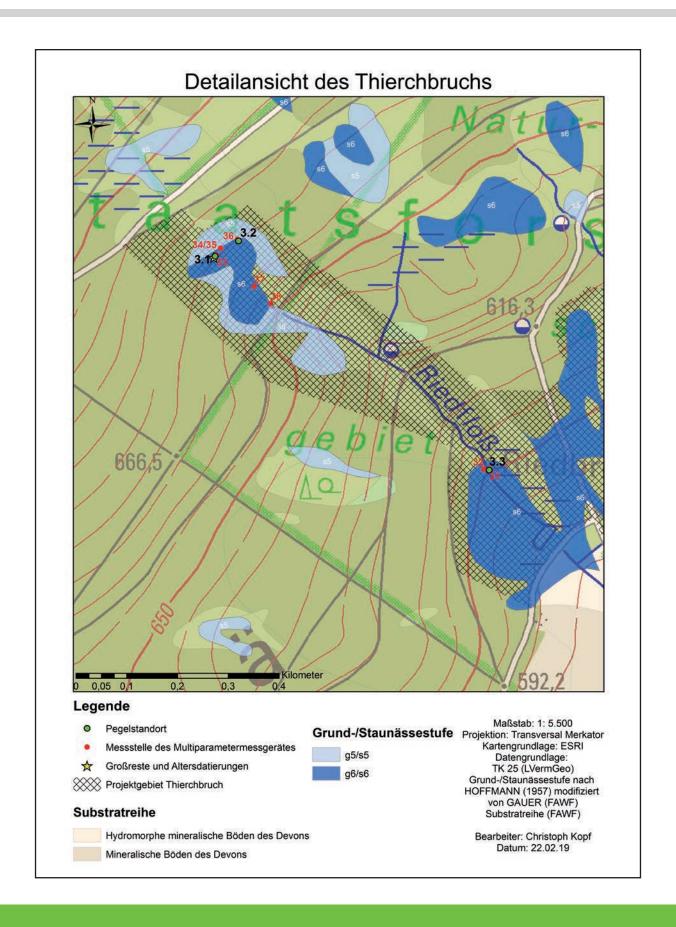


Abbildung 12: Detailansicht der Monitoringfläche Thierchbruch

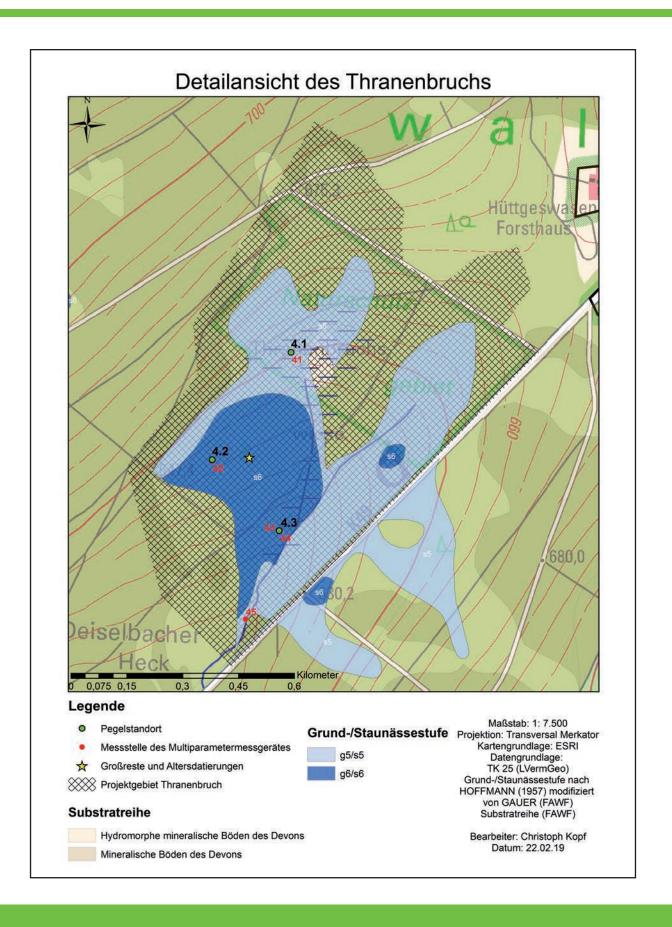


Abbildung 13: Detailansicht der Monitoringfläche Thranenbruch

Gebranntes Bruch

Das Gebranntes Bruch liegt östlich der Gemeinde Morbach und ist Teil des Naturschutzgebietes "Hangbrücher bei Morbach". Die Staunässestufen zeigen einen zentralen potenziellen Torfkörper mit über 30 cm Mächtigkeit (vgl. Abb. 14). Zusätzlich gibt es eine weitere kleine s6-Fläche im Norden des potenziellen Hangbruchzentrums. An den Kernbereich grenzen potenzielle geringmächtige Torfkörper oder hydromorphe mineralische Böden, die in mineralische Böden übergehen. Die Fläche ist mit Moorbirke bestockt. In Übergangsbereichen sind Fichten und auf trockenen Rippen Buchen zu finden. Im Gebranntes Bruch sind Gräben in Falllinie des Hanges zu finden. Im Einzugsgebiet wird Trinkwasser über Quellfassungen gewonnen (Münch & Dittrich 2001). Die Fläche wurde nicht gekalkt (vgl. Abb. 49 und 50). Im Zuge des EU-LIFE-Projektes "Moore" wurden Gräben verschlossen und Baumbestände im nördlichen Unterhang entnommen (SNU RLP 2019b, SNU RLP 2019c). Die Monitoringfläche wurde auf das östliche obere Gebranntes Bruch zwischen zwei hangparallelen Waldwegen beschränkt.

Palmbruch

Das Palmbruch liegt östlich der Gemeinde Morbach und ist Teil des Naturschutzgebietes "Hangbrücher bei Morbach" und ist zusätzlich waldrechtlich als Naturwaldreservat ausgewiesen (vgl. Abb. 15). Im Norden grenzt das Palmbruch an das wenige Dekameter entfernt liegende Oberschockelbruch. Die Staunässestufen dokumentieren einen potenziellen Torfkörper mit 10 cm bis 30 cm Mächtigkeit. Die Substratreihen zeigen einen raschen Übergang zwischen trockenen mineralischen Böden zu Fläche s5/g5-Staunässestufen. Am Hangfuß des Palmbruchs gehen die potenziell torfhaltigen Flächen in großflächige hydromorphe mineralische Böden über. Das Palmbruch ist mit Moorbirke bestockt. Die Fläche wurde nicht gekalkt (vgl. Abb. 49 und 50). Ehemalige Gräben/ Bäche wurden in den 1990er Jahren verschlossen (RUTHSATZ & HOLZ 1997).

3.2 Messinstrumente und Analysen

Zur Erfassung des Hanggrundwasserstandes der Hangbrücher wurden jeweils drei Grundwasserpegelsonden der Firma Ott "Ott ecolog 500" pro Fläche eingebaut. Hintergrundinformationen zum Einbau ergaben sich aus den Staunässestufen, welche auf die Standortskartierung von Hoffmann (1957) zurückgehen, die Torfmächtigkeit vor Ort mittels Bohrstockbeprobung und die Einschätzung zu hydrologischen Zusammenhängen im Gelände, um Pegelwasserstände zu charakteristischen Teilflächen zu erheben.

Die Hanggrundwasserpegel wurden in PVC-Brunnenausbaumaterial installiert. Für den Einbau dieser Rohre wurde ein passgenaues Bohrloch bis auf den mineralischen Untergrund vorgebohrt. Somit wurde sichergestellt, dass die Pegel das Hangzugwasser erfassen und sich nicht durch ihr Eigengewicht weiter in den Torf absenken können. Die Pegel wurden in ein geschlitztes PVC-Rohr eingesetzt. Bei größeren Bohrtiefen über 50 cm wurde gemäß den Empfehlungen des Herstellers ein zweites Vollrohr ohne Schlitzung aufgesetzt, sodass die Kommunikationseinheit des Pegels zur Datenfernübertragung dauerhaft über den Hochwasserstand hinausragt.

Mit dem Multiparametermessgerät WTW 3630 IDS der Firma WTW wurde nahezu monatlich von Mai 2017 bis März 2019 pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und die Sauerstoffsättigung vor Ort gemessen. Die Empfehlungen des Herstellers zur Wartung und Kalibration des Messgerätes wurden eingehalten.

Die Auswertung der Hanggrundwassermessungen, der Ergebnisse des Multiparametermessgerätes, der meteorologischen Daten sowie die Erstellung von Abbildungen zur Charakterisierung der Torfhorizonte erfolgte mit dem Statistikprogramm R, Version 3.4.3 unter Verwendung der Packages "berryfunction", "tidyr" und "climatol" (R Core Team 2017). Die Ergebnisse der Hanggrundwassermessungen werden graphisch dargestellt, indem der stündliche Wasserstand als Linie und der stündliche Niederschlag als Balken geplottet werden. Der Bodenaufbau (Profilaufbau) an den Pegeln wurde mittels Bohrstock dokumentiert, sodass der Aufbau des örtlichen Bodens in den Diagrammen als Torf, fAa/fAh-Horizont und

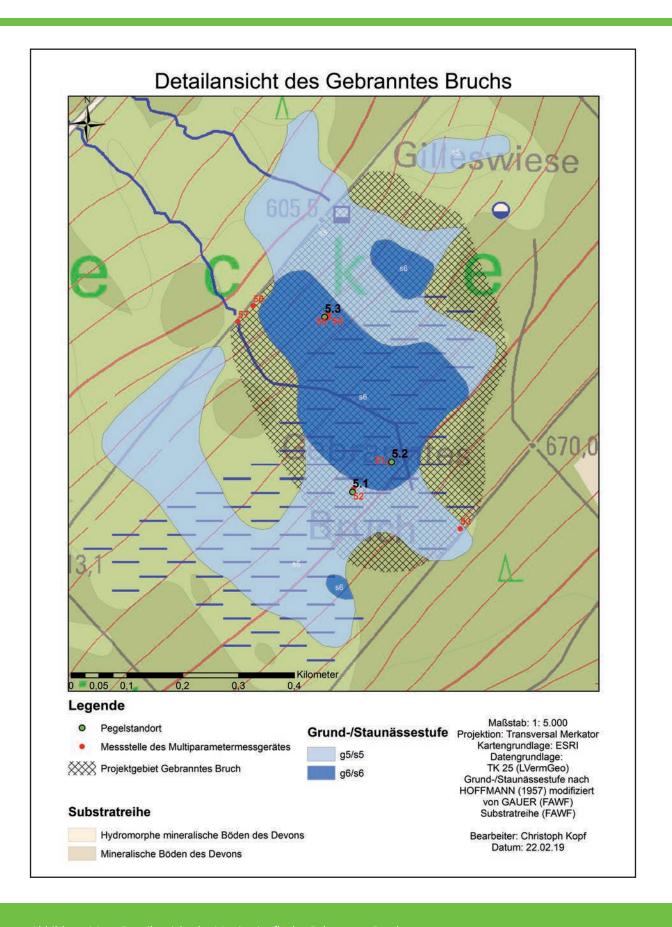


Abbildung 14: Detailansicht der Monitoringfläche Gebranntes Bruch

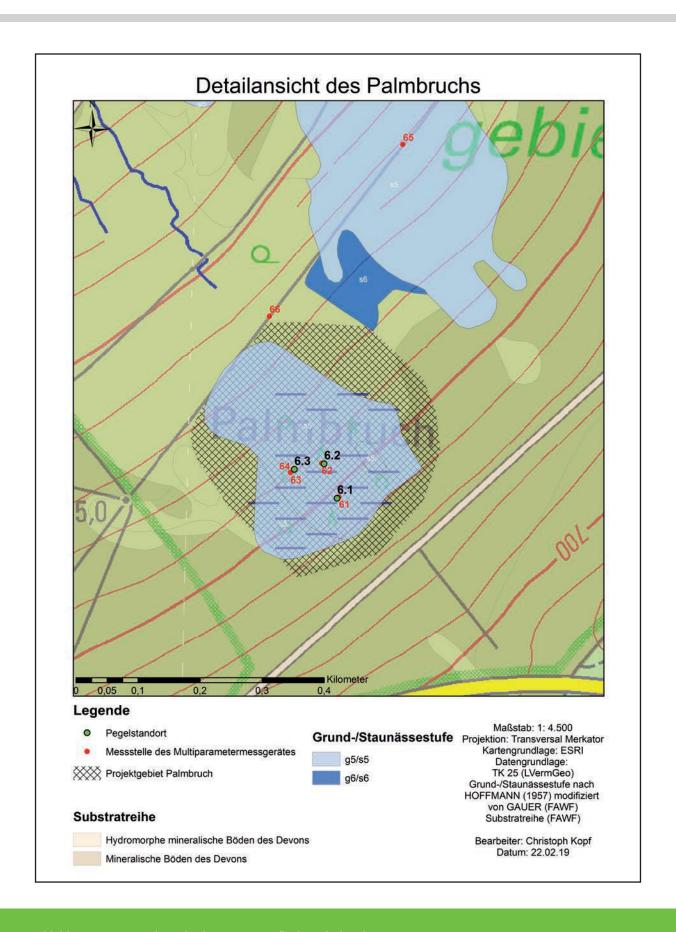


Abbildung 15: Detailansicht der Monitoringfläche Palmbruch

mineralischer Untergrund (periglaziale Schuttdecke) dargestellt werden kann. Die Einbautiefen der Pegel erreichen den mineralischen Untergrund oder sitzen diesem bspw. wegen großer Steine auf. Daher kann bei den graphischen Darstellungen der mineralische Untergrund fehlen. Die Ergebnisse des Multiparametermessgerätes werden mittels Box-Whisker-Plots (Kastengrafik) dargestellt. Die "Box" umfasst die Daten eines Datensatzes vom ersten bis zum dritten Quartil (Untergrenze = 25 %, Obergrenze = 75 %). Die "Whisker" erweitern die "Boxen" um den Faktor ± 1,58 IQR/n², wobei IQR der Interquartilsabstand (engl. interquartile range) und n die Anzahl der Daten des Datensatzes sind. Damit werden etwa 95 % der Daten des Datensatzes als "Box" oder "Whisker" dargestellt. Ausreißer werden durch Kreise gekennzeichnet. Die verwendeten Grafikfunktionen sind Standardanwendungen der Software R und der oben genannten Packages (R Core Team 2017).

Die bodenkundliche Kartierung erfolgte in Kooperation mit dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB RLP). Die Hangbrücher wurden mit einem vier Zentimeter Stechbohrer kartiert. In den terrestrischen Randbereichen wurde auf den Pürckhauer zurückgegriffen. Die Kartierung wurde gemäß der Bodenkundlichen Kartieranleitung 5 (AD-Hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005) durchgeführt. Die wichtigsten Parameter sind die Horizontober- und -untergrenze, Horizontsymbol, Bodenfarbe, Humusgehalt, Bodenfeuchte, Zersetzungsstufe und erkennbare Pflanzenreste. An charakteristischen Standorten wurden Profilgruben angelegt, um Bodenmaterial für chemische und physikalische Kennwerte zu gewinnen. Es erfolgte die Anlage von sieben Profilgruben auf den Monitoringflächen. Zusätzlich konnte auf die Datenbank des LGB RLP mit weiteren 14 vollständig untersuchten Bodenschürfen zurückgegriffen werden. Die Polygone der Torf- und Moormächtigkeitskartierung resultieren aus den Geländeaufnahmen (Bohrungen). Diese wurden nicht über geostatische GIS-Verfahren berechnet.

Die Laboranalysen wurden nach den einschlägigen DIN-Normen beim LGB RLP durchgeführt. Die Probenaufbereitung folgte der

DIN ISO 11464. Die Proben wurden luftgetrocknet und anschließend mit einem 2 mm-Sieb in die Grob- und Feinbodenfraktion getrennt. Der Grobbodenanteil wurde durch Nasssieben bestimmt. Der pH-Wert wurde mit einer Glaselektrode in CaCl₂-Lösung nach DIN ISO 10390 bestimmt. Der Kohlenstoff- und Stickstoffanteil wurde mit der Verbrennungsmethode über eine Elementaranalyse nach DIN ISO 10694 und DIN ISO 13878 bestimmt. Gemahlenes Probenmaterial wurde stufenweise bis über 900 °C verbrannt. Die entstandenen Gase wurden über Reduktionsrohre aufbereitet und über thermische Konduktometrie bestimmt. Der Humusgehalt wurde nach Blume et al. (2011) mit dem Faktor 2 aus dem organischen Kohlenstoffanteil berechnet. Die Korngrößenzusammensetzung wurde über die Köhn-Methode nach DIN ISO 11277 bestimmt. Die Sandfraktion wurde nass gesiebt und die Schluff- sowie Tonfraktion über das Sedimentationsverfahren bestimmt. Als Dispergierungsmittel im Standzylinder diente nach DIN 19683-2 Natriumpyrophosphat. Die Bestimmung der Trockenrohdichte (Substanzvolumen) erfolgte über Stechzylinderentnahme mit anschließender Trocknung und Wägung im Labor (Всиме et al. 2011).

Der Verbundpartner UDATA GmbH bereitete die Ergebnisse der bodenkundlichen Kartierung nach ZEITZ et al. (2005) und DEHNER et al. (2014) auf. Über ein "Baukastensystem" werden den kartierten Horizonten der Teilflächen bodenkundlich vergleichbare Horizonte der Leitprofile (gleiche Eigenschaften bei der Geländeansprache) zugewiesen. Diese Methode wird Substrat-Horizont-Kombination genannt. Damit entfällt die Anlage von Profilgruben für jede Teilfläche, sodass physikalische und chemische Bodenparameter anhand weniger ausgewählter Profilgruben auf große Fläche extrapoliert werden können. Diese Vorgehensweise wurde wegen der Zielsetzung des Projektes "MoorWaldBilanz" zur flächendeckenden Berechnung der Kohlenstoffvorräte im Boden gewählt.

Das Probenmaterial für geobotanische Untersuchungen wurde mit dem vier Zentimeter Stechbohrer gewonnen. Die Beprobung erfolgte im Abstand von 2,5 cm- oder 5 cm-Schritten.

Diese Entscheidung wurde von Schloß & Hölzer (2017) auf Grundlage der Qualität des erbohrten Materials getroffen. Die Probenaufbereitung der Pollenproben erfolgte im LGB RLP nach dem Verfahren der KOH-Azetolyse (Schloß 2019). Im ersten Schritt wird das Probenmaterial in Kalilauge (KOH) gekocht und anschließend gesiebt (Maschenweite etwa 1 mm), um große Reste zu entfernen. Danach wird das Material mit Essigsäure behandelt und in einer Lösung aus Essigsäureanhydrid und konzentrierter Schwefelsäure gekocht. Im letzten Schritt wird das Probenmaterial nochmals mit Kalilauge gespült. Das Probenmaterial wird in Glycerin zur Konservierung gelagert. Zwischen den einzelnen Schritten werden die Proben mit destilliertem Wasser gespült und abzentrifugiert. Die Auszählung der Pollenproben erfolgte mit dem Lichtmikroskop bei 400-facher Vergrößerung durch Schloß (2018; Riedbruch und Thranenbruch) und durch Wick (2018; Johannenbruch). Es wurde bis auf 1000 Baumpollen ausgezählt. Als Bezugssumme wurde die Summe der gezählten Baumpollen gewählt. Wegen der Dominanz der lokalen Baumarten Erle und Birke wurden diese mit sämtlichen Sporen aus der Bezugspollensumme ausgeklammert. Erle, Birke und die Nichtbaumpollen wurden dann auf die Bezugssumme berechnet (Schloß & Wick 2019). Die Großrestproben wurden von Hölzer (2018) aufbereitet. Das Probenmaterial wurde in unter fünf prozentige KOH-Lösung erwärmt. Anschließend wurde die Probe mit einem 0,2 mm Sieb gesiebt und mit Wasser gespült. Danach wurde der Anteil der einzelnen Komponenten unter dem Stereomikroskop bei meist 20-facher Vergrößerung geschätzt. Als Großreste werden alle Pflanzenreste über Pollengröße bezeichnet (Hölzer 2019).

Bei der Radiokohlenstoffdatierung wird das Alter des radioaktiven ¹⁴C-Isotops bestimmt. Dies ist möglich, da die Halbwertszeit des ¹⁴C-Isotops mit 5.730 Jahren und die historischen ¹⁴C-Gehalte bekannt sind (Kromer 2007). Die ¹⁴C-Kurven werden an Baumringdaten (Dendrochronologie) für die letzten 12.400 Jahre kalibriert. Über die Kalibrierung durch Korallen und mariner Sedimente kann auf ¹⁴C-Kalibrationskurven bis 26.000 Jahre vor heute zurückgegriffen werden (Kromer 2007). Das Probenmaterial zur ¹⁴C-Altersdatierung

wurde aus der Großrestfraktion der geobotanischen Untersuchungen ausgewählt. Es wurden Pflanzenreste, die in situ gewachsen sind, verwendet. Damit können Effekte durch sekundäre Durchwurzelung, die zu junge ¹⁴C-Alter ergeben, ausgeschlossen werden. Die Datierung wurde im Curt-Engelhorn-Zentrum für Archäometrie in Mannheim mit der MICADAS (Mini Carbon Dating System) mit hoher Präzisionsleistung durchgeführt (KROMER et al. 2013). Die analysierten ¹⁴C-Alter wurden mit dem Datensatz INTCAL13 und der Software SwissCAL 1.0 kalibriert (Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum 2018a).

Bei der Lumineszenzdatierung können Minerale (Quarz oder Feldspat) in Sedimenten und Festgesteinen datiert werden. Diese erhalten durch ionisierende Strahlung einen Strahlungsschaden. Verantwortlich sind die radioaktiven Isotope der Elemente Uran, Thorium und Kalium, die die Elektronen der Minerale energetisch verändern. Mit der Stimulation des Strahlungsschadens im Labor kann ein schwaches Leuchten als Lumineszenzsignal gemessen werden. Die Stärke des Leuchtens korreliert mit dem Alter der letzten Bleichung (Nullstellung) und damit mit der Überdeckung des Sediments (Kadereit et al. 2007, Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie gGmbH 2019). Die untersuchten Sedimentproben wurden mittels der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) im Curt-Engelhorn-Zentrum für Archäometrie in Mannheim datiert. Die analysierten Alter wurden über das Minimum Age Model berechnet (Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum 2018b).

Die vorliegende Arbeit wurde mit der Software "Microsoft Word" verfasst. Einzelne Tabellen wurden mit der Software "Microsoft Excel" erstellt.

4 Ergebnisse

4.1 Hydrologische Ergebnisse

4.1.1 Hydrologisches Monitoring

Wegen der hohen Anzahl an Hanggrundwasserpegeldatenloggern werden drei charakteristische Datensätze der Jahre 2017 und 2018 vorgestellt. Die Ergebnisse der restlichen Pegel befinden sich im Anhang (vgl. Abb. 51 bis 80). Die Rohdaten werden bei der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft archiviert.

Hydrologisch intaktes Hangbruch Typ I

Die jährlichen Wasserstandsschwankungen sind gering (vgl. Abb. 16 und 17). Im Winterhalb-jahr ist der Torf dauerhaft gesättigt, sodass das Überschusswasser oberflächlich ablaufen kann. Im Sommerhalbjahr gibt es eine geringe Schwankungsamplitude von etwa 10 cm. Nach Niederschlagsereignissen erreicht der Pegelstand binnen weniger Stunden meist das winterliche Wasserstandsniveau.

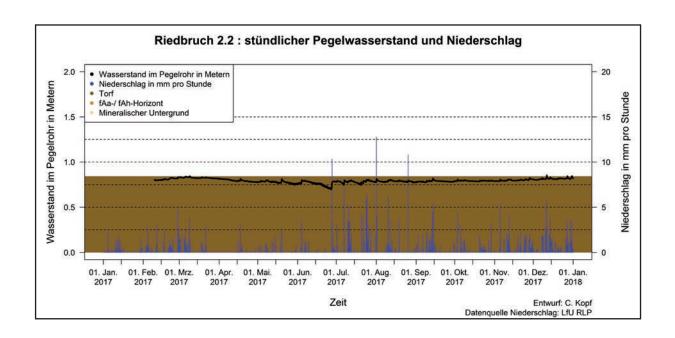


Abbildung 16: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 2.2 im Riedbruch; der Pegeleinbau erfolgte im Frühjahr 2017

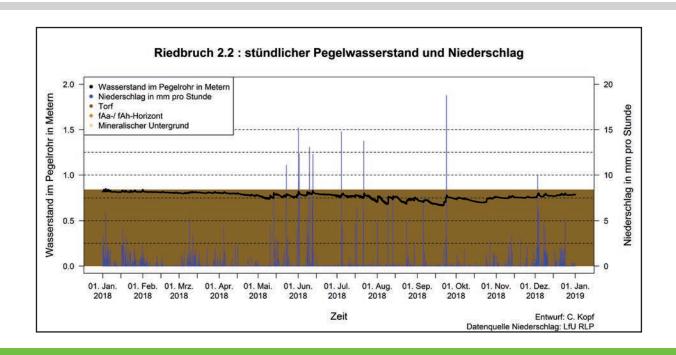


Abbildung 17: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 2.2 im Riedbruch

Hydrologisch intaktes Hangbruch Typ II

Der Wasserstand ist ganzjährig auf hohem Niveau, wobei eine Gliederung in zwei unterschiedliche hydrologische Saisons sinnvoll ist (vgl. Abb. 18 und 19). Im Winterhalbjahr, welches den beginnenden Frühling und den späten Herbst mitumfassen kann, sind die Wasserstände auf hohem Niveau. Sie liegen bei oder wenige Zentimeter unterhalb der Geländeoberfläche. Im Sommerhalbjahr kann der Wasserstand um wenige Dezimeter u. GOF abfallen. Nach Niederschlägen steigt der Wasserstand binnen weniger Stunden meist auf das winterliche Niveau an.

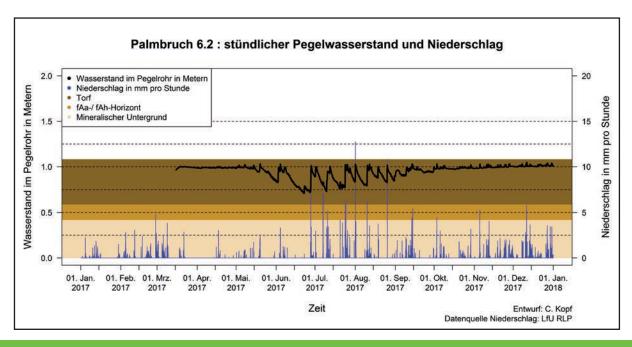


Abbildung 18: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 6.2 im Palmbruch; der Pegeleinbau erfolgte im Frühjahr 2017

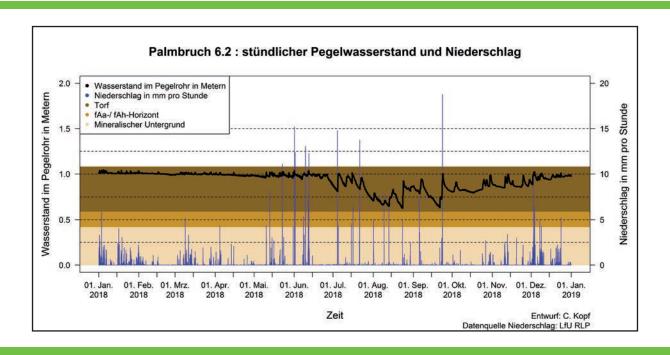


Abbildung 19: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 6.2 im Palmbruch

Anthropogen beeinflusstes Hangbruch

Der Wasserstand ist auf niedrigem Niveau (vgl. Abb. 20 und 21). Es ist eine Gliederung in zwei Saisons sinnvoll. Im Sommerhalbjahr fällt der Wasserstand bis an oder gar knapp unter die Torfuntergrenze. Im Winterhalbjahr steigt der Wasserstand um mehrere Dezimeter. Dabei kann

dieser die Geländeoberfläche nahezu erreichen. Nach Niederschlägen kommt es zum schnellen Auf- und Abstieg des Wasserstandes binnen weniger Stunden, sodass sich Wasserstandpeaks ergeben. Diese betragen wenige Dezimeter.

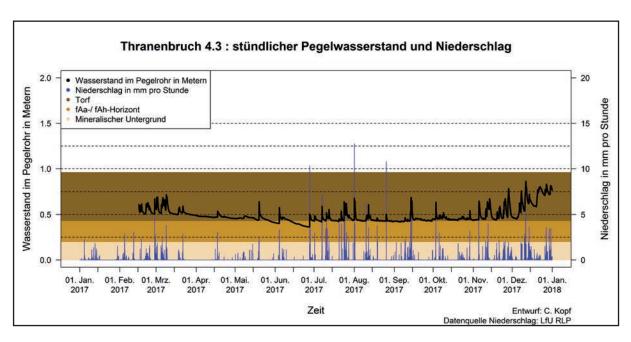


Abbildung 20: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 4.3 im Thranenbruch; der Pegeleinbau erfolgte im Frühjahr 2017

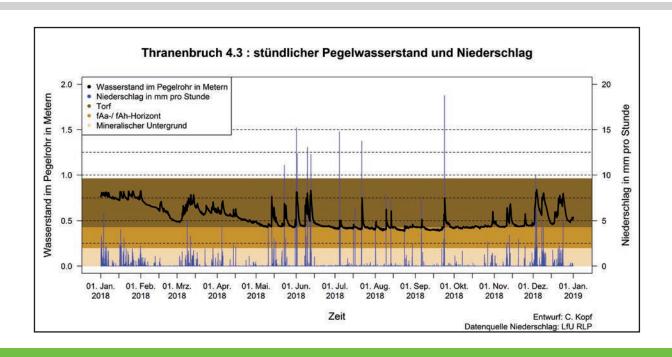


Abbildung 21: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 4.3 im Thranenbruch

4.1.2 Geoökologisches Gewässermonitoring

Das geoökologische Gewässermonitoring umfasst 44 Messstellen, welche auf die sechs Monitoringflächen verteilt sind. Die Messstellen liegen bei den Pegeldatenloggern und in den jeweiligen Abflüssen der Hangbrücher. In der Erbeskopfregion wurde zusätzlich der Traunbach mitbestimmt.

Die pH-Werte liegen zwischen 3,8 und 6,8, wobei der Median der einzelnen Messstellen zwischen pH-Wert 4 und 6,4 schwankt (vgl. Abb. 22). Der pH-Wert in den Hangbrüchern und in deren unmittelbaren Abflüssen beträgt meist zwischen pH-Wert 4 und 5. Die Ausnahme stellt das Johannenbruch im östlichen Teilgebiet dar (ID 11 bis 13, vgl. Abb. 22). Dort liegen die Messwerte um den pH-Wert 6. Einzelne Abflüsse im südlichen Johannenbruch erreichen pH-Werte um 5, wobei ID 19 mit einem pH-Wert um 6 wie die IDs 11 bis 13 hoch ist. In der Erbeskopfregion steigen die pH-Werte im Traunbach vom Abfluss im Thranenbruch bis zum Thierchbruch rasch auf Werte um 5,5 (ID-Reihenfolge: 44, 45, 24, 27, 28, 39). Im Palmbruch ist ID 63 mit einem pH-Wert von 5,7 vergleichsweise hoch.

Die elektrischen Leitfähigkeitsmessungen ergaben geringe elektrische Leitfähigkeiten für das Untersuchungsgebiet (vgl. Abb. 23). Diese schwanken meist zwischen 25 und 75 μ S/cm im Median. Einzig im Palmbruch liegen die Messwerte bei ID 63 und 64 höher und erreichen etwa 75 bis 150 μ S/cm.

Die Messungen der Sauerstoffsättigung ergab ein zweitgeteiltes Bild. Die Sauerstoffsättigung in den Hangbrüchern liegt meist unter 8,5 mg/l und kann im Median bis zu 6 mg/l erreichen. Die Sauerstoffsättigung in den Abflüssen der Hangbrücher liegt meist über 8,5 mg/l und kann im Median Werte bis etwa 11 mg/l erreichen (vgl. Abb. 24).

Die einzelnen Parameter unterliegen jahreszeitlichen Schwankungen. Diese lassen sich in ein Sommer- und Winterhalbjahr gliedern. Der jahresabhängige Witterungsverlauf macht die genaue Festlegung von Grenzen innerhalb des Frühlings und Herbstes nicht möglich. Der pH-Wert sinkt im Frühjahr mit den niedrigsten Messwerten im März und April. Die elektrische Leitfähigkeit und die Sauerstoffsättigung sind im Winterhalbjahr höher als im Sommerhalbjahr (vgl. Abb. 25, 81 bis 123).

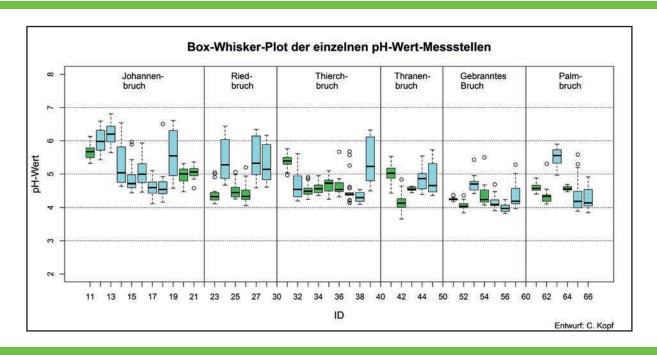


Abbildung 22: Box-Whisker-Plot der einzelnen pH-Wert-Messstellen; grüne Balken: Messstelle im Hangbruch, blauer Balken: Messstelle im Bach/Graben

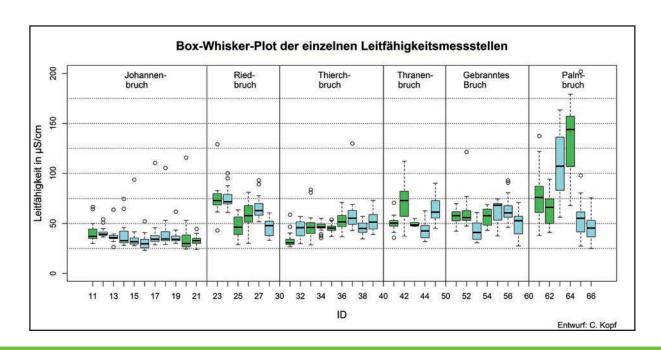


Abbildung 23: Box-Whisker-Plot der einzelnen elektrischen Leitfähigkeitsmessstellen; grüne Balken: Messstelle im Hangbruch, blauer Balken: Messstelle im Bach/Graben

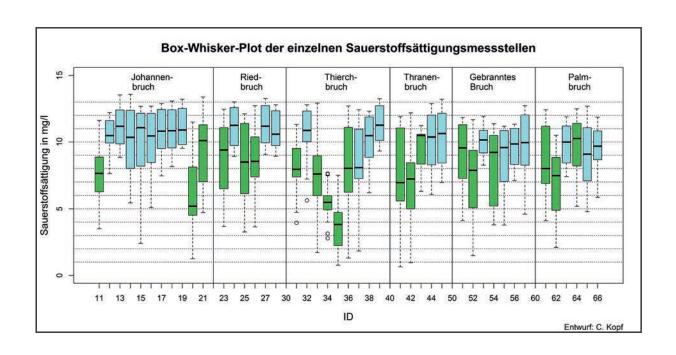


Abbildung 24: Box-Whisker-Plot der einzelnen Sauerstoffsättigungsmessstellen; grüne Balken: Messstelle im Hangbruch, blauer Balken: Messstelle im Bach/Graben

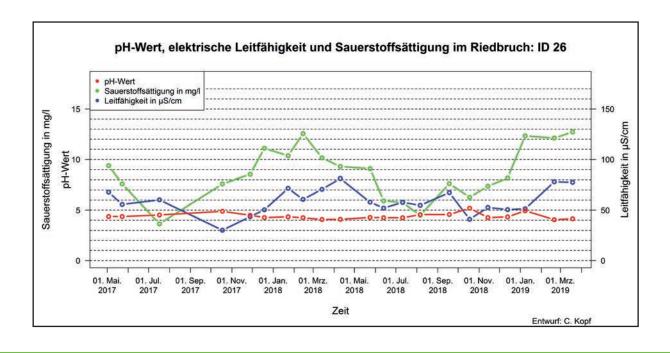


Abbildung 25: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 26 beim Pegel 2.3 im Riedbruch

4.2 Pedologische Ergebnisse

Die Geländeaufnahmen und Laboranalysen wurden dem amtlichen Bodeninformationssystem BOFA des LGB RLP (2018) entnommen. Bei den Geländeaufnahmen wurden die organischen Auflagen (O-Horizonte) angesprochen. Für die Analyse der Bodenchemie wurde kein Probenmaterial entnommen. Deshalb wird bei der Darstellung der bodenkundlichen Profile auf die organische Auflage verzichtet. Die bodenkundlichen Ergebnisse werden anhand drei charakteristischer überarbeiteter Bodenprofile vorgestellt. Die amtlichen Profilbeschreibungen und die Laborergebnisse werden bei der FAWF und beim LGB RLP archiviert.

4.2.1 Profil BIW 080

Das Profil BIW 080 befindet sich im nördlichen Teil des Johannenbruchs im Osten der Gemeinde Neuhütten. Die UTM-Koordinaten sind 32U, Ost 358989 und Nord 5500945. Das Profil liegt 615 m ü. NN. Es befindet sich in einer Lichtung mit Gräsern und Kräutern (Ödland) und grenzt an einen Fichtenwald. Die Grabungstiefe beträgt 80 cm.

Das Profil wird in sechs Horizonte gegliedert (vgl. Abb. 26). Der erste Horizont (Aa) erreicht eine Entwicklungstiefe von 11 cm (vgl. Tab. 3). Die Bodenart entspricht einem schluffigen Lehm (Lu). Der Grobbodenanteil wurde nicht erfasst. Der organische Kohlenstoff beträgt 11 %. Der Humusgehalt liegt bei 22 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 0,6 %. Der pH-Wert liegt bei 4,09 und die Trockenrohdichte beträgt 0,67 g/cm³. Der zweite Horizont (Sew) erreicht eine Entwicklungstiefe von 14 cm. Die Bodenart entspricht einem schluffigen Lehm (Lu). Der Grobbodenanteil beträgt über 90 %. Der organische Kohlenstoff liegt bei 0,6 %. Der Humusgehalt beträgt 1,2 %. Der Gesamtstickstoff liegt bei 0,1 %. Der pH-Wert beträgt 4,12 und die Trockenrohdichte 1,56 g/cm³. Der dritte Horizont (II Go-Srd1) und vierte Horizont (II Go-Srd2) unterscheiden sich im Grobbodenanteil von 20 % und 40 %. Die Horizonte wurden gemeinsam beprobt. Sie erreichen eine Entwicklungstiefe von 50 cm. Die Bodenart entspricht einem schwach tonigen Lehm (Lt2). Der organische Kohlenstoff beträgt

0,3 %. Der Humusgehalt liegt bei 0,6 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 0,1 %. Der pH-Wert liegt bei 4,05 und die Trockenrohdichte beträgt 1,57 g/cm³. Der fünfte Horizont (II Go-Srd3) erreicht eine Entwicklungstiefe von 65 cm. Die Bodenart entspricht einem schwach tonigen Lehm (Lt2). Der Grobbodenanteil beträgt 35 %. Der organische Kohlenstoff liegt bei 0,3 %. Der Humusgehalt beträgt 0,6 %. Der Gesamtstickstoff liegt bei 0,1 %. Der pH-Wert beträgt 4,08. Zur Ermittlung der Trockenrohdichte konnte keine ungestörte Probe gewonnen werden. Der sechste Horizont (II Go-Sd) erreicht eine Entwicklungstiefe von 80 cm. Die Bodenart entspricht einem stark tonigen Schluff (Ut4). Der Grobbodenanteil liegt bei 30 %. Der organische Kohlenstoff beträgt 0,2 %. Der Humusgehalt liegt bei 0,4 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 0,1 %. Der pH-Wert liegt bei 4,15. Zur Ermittlung der Trockenrohdichte konnte wie beim überlagernden Horizont keine ungestörte Probe gewonnen werden.

Das Profil setzt sich aus Aa/Sew/II Go-Srd/II Go-Sd-Horizonten zusammen. Der Bodentyp wird nach Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005) als ein Oxigley-Anmoorstagnogley angesprochen. Die (periodische) Zufuhr von sauerstoffreichem Wasser führt zu ockerfarbenen Oxidationsmerkmalen neben allgemeinen Reduktionsmerkmalen.

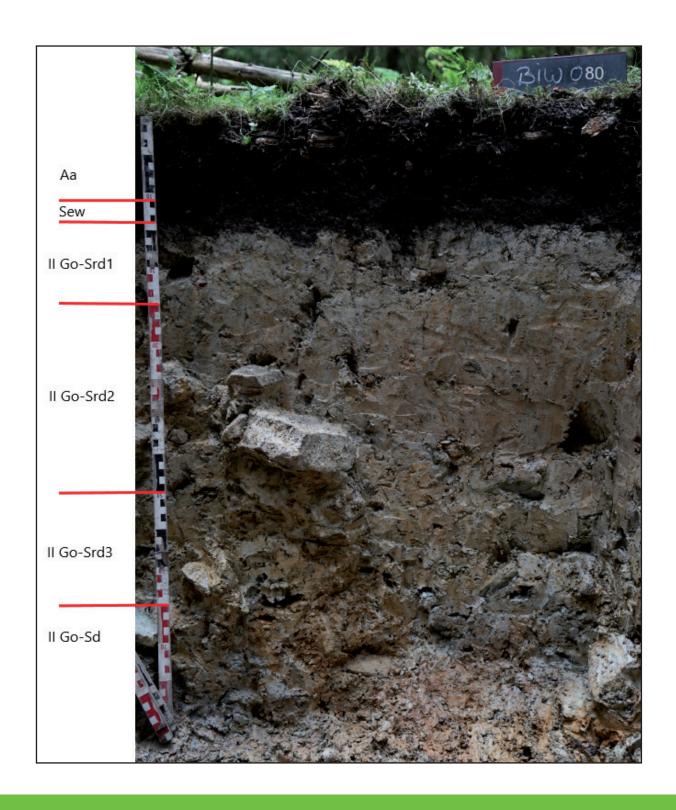


Abbildung 26: Bodenprofil BIW 080 (LGB RLP 2018)

	Physikalische und chemische Parameter Profil BIW 080									
Tiefe in cm	Mächtig- keit	Petrographie	Horizont	Bodenart	Humus- anteil	Zersetzungs- stufe	Grobboden in %	C _{ges} in Masse-%		
0 - 11	11	Schluff	Aa	Lu	h6			11,0		
11 - 14	3	schluffführen- der Grus	Sew	Lu	h1		>90	0,6		
14 - 25	11	Schuttlehm	II Go-Srd1	Lt2	h0		20	0,3		
25 - 50	25	Schuttlehm	II Go-Srd2	Lt2	h0		40	0,3		
50 - 65	15	Schuttlehm	II Go-Srd3	Lt2	h0		35	0,3		
65 - 80	15	Grusschluff	II Go-Sd	Ut4	h0		30	0,2		
Tiefe in cm	C _{org} in Masse-%	Humusgehalt in %	N _{ges} in Masse-%	рН	TRD in g/cm³	Ton in %	Schluff in %	Sand in %		
0 - 11	11,0	22,0	0,6	4,09	0,67	29,1	58,8	12,1		
11 - 14	0,6	1,2	0,1	4,12	1,56	21,2	52,3	26,5		
14 - 25	0,3	0,6	0,1	4,05	1,57	29,9	49,2	20,9		
25 - 50	0,3	0,6	0,1	4,05	1,57	29,9	49,2	20,9		
50 - 65	0,3	0,6	0,1	4,08		27,8	46,3	25,9		
65 - 80	0,2	0,4	0,1	4,15		29,9	50,9	19,2		

4.2.2 Profil MOR 204

Tabelle 3:

Das Profil MOR 204 befindet sich im nordwestlichen Teil des Thranenbruchs im Westen von Hüttgeswasen. Die UTM-Koordinaten sind 32U, Ost 364098 und Nord 5509433. Das Profil liegt 658 m ü. NN. Es befand sich in einem Fichtenwald, der im Spätjahr 2017 gerodet wurde. Die Grabungstiefe beträgt 100 cm.

Das Bodenprofil wird in sechs Horizonte gegliedert (vgl. Abb. 27). Der erste Horizont (uHv) erreicht eine Entwicklungstiefe von 18 cm (vgl. Tab. 4). Die Zersetzungsstufe des Torfes ist sehr stark (z5). Der Grobbodenanteil liegt bei 0 %. Der organische Kohlenstoff beträgt 47,9 %. Der Humusgehalt liegt bei 95,8 %. Der Gesamtstickstoff

beträgt 2 %. Der pH-Wert liegt bei 2,97 und die Trockenrohdichte beträgt 0,27 g/cm³. Der zweite Horizont (uHt1) erreicht eine Entwicklungstiefe von 45 cm. Die Zersetzungsstufe des Torfes ist sehr stark (z5). Der Grobbodenanteil beträgt 0 %. Der organische Kohlenstoff liegt bei 41,4 %. Der Humusgehalt beträgt 82,8 %. Der Gesamtstickstoff liegt bei 1,5 %. Der pH-Wert liegt bei 2,86 und die Trockenrohdichte beträgt 0,3 g/cm³. Der dritte Horizont (uHt2) erreicht eine Entwicklungstiefe von 60 cm. Die Zersetzungsstufe des Torfes ist sehr stark (z5). Der Grobbodenanteil liegt bei 0 %. Der organische Kohlenstoff beträgt 31,3 %. Der Humusgehalt liegt bei 62,6 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 1 %. Der pH-Wert liegt bei 3,1 und die Trockenrohdichte bei 0,24 g/cm³.

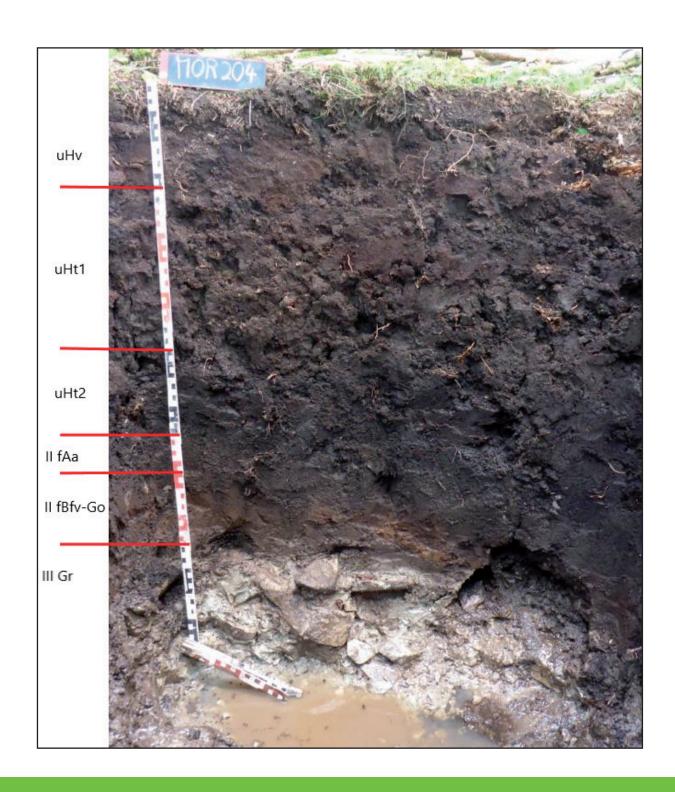


Abbildung 27: Bodenprofil MOR 204 (LGB RLP 2018)

Der vierte Horizont (II fAa) erreicht eine Entwicklungstiefe von 67 cm. Die Bodenart entspricht einem sandigen Lehm (Ls3). Der Grobbodenanteil liegt bei 2%. Der organische Kohlenstoff beträgt 12,2 %. Der Humusgehalt liegt bei 24,4 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 0,4 %. Der pH-Wert liegt bei 3,56 und die Trockenrohdichte beträgt 0,5 g/cm³. Der fünfte Horizont (II fBfv-Go) erreicht eine Entwicklungstiefe von 80 cm. Die Bodenart entspricht einem schluffig-lehmigen Sand (Slu). Der Grobbodenanteil liegt bei 2%. Der organische Kohlenstoff beträgt 9,4 %. Der Humusgehalt liegt bei 18,8 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 0,3 %. Der pH-Wert liegt bei 4 und die Trockenrohdichte bei 0,65 g/cm³. Der

sechste Horizont (III Gr) erreicht eine Entwicklungstiefe von 100 cm. Die Bodenart entspricht einem schluffigen Lehm (Lu). Der Grobbodenanteil liegt bei 50 %. Der organische Kohlenstoff beträgt 1,5 %. Der Humusgehalt liegt bei 3 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 0,1 %. Der pH-Wert liegt bei 3,77. Zur Ermittlung der Trockenrohdichte konnte keine ungestörte Probe gewonnen werden.

Das Profil setzt sich aus uHv/uHt/II fAa/II fBfv-Go/III Gr-Horizonten zusammen. Der Bodentyp wird nach Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005) als Übergangserdmoor über fossilem anmoorigen Lockerbraunerde-Gley angesprochen.

Tabelle 4: Physikalische und chemische Parameter des Bodenprofils MOR 204; C_{ges} in Masse-% = Gesamtkohlenstoff in Masseprozent, C_{org} in Masse-% = organischer Kohlenstoff in Masseprozent, N_{ges} in Masse-% = Gesamtstickstoff in Masseprozent, TRD = Trockenrohdichte

	Physikalische und chemische Parameter Profil MOR 204									
Tiefe in cm	Mächtig- keit	Petrographie	Horizont	Bodenart	Humus- anteil	Zersetzungs- stufe	Grobboden in %	C _{ges} in Masse-%		
0 -18	18	Übergangs- moortorf	uHv		h7	z5	0	47,9		
18 - 45	27	Übergangs- moortorf	uHt1		h7	z5	0	41,4		
45 - 60	15	Übergangs- moortorf	uHt2		h7	z5	0	31,3		
60 - 67	7	Schluff	II fAa	Ls3	h6		2	12,2		
67 - 80	13	Lehm	II fBfv-Go	Slu	h3		2	9,4		
80 - 100	20	Schluffgrus	III Gr	Lu	h2		50	1,5		
Tiefe in cm	C _{org} in Masse-%	Humusgehalt in %	N _{ges} in Masse-%	рН	TRD in g/cm³	Ton in %	Schluff in %	Sand in %		
0 -18	47,9	95,8	2,0	2,97	0,27					
18 - 45	41,4	82,8	1,5	2,86	0,30					
45 - 60	31,3	62,6	1,0	3,10	0,24					
60 - 67	12,2	24,4	0,4	3,56	0,50	19	34	47		
67 - 80	9,4	18,8	0,3	4,00	0,65	16,7	40,6	42,7		
80 - 100	1,5	3,0	0,1	3,77		20,7	63,5	15,8		

4.2.3 Profil MOR 206

Das Profil MOR 206 befindet sich im südlichen Teil des Riedbruchs im Nordosten der Gemeinde Thranenweiher. Die UTM-Koordinaten sind 32U, Ost 363221 und Nord 5508319. Das Profil liegt 602 m ü. NN. Die Vegetation wird von Pfeifengras, Torfmoosen und weiteren Feucht- und Moorpflanzengesellschaften geprägt. Die Grabungstiefe beträgt 100 cm.

Das Bodenprofil wird in sieben Horizonte gegliedert (vgl. Abb. 28). Der erste Horizont (uHw) erreicht eine Entwicklungstiefe von 12 cm (vgl. Tab. 5). Die Zersetzungsstufe des Torfes ist mittel (z3). Der Grobbodenanteil liegt bei allen Torfhorizonten bei 0 %. Der organische Kohlenstoff beträgt 44,8 %. Der Humusgehalt liegt bei 89,6 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 1,5 %. Der pH-Wert liegt bei 3,53. Wegen der starken Durchwurzelung in den obersten Zentimetern des Profils konnte keine ungestörte Probe zur Bestimmung der Trockenrohdichte gewonnen werden. Der zweite Horizont (uHr1) erreicht eine Entwicklungstiefe von 20 cm. Die Zersetzungsstufe des Torfes ist sehr schwach (z1). Der organische Kohlenstoff beträgt 46,1 %. Der Humusgehalt liegt bei 92,2 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 1,9 %. Der pH-Wert liegt bei 3,83. Der dritte Horizont (uHr2) erreicht eine Entwicklungstiefe von 32 cm. Die Zersetzungsstufe des Torfes ist sehr schwach (z1). Der Grobbodenanteil liegt bei 0 %. Der organische Kohlenstoff beträgt 46,1 %. Der Humusgehalt liegt bei 92,2 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 1,7 %. Der pH-Wert liegt bei 4 und die Trockenrohdichte beträgt 0,06 g/cm³. Der vierte Horizont (uHr3) erreicht eine Entwicklungstiefe von 45 cm. Die Zersetzungsstufe des Torfes ist stark (z4). Der organische Kohlenstoff beträgt 44,3 %. Der Humusgehalt liegt bei 88,6 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 2,3 %. Der pH-Wert liegt bei 4,05 und die Trockenrohdichte beträgt 0,21 g/cm³. Der fünfte Horizont (nHr) erreicht eine Entwicklungstiefe von 75 cm. Die Zersetzungsstufe des Torfes ist stark (z4). Der organische Kohlenstoff beträgt

48,1 %. Der Humusgehalt liegt bei 96,2 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 1,9 %. Der pH-Wert liegt bei 4,44 und die Trockenrohdichte beträgt 0,18 g/cm³. Der sechste Horizont (II Gr) erreicht eine Entwicklungstiefe von 80 cm. Die Bodenart entspricht einem sandigen Lehm (Ls3). Der Grobbodenanteil liegt bei 70 %. Der organische Kohlenstoff beträgt 3 %. Der Humusgehalt liegt bei 6 %. Der Gesamtstickstoff beträgt 0,1 %. Der pH-Wert liegt bei 4,61 und die Trockenrohdichte bei 0,83 g/cm³. Der Horizont im Liegenden erreicht eine Entwicklungstiefe von 100 cm. Dieser wurde bei den Geländeaufnahmen angesprochen, aber es wurde kein Probenmaterial für Laboranalysen gewonnen.

Das Profil setzt sich aus uHw/uHr/nHr/II Gr-Horizonten zusammen. Der Bodentyp wird nach Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005) als Übergangsmoor angesprochen.

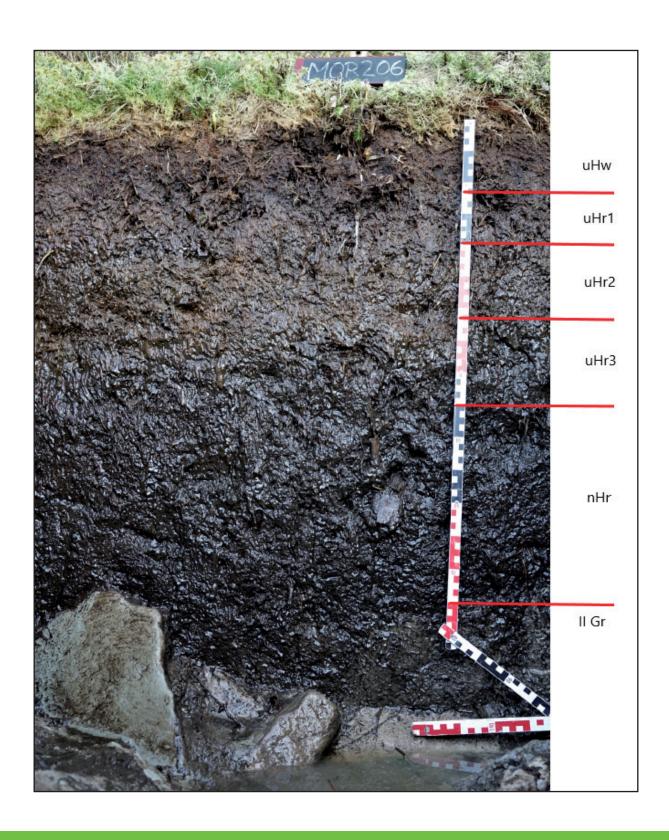


Abbildung 28: Bodenprofil MOR 206 (LGB RLP 2018)

Tabelle 5: Physikalische und chemische Parameter des Bodenprofils MOR 206; $C_{\rm ges}$ in Masse-% = Gesamtkohlenstoff in Masseprozent, $C_{\rm org}$ in Masse-% = organischer Kohlenstoff in Masseprozent, $N_{\rm ges}$ in Masse-% = Gesamtstickstoff in Masseprozent, TRD = Trockenrohdichte

	Physikalische und chemische Parameter Profil MOR 206									
Tiefe in cm	Mächtig- keit	Petrographie	Horizont	Bodenart	Humus- anteil	Zersetzungs- stufe	Grobboden in %	C _{ges} in Masse-%		
0 - 12	12	Übergangs- moortorf	uHw		h7	z3	0	44,8		
12 - 20	8	Übergangs- moortorf	uHr1		h7	z1	0	46,1		
20 - 32	12	Übergangs- moortorf	uHr2		h7	z1	0	46,1		
32 - 45	13	Übergangs- moortorf	uHr3		h7	z4	0	44,3		
45 - 75	30	Niedermoor- torf	nHr		h7	z4	0	48,1		
75 - 80	5	Schluffschutt	II Gr	Ls3	h0		70	3,0		
Tiefe in cm	C _{org} in Masse-%	Humusgehalt in %	N _{ges} in Masse-%	рН	TRD in g/cm³	Ton in %	Schluff in %	Sand in %		
0 - 12	44,8	89,6	1,5	3,53						
12 - 20	46,1	92,2	1,9	3,83						
20 - 32	46,1	92,2	1,7	4,00	0,06					
32 - 45	44,3	88,6	2,3	4,05	0,21					
45 - 75	48,1	96,2	1,9	4,44	0,18					
75 - 80	3,0	6,0	0,1	4,61	0,83	24,1	33,5	42,4		

4.2.4 Ergebnisse der Torfmächtigkeitskartierung

Die Ergebnisse der bodenkundlichen Kartierung wurden im Hinblick auf das Projektziel von "MoorWaldBilanz" vom Verbundpartner UDATA GmbH in zwei Kategorien aufbereitet. Die erste Kategorie umfasst ausschließlich Torfmächtigkeiten nach bodenkundlicher Definition mit Horizonten über 30 % organischer Substanz (H-Horizonte). Die zweite Kategorie umfasst sowohl die Torfmächtigkeiten als auch die mit Kohlenstoff angereicherten Horizonte im Liegenden der Torfe (fAa/fAh-Horizonte) und die Übergangsbereiche

rezenter Anmoorgleye und Nassgleye zu den mineralischen Standorten. Diese werden als Moormächtigkeiten angesprochen. Zur Visualisierung der Hangbruchgeometrien und zum Verständnis der Hangbruchgenese werden die Torfmächtigkeiten herangezogen.

In Tabelle 6 wird die Gliederung der Torfmächtigkeiten zur Ansprache im Text dargestellt. Die Mächtigkeiten werden klassifiziert in 0 cm, größer als 0 cm bis 30 cm, größer als 30 cm bis 75 cm und größer als 75 cm bis 100 cm Torfmächtigkeit. Diese Klassifizierung wird hinsichtlich der bodenkundlichen Ansprache der Bodentypen gewählt.

Sie können unterteilt werden in Gleye, Nassgleye, Anmoorgleye, Pseudogleye oder Stagnogleye im Randbereich der Hangbrücher mit 0 cm Torfmächtigkeit, in Moorgleye mit 0 bis 30 cm Torfmächtigkeit, in geringmächtige torfreiche Moorböden und schließlich in verhältnismäßig mächtige torfreiche Moorböden (vgl. Tab. 6).

Die unklassifizierten Ergebnisse der Torfmächtigkeiten und der Moormächtigkeiten der sechs Monitoringflächen befinden sich im Anhang (vgl. Abb. 124 bis 142).

Tabelle 6: Gliederung verschiedener im Gelände anzutreffender Bodentypen zur Ansprache im Text

Torfmächtigkeit in cm	mögliche Bodentypen nach KA 5	Ansprache im Text
0	Gley, Nassgley, Anmoorgley, Pseudogley, Stagnogley	Anmoorgleye oder mineralische Böden
größer 0 bis 30	Moorgley	Moorgleye
größer 30 bis 75	Niedermoor mit Subtypen (Bsp.: Erd- und Mulmniedermoor)	geringmächtig torfreiche Moorböden
größer 75 bis 100	Niedermoor mit Subtypen (Bsp.: Erd- und Mulmniedermoor)	verhältnismäßig mächtige torfreiche Moorböden

Johannenbruch

Im Nordosten des Johannenbruchs befindet sich eine Teilfläche mit geringmächtigen torfreichen Moorböden (vgl. Abb. 29). Diese wird von zwei Teilflächen mit Moorgleyen flankiert. Im restlichen Johannenbruch sind keine torfhaltigen Flächen zu finden.

Riedbruch

Das Riedbruch bildet sich aus einem großen Mosaik aus unterschiedlichen Torfmächtigkeiten (vgl. Abb. 30). Im Nordosten im Bereich des Oberhangs sind verhältnismäßig mächtige torfreiche Moorböden anzutreffen, die zum Oberhang rasch in Anmoorgleye oder mineralische Böden mit 0 cm Torfmächtigkeit übergehen. In Hangneigung ziehen sich zwei lineare Strukturen mit geringmächtigen torfreichen Moorböden, die stellenweise mit verhältnismäßig mächtigen torfreichen Moorböden durchsetzt sind. Im Unterhang

grenzen die Böden an den Traunbach. Im Westen des Riedbruchs wechseln sich torfreiche Moorböden mit Anmoorgleyen und mineralischen Böden ohne erkennbare Symmetrie ab.

Thierchbruch

Im Thierchbruch sind im Oberhang verhältnismäßig mächtige torfreiche Moorböden zu finden (vgl. Abb. 31). Der Wechsel zwischen Anmoorgleyen und mineralischen Böden zu organischen Böden ist abrupt. Im Mittel- und Unterhang gibt es einen häufigen Wechsel zwischen Moorgleyen und geringmächtigen torfreichen Moorböden mit stellenweise verhältnismäßig mächtigen Moorböden. Das Thierchbruch wird im Mittelhang durch einen Waldweg durchschnitten. Dies ist an der torffreien hangparallelen linienhaften Struktur zu erkennen.

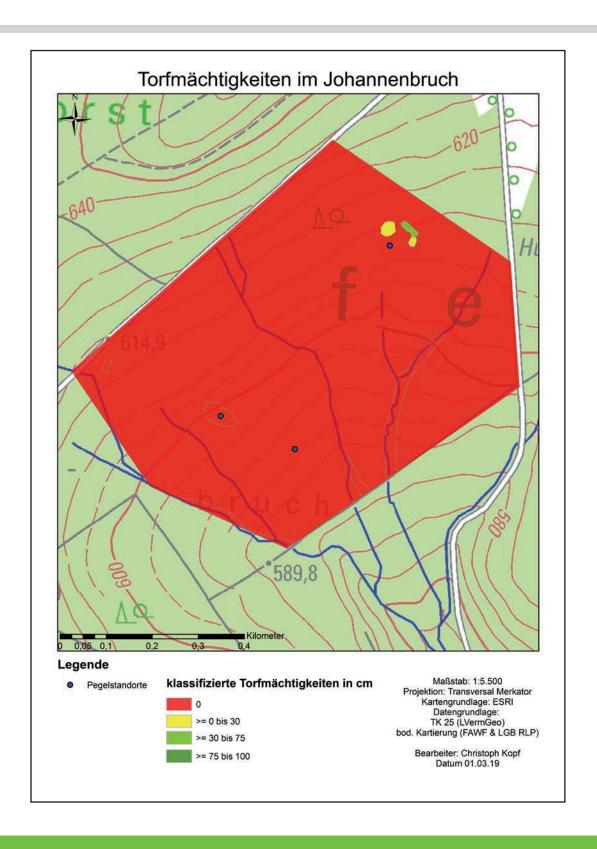


Abbildung 29: Torfmächtigkeiten im Johannenbruch

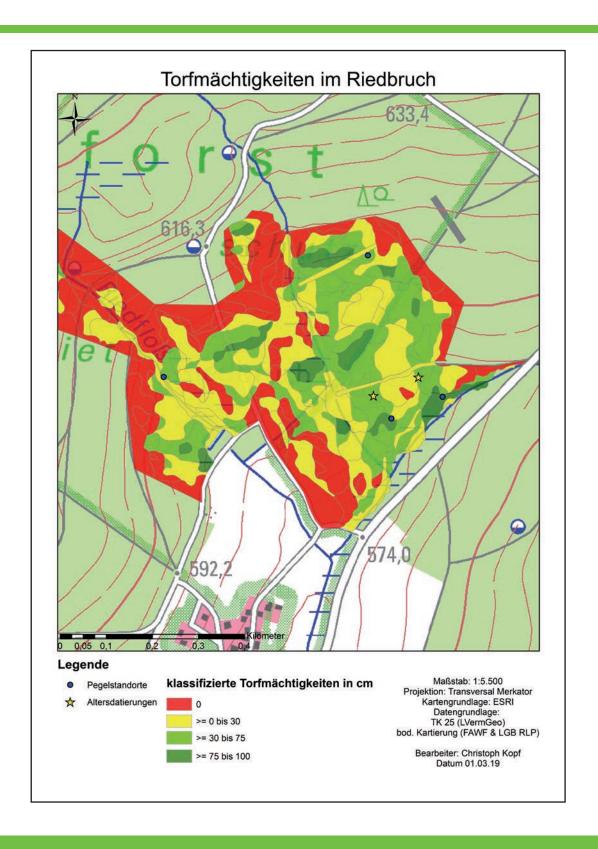


Abbildung 30: Torfmächtigkeiten im Riedbruch

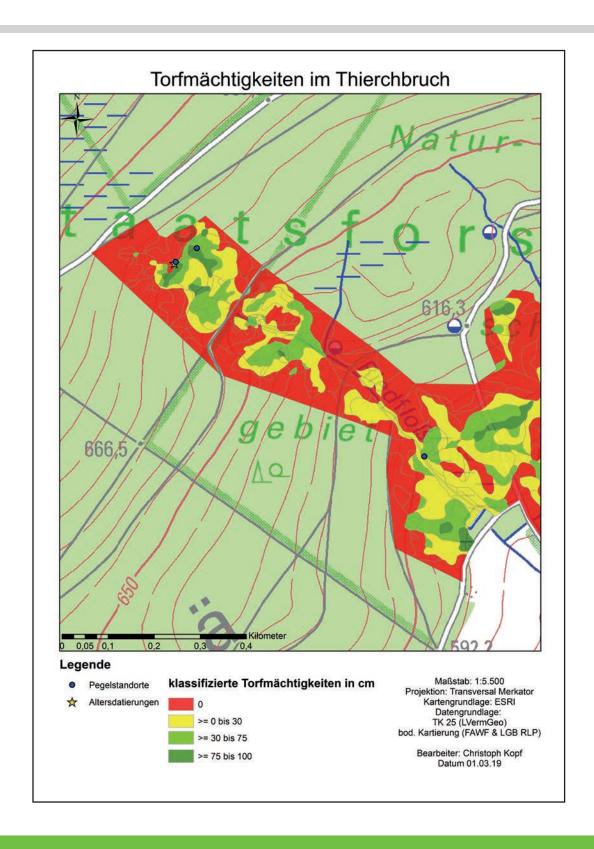


Abbildung 31: Torfmächtigkeiten im Thierchbruch

Thranenbruch

Das Thranenbruch setzt sich aus drei Teilflächen mit geringmächtigen torfreichen Moorböden im Osten, Westen und Norden zusammen (vgl. Abb. 32). Diese Teilflächen ziehen sich zungenartig den Hang hinab. Stellenweise sind verhältnismäßig mächtige Moorböden anzutreffen. Die Flächen werden von Moorgleyen flankiert. Dies führt zu einer großen zusammenhängenden Torffläche unterschiedlicher Torfmächtigkeiten.

Gebranntes Bruch

Im Gebranntes Bruch sind im Oberhang im Süden und im Unterhang im Norden geringmächtige torfreiche Moorböden anzutreffen (vgl. Abb. 33). Moorgleye verbinden die beiden Teilflächen zu einer zusammenhängenden Torffläche. Im Mittelhang im Bereich der Moorgleye sowie im Oberhang direkt unterhalb des Waldweges ist eine starke Vererdung bis Vermulmung des Torfes festzustellen. Dies äußert sich durch ein tiefgründiges krümeliges bis körniges Aggregatgefüge.

Palmbruch

Im Palmbruch sind zwei Teilflächen mit geringmächtigen torfreichen Moorböden anzutreffen (vgl. Abb. 34). Im Oberhang im Südosten sind verhältnismäßig mächtige Moorböden anzutreffen. Die Geometrie der südlichen Teilfläche folgt nahezu der Höhenlinie zwischen 650 m und 660 m ü. NN. Zum Mittelhang läuft diese zungenförmig aus. Den zungenförmigen Verlauf zeigt auch die geringmächtige torfreiche Teilfläche im nördlichen Mittelhang.

4.3 Geobotanische Ergebnisse

Die geobotanischen Untersuchungen wurden von Schloß (2018), Wick (2018) und Hölzer (2018) durchgeführt und werden beispielhaft für den Thranenbruch (Schloss 2018) dargestellt. Weitere palynologische Untersuchungen liegen zum Johannenbruch (Wick 2018) und Riedbruch (Schloß 2018) vor (vgl. Abb. 143 bis 145). Großrestanalysen wurden neben dem Thranenbruch im Thierchbruch und Langbruch durchgeführt (Hölzer 2018, vgl. Abb 146 und 147).

4.3.1 Palynologische Ergebnisse

Das Profil liegt im Nordwesten des Thranenbruchs mit den UTM-Koordinaten 32U, Ost 363975 und Nord 5509416 in einer Höhe von 645 m ü. NN. Die Bohrtiefe beträgt 80 cm. Die Proben wurden in fünf Zentimeter Abständen entnommen (vgl. Abb. 35).

Die Pollen werden unter Berücksichtigung der Baum- und Nicht-Baumpollen von dem hohen Baumpollenanteil dominiert. Die Baumpollen werden bevorzugt berücksichtigt. Alnus (Erle) und Betula (Birke) nehmen hierbei eine bedeutende Rolle ein. Das Profil kann in drei Zonen gegliedert werden. In der unteren Zone bis 50 cm zeigen sich vergleichsweise hohe Werte von Tilia (Linde), Corylus (Hasel), Alnus (Erle) und Betula (Birke). Alnus hat einen Anteil von etwa 40 % und Betula von etwa 25 %. In der mittleren Zone bis 25 cm verlagert sich dieses Verhältnis zugunsten der Betula und erreicht Anteile bis 50 %. Der Anteil an Alnus geht auf etwa 10% zurück. In dieser Zone tritt Fagus (Buche) in Erscheinung mit einem Anteil von etwa 10 %. In der oberen Zone des Profils geht der Anteil von Alnus auf unter 10 % zurück. Neben Fagus, die etwas stärker vertreten ist, gibt es einen Anstieg von Picea (Fichte) mit bis zu 20 % Anteil an den Gesamtpollen. Tilia ist nicht mehr vertreten.

4.3.2 Ergebnisse der Großrestanalysen

Die Großrestanalysen des Bohrkerns im nordwestlichen Thranenbruch zeigen einen Wechsel zwischen mineralischem und organischem Material in etwa 61 cm Tiefe (vgl. Abb. 36). Bis in etwa 41 cm Tiefe konnten kaum Großreste gefunden werden. Zwischen 23 cm und 41 cm Tiefe dominieren Sphagnum palustre und Sphagnum fallax. Der Anteil an Holzresten ist vergleichsweise hoch. Bei 27 cm gibt es einen Peak von S. magellanicum. Im oberen Bereich zwischen 23 cm und der Geländeoberfläche tritt S. girgensohnii in Erscheinung. S palustre und S. fallax sind nur gering vertreten. In dieser Zone werden Fichtennadeln nachgewiesen.

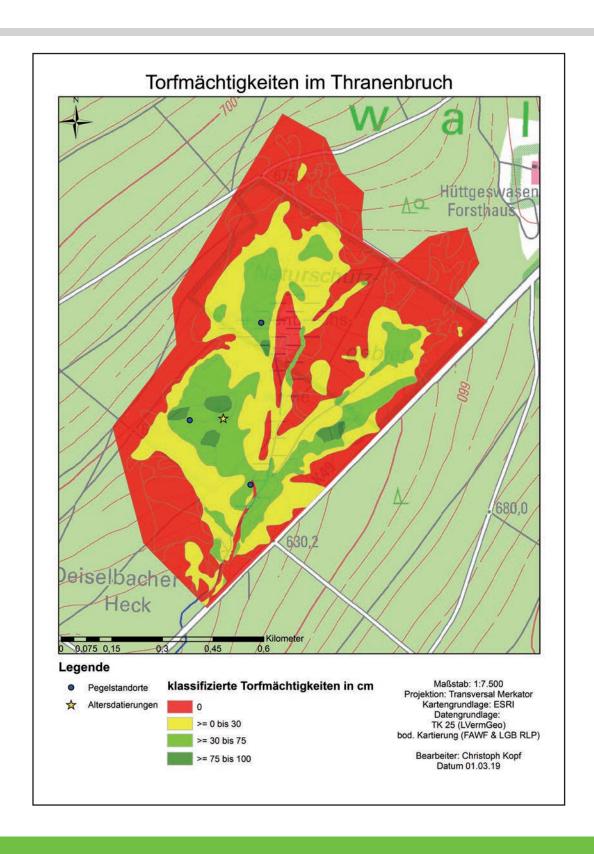


Abbildung 32: Torfmächtigkeiten im Thranenbruch

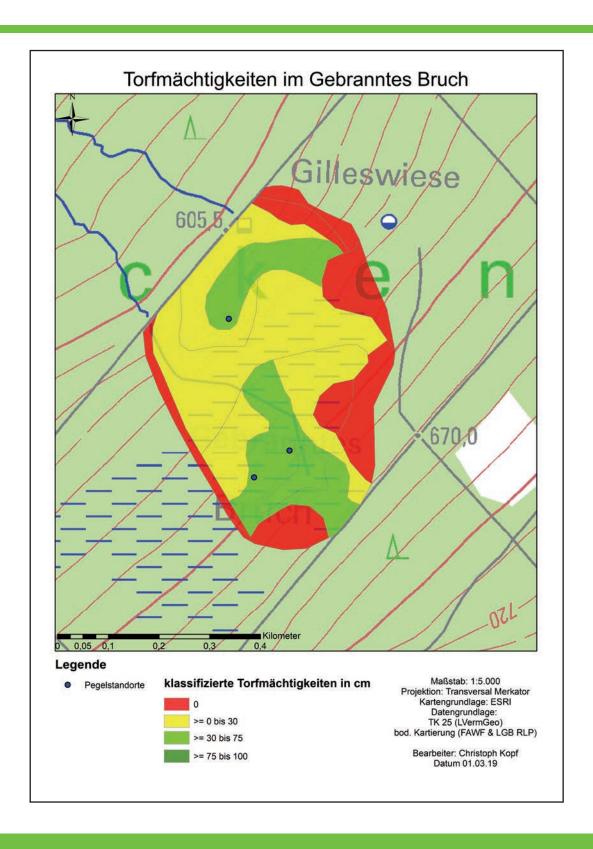


Abbildung 33: Torfmächtigkeiten im Gebranntes Bruch

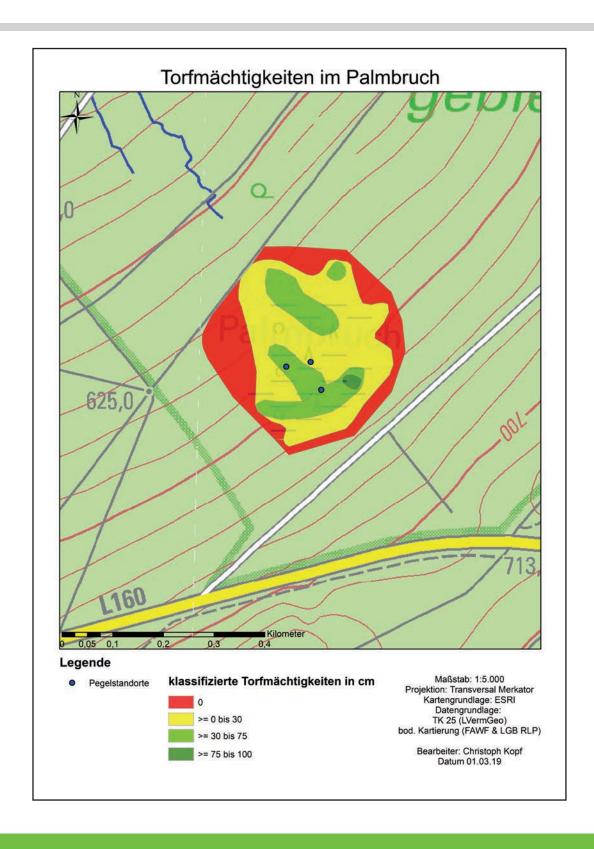


Abbildung 34: Torfmächtigkeiten im Palmbruch

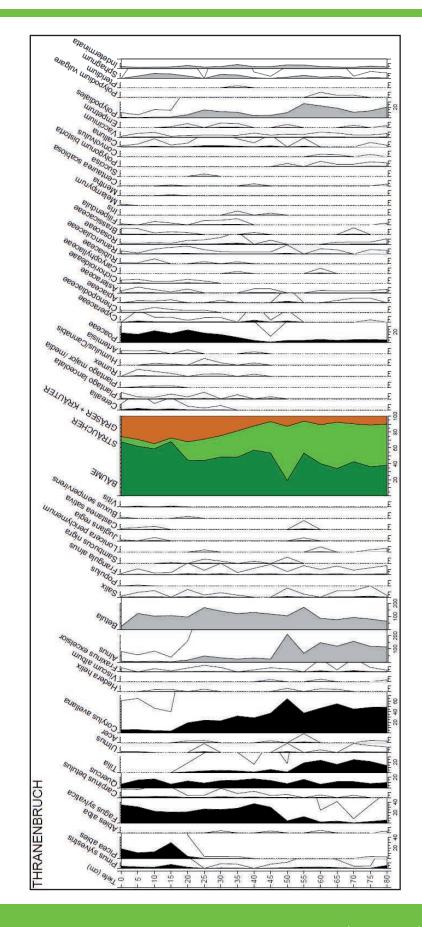


Abbildung 35: Palynologische Untersuchung im Thranenbruch bei Hüttgeswasen (Sсньоß 2018)

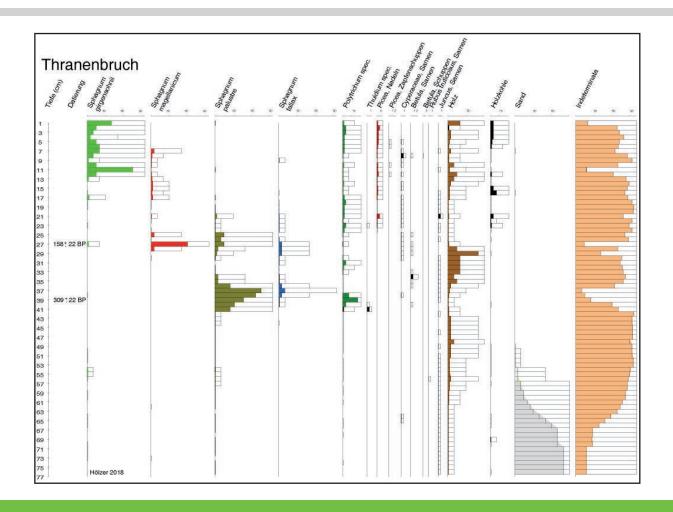


Abbildung 36: Großrestanalysen im Thranenbruch bei Hüttgeswasen (Hölzer 2018)

4.3.3 Ergebnisse der Altersdatierungen

Nach den Analysen des Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrums liegen die ¹⁴C-Alter der untersuchten Großrestproben zwischen 150 Jahre BP und etwa 3.100 Jahre BP. Die Profile zeigen keinen kontinuierlichen Aufbau. Im Thierchbruch liegt die älteste Probe nahe der Bodenoberfläche und im Langbruch befindet sich die jüngste Probe an der Basis. Die Altersdaten werden als ihr gemessenes ¹⁴C-Alter in Jahre BP mit der dazugehörigen Abweichung und den kalibrierten Alterszeitspannen für die untersuchten Brücher dargestellt (vgl. Tab. 7). Zusätzlich wurde ein Bohrkern im Langbruch entnommen, welches waldrechtlich als Naturwaldreservat ausgewiesen ist.

Nach den Analysen des Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrums haben die untersuchten Sedimentproben ein OSL-Alter in der Feinkornfraktion (Quarz) von 7.460 Jahren v. h. bis 12.700 Jahren v. h. im Ried-, Thierch- und Langbruch (vgl. Tab. 8). Die Ausnahme stellt der Thranenbruch mit 19.900 Jahre v. h. und die OSL-Probe im Liegenden des westlichen Riedbruchprofils mit 17.500 Jahren v. h. dar. Letztere wurde genommen, da nicht klar war, ob die Probe im Riedbruch zwischen 55 bis 75 cm Tiefe u. GOF ausreichend Quarze für eine Altersdatierung enthält. Die OSL-Alter der Grobkornfraktion (Quarz) liegen zwischen 5.000 Jahren v. h. bis 9.240 Jahren v. h. im Ried-, Thierch- und Langbruch. Das OSL-Alter der Grobkornfraktion (Quarz) im Thranenbruch liegt mit 16.350 Jahren v. h. höher.

Tabelle 7: Radiokohlenstoffalter ausgesuchter Großreste analysiert am Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum

Bruch	Material (Pflanzenrest)	Entnahme- tiefe in cm u. GOF	14C-Alter in Jahren BP	Abwei- chung in Jahren (±)	Cal 1-sigma	Cal 2-sigma
Riedbruch, östliches Profil	Polytrichum	65	186	24	1666-1950 n. Chr.	1659-1950 n. Chr.
Riedbruch, östliches Profil	Picea (Fichtennadeln)	65	221	22	1653-1950 n. Chr.	1645-1950 n. Chr.
Riedbruch, westliches Profil	Polytrichum	65	3087	24	1406-1303 v. Chr.	1416-1282 v. Chr.
Thierchbruch	Sphagnum	27,5	142	18	1681-1938 n. Chr.	1670-1943 n. Chr.
Thierchbruch	Sphagnum-Stengel	35	1598	20	417-532 n. Chr.	408-535 n. Chr.
Thierchbruch	Sphagnum	40	98	18	1697-1917 n. Chr.	1693-1919 n. Chr.
Thierchbruch	Sphagnum	60	329	22	1513-1634 n. Chr.	1487-1641 n. Chr.
Thierchbruch	Sphagnum	87,5	211	18	1660-1950 n. Chr.	1650-1950 n. Chr.
Thierchbruch	Sphagnum-Stengel und Blättchen	95	24	19	1895-1902 n. Chr.	1712-1909 n. Chr.
Thierchbruch	Rubus-fruticosus-Samen	135	1265	23	690-768 n. Chr.	673-773 n. Chr.
Thranenbruch	Sphagnum magellanicum	27	158	22	1673-1942 n. Chr.	1667-1950 n. Chr.
Thranenbruch	Polytrichum	39	309	22	1522-1642 n. Chr.	1495-1646 n. Chr.
Langbruch	Polytrichum-Stengel	25	227	20	1653-1795 n. Chr.	1645-1950 n. Chr.
Langbruch	Polytrichum	27,5	322	22	1520-1635 n. Chr.	1490-1642 n. Chr.
Langbruch	Eriophorum-Spindeln	35	454	19	1434-1447 n. Chr.	1424-1453 n. Chr.
Langbruch	Kohle	60	76	19	1707-1914 n. Chr.	1695-1918 n. Chr.

Tabelle 8: Optisch stimulierte Lumineszenzalter von Sedimenten im Hangenden der Torfe analysiert am Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum; Altersangaben in Jahren vor heute

Bruch	Entnahmetiefe in cm	Messung	Alter vor Probenahme	Abweichung in Jahren (±)
Riedbruch, östliches Profil	80 - 100	Feinkorn (4-11 μm) Quartz OSL	11.000	1.000
Riedbruch, östliches Profil	80 - 100	Grobkorn (100-200 μm) Quartz OSL	5.000	1.150
Riedbruch, westliches Profil	55 - 75	Feinkorn (4-11 μm) Quartz OSL	12.700	900
Riedbruch, westliches Profil	55 - 75	Grobkorn (100-200 μm) Quartz OSL	7.400	1.350
Riedbruch, westliches Profil	75 - 100	Feinkorn (4-11 μm) Quartz OSL	17.500	1.350
Riedbruch, westliches Profil	75 - 100	Grobkorn (100-200 μm) Quartz OSL	12.000	2.100
Thierchbruch	150 - 165	Feinkorn (4-11 μm) Quartz OSL	7.460	710
Thierchbruch	150 - 165	Grobkorn (100-200 μm) Quartz OSL	9.240	910
Thranenbruch	85 - 95	Feinkorn (4-11 μm) Quartz OSL	19.900	1.160
Thranenbruch	85 - 95	Grobkorn (100-200 μm) Quartz OSL	16.350	850
Langbruch	75 - 85	Feinkorn (4-11 μm) Quartz OSL	12.400	820
Langbruch	75 - 85	Grobkorn (100-200 μm) Quartz OSL	6.080	790

5 Diskussion

5.1 Hydrologische Untersuchungen

5.1.1 Hanggrundwassermonitoring

Die graphische Datenaufbereitung der Hanggrundwasserdaten zeigt einen Einfluss der Niederschläge auf den Wasserstand in den Hangbrüchern (vgl. Abb. 16 bis 21). Die Hangbrücher mit ganzjährig hohen Wasserständen und mit oder ohne Ausbildung von Sommer- und Winterhalbjahren werden als hydrologisch intakt betrachtet (Typ I und II, vgl. Kap. 4.1). Der statistische Nachweis über den Zusammenhang zwischen Niederschlägen und dem Pegelwasserstand ist schwierig. Dafür wurde zunächst über eine graphische Auswertung der Daten die Reaktion des Wasserstandes nach Niederschlägen untersucht. Diese erfolgte nach spätestens acht Stunden. Beispielhaft wurde für den Pegel 6.2 im Palmbruch für das Kalenderjahr 2018 statistische Zusammenhänge berechnet. Die Korrelation wurde, wie untenstehend, aus dem Niederschlag und der Differenz aus dem Pegelwasserstand zum Zeitpunkt des Niederschlages plus i-Stunden und dem Pegelwasserstand zum Zeitpunkt des Niederschlages berechnet.

r = (precip) korreliert mit (Pegelwasserstand ((x+i)-x)

wobei:

r = Korrelationskoeffizient

precip = Niederschlag (engl. precipitation) in Millimeter pro Stunde (mm/h)

x = Pegelwasserstand zum Zeitpunkt x

i = Zeitversatz zwischen zweiPegelwasserstandsmessungen in Stunden

Bei der Datenauswertung wurden die stündlichen Datensätze der Niederschläge mit den dazugehörigen Differenzen der Pegelwasserstände korreliert. Als Variable der untersuchten Daten wurde die Niederschlagshöhe oder der Zeitversatz in i Stunden verändert (vgl. Tab. 9 und 10). Die Datensätze wurden mit dem Kolmogorov-Smirnov-Test auf Normalverteilung getestet. Die

Datensätze des Niederschlags und der Pegelwasserstandsdifferenz sind nicht normalverteilt. Die Korrelationen wurden deshalb mit der Spearman-Korrelation berechnet. Dies ist ein Rangtest, der den einzelnen Daten Ränge zuweist (Ordinalverteilung) und darüber Korrelationen berechnet. Zusätzlich wurde die Pearson-Korrelation berechnet, die eine Normalverteilung der Daten voraussetzt. Damit darf die Pearson-Korrelation nur als Trend interpretiert werden (Hartung et al. 1985, Sachs 1984).

Für den Pegel 6.2 im Palmbruch ergibt sich eine vergleichsweise hohe Korrelation bei einer Niederschlagshöhe von über fünf Millimeter pro Stunde und einem Zeitversatz der Wasserstandsdifferenzen von vier Stunden. Nach der Spearman-Korrelation sind 29 % (R²=0,29) der Datenstreuung der Wasserstandsdifferenzen vom Niederschlag abhängig. Die restliche Streuung von 71 % ist auf andere Einflussfaktoren zurückzuführen. Bei sehr geringer Datenanzahl von n ≤ 5 können hohe Korrelationen festgestellt werden. Im Vergleich zur Datenmenge eines Kalenderjahres mit stündlichen Messungen (n = 8760) handelt es sich um ein enormes Datentuning. Ein (geringer) statistischer Zusammenhang zwischen Niederschlag und Pegelwasserstand kann für den Pegel 6.2 nachgewiesen werden (vgl. Tab. 9 und 10; Hartung et al. 1985, Sachs 1984).

Die Korrelationskoeffizienten ließen sich vermutlich durch Niederschlagsmessungen in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Hanggrundwasserpegeln oder durch größeres Datentuning wie die Auswahl von Niederschlagsereignissen beschränkt auf die sommerliche Trockenperiode weiter verbessern. Es ließ sich weder durch die grafische noch durch die statistische Auswertung klären, ob der Wasseranstieg durch den örtlichen Niederschlag oder durch den Zwischenabfluss (Quellwasserspeisung) bedingt war. Zudem konnten keine eindeutigen Informationen zum zeitabhängigen Wasserfluss innerhalb des Kluftwasserspeichers durch zeitversetzte Peaks der hangabwärtsfolgenden Pegel (Hangcatena) festgestellt werden.

Es ist davon auszugehen, dass aufgrund der Höhe des Anstieges der Pegelwasserstände um bis zu mehrere Dezimeter im Vergleich zu den örtlichen

Tabelle 9: Berechnung des statistischen Zusammenhangs bei variablen Niederschlägen (mm/h) und konstantem Zeitversatz von vier Stunden für den Pegel 6.2 im Palmbruch und das Kalenderjahr 2018

Berechnung des statistischen Zusammenhangs zwischen Niederschlagsereignissen und Wasserstandsdifferenzen zum Zeitpunkt (x+i)-x bei einem Zeitversatz von i = 4 Stunden für unterschiedliche Niederschlagsereignisse des Jahres 2018 und dem Pegel 6.2 im Palmbruch									
Niederschlagshöhe in mm/h	> 1	> 2	> 3	> 4	> 5	> 6	> 7	> 8	
Anzahl n an Niederschlagsereignissen	297	103	57	43	29	20	17	12	
normalverteilt	nein	nein	nein	nein	nein	nein	nein	nein	
Berechnungen nach Pearson (Normalverteilung vorausgesetzt)									
Korrelationskoeffizient r	0,18	0,26	0,30	0,31	0,66	0,62	0,54	0,49	
Bestimmtheitsmaß R ²	0,03	0,07	0,09	0,10	0,43	0,38	0,30	0,24	
Berechnungen	Berechnungen nach Spearman (Rangtest: Ordinalverteilung)								
Korrelationskoeffizient r	-0,02	0,00	0,13	0,25	0,54	0,43	0,13	0,03	
Bestimmtheitsmaß R ²	0,00	0,00	0,02	0,06	0,29	0,19	0,02	0,00	
Niederschlagshöhe in mm/h	> 9	> 10	> 11	> 12	> 13	> 14	> 15		
Anzahl n an Niederschlagsereignissen	11	9	8	7	5	3	2		
normalverteilt	nein	nein	nein	nein	nein	nein	nein		
Berechnungen n	ach Pears	on (Norr	nalverteil	ung vora	usgesetzt	:)			
Korrelationskoeffizient r	0,65	0,80	0,80	0,85	0,93	0,90	1		
Bestimmtheitsmaß R ²	0,42	0,63	0,64	0,73	0,87	0,81	1		
Berechnungen	nach Spea	arman (R	angtest: (Ordinalve	erteilung)				
Korrelationskoeffizient r	0,15	0,42	0,36	0,54	0,90	1	1		
Bestimmtheitsmaß R ²	0,02	0,17	0,13	0,29	0,81	1	1		

Tabelle 10: Berechnung des statistischen Zusammenhangs bei konstantem Niederschlag (mm/h) und variablem Zeitversatz für den Pegel 6.2 im Palmbruch und das Kalenderjahr 2018

Berechnung des statistischen Zusammenhangs zwischen Niederschlagsereignissen und Wasserstandsdifferenzen zum Zeitpunkt (x+i)-x bei Niederschlagsereignissen von > 5 mm/h bei unterschiedlichen zeitlichen Differenzen der Wasserstandshöhen für das Jahr 2018 und dem Pegel 6.2 im Palmbruch										
Zeitversatz der Wasserstandsdifferenzen	1 h	2 h	3 h	4 h	5 h	6 h	7 h	8 h		
Anzahl n an Niederschlagsereignissen	29	29	29	29	29	29	29	29		
normalverteilt	nein	nein	nein	nein	nein	nein	nein	nein		
Berechnungen nach Pearson (Normalverteilung vorausgesetzt)										
Korrelationskoeffizient r	0,43	0,54	0,62	0,66	0,64	0,61	0,60	0,60		
Bestimmtheitsmaß R ²	0,18	0,29	0,38	0,43	0,41	0,37	0,36	0,36		
Berechnungen nach Spearman (Rangtest: Ordinalverteilung)										
Korrelationskoeffizient r	0,32	0,41	0,48	0,54	0,52	0,42	0,39	0,41		
Bestimmtheitsmaß R ²	0,10	0,17	0,23	0,29	0,27	0,18	0,16	0,16		
Zeitversatz der Wasserstandsdifferenzen	9 h	10 h	11 h	12 h	13 h	24 h	48 h	72 h		
Anzahl n an Niederschlagsereignissen	29	29	29	29	29	29	29	29		
normalverteilt	nein	nein	nein	nein	nein	nein	nein	nein		
Berechnungen na	ch Pears	on (Norn	nalverteil	ung vora	usgesetzt)				
Korrelationskoeffizient r	0,55	0,51	0,49	0,45	0,46	0,22	0,21	0,15		
Bestimmtheitsmaß R²	0,30	0,26	0,24	0,20	0,21	0,05	0,04	0,02		
Berechnungen r	Berechnungen nach Spearman (Rangtest: Ordinalverteilung)									
Korrelationskoeffizient r	0,26	0,15	0,31	0,36	0,43	0,39	0,38	0,31		
Bestimmtheitsmaß R²	0,07	0,02	0,09	0,13	0,18	0,15	0,14	0,09		

Niederschlägen von unter 20 Millimetern die Quellwasserspeisung eine entscheidende Rolle in der Wasserversorgung der Hangbrücher einnimmt.

Die Reaktion des Wasserstandes nach Niederschlagsereignissen wird als Mischsignal verschiedener Einflussfaktoren interpretiert. Dazu gehören bspw. die örtliche Niederschlagshöhe, die Funktionsweise des Kluftwasserspeichers als Quellwasserlieferant (wohin fließt das Wasser im Kluftwasserspeicher?), die Länge der vorangegangen Trockenperiode ("Auffüllen" des Kluftwasserspeichers) oder die Interzeptionsleistung der Vegetation im Einzugsgebiet der Quelle. Ein weiterer Grund für den problematischen statistischen Nachweis des Zusammenhangs zwischen Niederschlag und Pegelwasserstand liegt im Erreichen einer maximalen Wassersäule. Sobald die Wassersäule bis zur Geländeoberfläche steigt, läuft das Überschusswasser an der Oberfläche ab (vgl. Abb. 37). Damit werden mögliche Peaks in der Wasserversorgung der Hangbrücher vorzugsweise im Winterhalbjahr nicht von den Hanggrundwasserpegeldatenloggern erfasst.

Die monatlichen Geländebegehungen zeigten, dass das Absinken des Hanggrundwasserstandes nicht mit dem Austrocknen der Torfe gleichzusetzen ist. Trotz niedrigem Pegelwasserstand sind die oberflächennahen Torfe mit der Fingerprobe bodenkundlich als sehr feucht bis nass anzusprechen. Nach Succow & Joosten (2001) ist dafür die Bindung von Wasser mittels Kohäsion, Adhäsion oder gar chemischer Bindung verantwortlich. Damit kann die installierte Messtechnik lediglich das ungespannte Hangzugwasser erfassen, welches in den Porenräumen der Torfe hangabwärts fließt. Bei sinkendem Wasserstand in den Hangbrüchern ist von einer Belüftung der oberflächennahen Bodenhorizonte auszugehen. Dies fördert den Torfabbau (AD-HOC-ARBEITSGRUP-PE BODEN 2005, BLUME et al. 2010, Succow & JOOSTEN 2001), welcher lokal sehr unterschiedlich sein kann. In hydrologisch nahezu ungestörten Flächen konnte in der niederschlagsarmen Sommerperiode 2018 wie bspw. im Quellbereich zwischen und oberhalb der beiden Entwässerungsgräben des Thierchbruchs stets feuchte bis nasse Torfsubstrate angetroffen werden. Im Gegensatz

dazu konnte im Gebranntes Bruch im obersten Hangbereich in der Adlerfarnfläche im Jahr 2017 und 2018 durch Bohrung ein Austrocknen der Torfe festgestellt werden. Dies reichte bis auf den mineralischen Untergrund. Das Trocknen der Torfe führte zu einer tiefgründigen Vermulmung. Solche Beobachtungen stellte bereits Reichert (1973) im Ochsenbruch fest. Diese trockenen Teilbereiche werden dem hydrologischen Typ "anthropogen beeinflussten Hangbruch" zugeordnet. Ein wichtiger Faktor zur Torfdegradation ist demnach der Wegebau mit tiefen Wegebegleitgräben. Diese schneiden den Zwischenabfluss ab, sodass hangabwärtsliegende Hangbruchbereiche im Sommerhalbjahr nicht mehr durch das Hangzugwasser gespeist werden. Diese gestörten Hangbruchbereiche können sich einige Dekameter hangabwärts erstrecken. Die Abhängigkeit der Wasserversorgung der Hangbrücher von Niederschlägen und deren anschließenden raschen Quellwasserspeisung ist für den charakteristischen Aufbau der Torfe verantwortlich. Deshalb sind die Torfsubstrate häufig stark zersetzt. Die Hanglage limitiert das Torfwachstum, da das Überschusswasser abfließt (vgl. Abb. 37). Die sommerlichen Wasserstandschwankungen werden als Ergebnis der Verdunstungsleistung insbesondere durch die Vegetation und den Niederschlagsereignissen interpretiert.

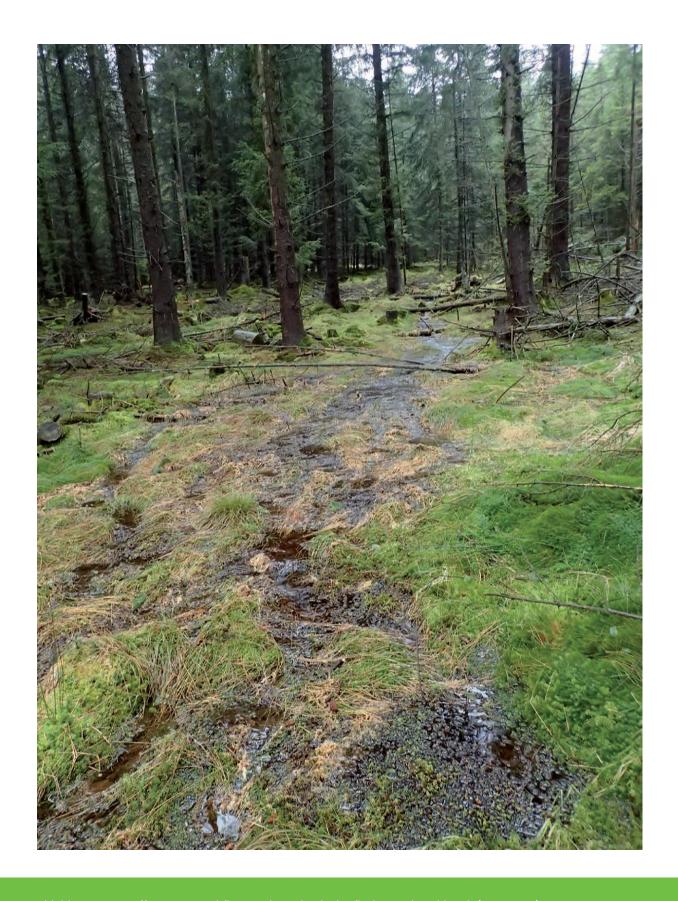


Abbildung 37: Diffuser Wasserabfluss an der Geländeoberfläche im Thierchbruch (Foto: Kopf)

5.1.2 Geoökologisches Gewässermonitoring

Die pH-Werte der Hangbrücher liegen vorzugsweise zwischen 4 und 5. Die höheren pH-Werte im Johannenbruch sind vermutlich auf den Einfluss des geologischen Wechsels zwischen Quarzit und Hunsrückschiefer zurückzuführen. Eine Erhöhung des pH-Wertes könnte von der einmaligen Kalkung in den späten 1980er oder 1990er Jahre ausgehen sowie von einer Wiederholungskalkung im Umfeld des Johannenbruchs im Jahr 2002 (vgl. Abb. 45 und 46). Einen Einfluss von Wegedurchlässen aus Beton, welcher zu einer pH-Werterhöhung führt, ist nicht auszuschließen. Gegen diese Vermutungen sprechen die niedrigen pH-Werte der anderen gekalkten Hangbrücher (Thierchbruch und Thranenbruch) und die niedrigen gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten. Die vergleichsweise hohen pH-Werte im Riedbruch (ID 24, 27, 28, vgl. Abb. 22), Thierchbruch (ID 39) und Thranenbruch (ID 44, 45) sind auf die Verbauungen im Traunbach zurückzuführen. Das Quellgebiet des Traunbachs liegt im Thranenbruch, wobei erste Wasserzuläufe der nördlichen Teilfläche Wegedurchlässe aus Beton (mit vermutlich kalkhaltigem Zement) passieren. Im Bachlauf des Traunbachs passiert das Wasser mehrere dieser Durchlässe, sodass sich der pH-Wert kontinuierlich von ID 44 über 45, 24, 27, 28 bis ID 39 erhöht. Nach Ruthsatz (1999) sind im Palmbruch Quellwässer mit vergleichsweise höheren Calcium- oder Magnesiumgehalten anzutreffen, wodurch der erhöhte pH-Wert von ID 63 zu erklären ist. Die Hälfte der Messstellen im Oberhang der Hangbrücher zeigen die höchsten pH-Werte (ID 11 im Johannenbruch, ID 41 im Thranenbruch, ID 61 im Palmbruch). Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass der pH-Wert mit dem Durchsickern der Brücher bspw. durch H⁺-Ionenaufnahme fällt. Die pH-Wertspanne der vorliegenden Untersuchungsergebnisse sind mit den Untersuchungen von Ruthsatz (1999, 2000), RUTHSATZ & HOLZ (1997) und SCHWICKE-RATH (1975), welche unter anderem im Riedbruch, Thranenbruch oder Palmbruch aktiv waren, konform. Nach HÖLTING & COLDEWEY (2013) haben Quellwässer aus quarzitischem Untergrund einen pH-Wert von 6, sofern diese keine Besonderheiten (Bsp. Torf) in der Bodenzone durchsickern. Nach der Trinkwasserverordnung von 2001 liegt

der pH-Wert der untersuchten Gewässer unter dem Grenzwert von pH 6,5. Eine potenzielle Trinkwasserentnahme aus den Hangbrüchern erfordert eine Trinkwasseraufbereitung (Bundesministerium der Justiz und für Verbraucherschutz 2001).

Die elektrische Leitfähigkeit, welche meist unter 75 μS/cm an den untersuchten Standorten liegt, ist als gering einzustufen. Diese entsprechen den Messwerten von Quellwässern aus Quarzit mit etwa 55 µS/cm (Hölting & Coldewey 2013). Die vorliegenden Messwerte liegen im Bereich der Ergebnisse von Ruthsatz (1999, 2000), Ruthsatz & Holz (1997) und Schwickerath (1975). Die erhöhte elektrische Leitfähigkeit im Palmbruch (ID 63 und ID 64) ist mit erhöhten Ionengehalten von Natrium, Calcium oder Magnesium zu erklären (RUTHSATZ 1999). Der in der Trinkwasserverordnung von 2001 angegebene Grenzwert der elektrischen Leitfähigkeit von 2790 µS/cm wird weit unterschritten (Bundesministerium der Justiz und für Verbraucherschutz 2001). HÖLTING & COLDEwey (2013) geben für den Wassertyp Regenwasser eine elektrische Leitfähigkeit von 5 bis 30 μS/cm und für den Wassertyp "süßes" Grundwasser von 30 bis 2000 μS/cm an. Die vorliegenden Ergebnisse fallen teilweise in den Bereich für Regenwasser (Bsp. ID 16) und liegen in der Mehrzahl im unteren Grenzbereich des "süßen" Grundwassers.

Die geringe elektrische Leitfähigkeit, die dem Wassertyp Regenwasser ähnlich ist, wird als Ursache für das (punktuelle) Wachstum von Hochmoorpflanzen in den Hangbrüchern, die von den Vegetationskundlern gefunden wurden (RUTHSATZ & HOLZ 1997, SCHWICKERATH 1975), betrachtet. Nach REICHERT (1973, 1975) führen die geringen Leitfähigkeiten (Nährstoffarmut) zum Wachstum einer hochmoorähnlichen Vegetation. Die Hangbrücher dürfen deshalb nicht den Hochmooren zugeordnet werden. RUTHSATZ & HOLZ (1997) bezeichnen die Hangbrücher als Niedermoore mit kleinräumigem Wachstum von für Hochmoore typischen, lichtbedürftigen Pflanzen.

Die Ergebnisse der Sauerstoffsättigungsmessungen der Gewässer lässt sich grob in zwei Kategorien unterteilen. Die erste Kategorie umfasst die Ergebnisse der Messstellen in den Gräben sowie Bächen und die zweite Kategorie umfasst

die Messtellen in den Hangbrüchern. Die Hangbrücher zeigen vergleichsweise geringere Sauerstoffsättigungen. Die Gräben und Bäche führen (nahezu) ganzjährig bewegtes Wasser, sodass stets atmosphärischer Sauerstoff in den Fließgewässern angereichert wird. Die Hangbrücher zeigen einen jahreszeitlichen Verlauf mit winterlich hoher und sommerlich niedrigerer Sauerstoffsättigung (vgl. Abb. 25). Bei der winterlichen Wassersättigung der Torfe (vgl. Abb. 16 bis 21) führen die Überrieselungseffekte an der Geländeoberfläche zur Sauerstoffanreicherung des Wassers. Im Sommer fehlen die Überrieselungseffekte, sodass die Sauerstoffanreicherung unterbleibt und Sauerstoff aufgrund von Umsetzungsprozessen verbraucht wird (Succow & Joosten 2001).

5.2 Pedologische Untersuchungen

5.2.1 Bodenprofil BIW 080

Das Profil BIW 080 lässt sich in zwei Schichten unterteilen. Die erste Schicht ist auf Löss mit oberflächennaher Anreicherung von organischer Substanz zurückzuführen. Die zweite Schicht wird durch die periglaziale Schuttdecke aufgebaut. Ein besonderes Merkmal ist der Einfluss von sauerstoffreichem Hangzugwasser.

Dieses Bodenprofil ist typisch für die Randbereiche der Hangbrücher. Die hydromorphen Merkmale reichen bis zur Grabungstiefe und nehmen nach unten hin zu. Bei Grundwassereinfluss wäre das Horizontsymbol Go die korrekte Ansprache. Es wurde eine Kombination aus S- und G-Horizonten gewählt. Mit dem S-Horizont wird der stauende Effekt des Untergrundes berücksichtigt, welcher das Hangzugwasser begünstigt. Mit dem G-Horizont lassen sich die hydromorphen Merkmale durch den Einfluss des sauerstoffreichen Grundwassers im Profil beschreiben. Im Oberboden reicherte sich wegen des Wasserüberschusses organische Substanz an. Es könnte sich auch um Reste einer Torfmineralisation handeln. Diese Annahme könnte wegen des intensiven Entwässerungsnetzes an diesem Standort angenommen werden. Damit wäre das Horizontsymbol rAa zu wählen. Die Bioturbation begünstigt einen relativ geringen organischen Anteil. Wildschweine durchwühlen auf der Suche nach Futter oder beim

Suhlen in den Nassstellen die Randbereiche des Hangbruchs. Bei der Bildung der Basislage wurde lösshaltiges Material mit quarzitischen Sandsteinen solifluidal durchmischt. Das sauerstoffreiche Quellwasser sorgte für die hydromorphe Überprägung des Standortes. Dieses Profil ist nicht den organischen Böden zuzuordnen. Der Bodentyp ist als Oxigley-Anmoorstagnogley anzusprechen. Die Randbereiche der Hangbrücher mit Übergängen zwischen Oxigleyen, Stagnogleyen und Anmoorgleyen unterscheiden sich beim Bodenaufbau im Anteil der organischen Substanz, der Mächtigkeit der organischen Substanz und in der unterschiedlich starken hydromorphen Überprägung.

5.2.2 Bodenprofil MOR 204

Das Profil MOR 204 lässt sich in drei Schichten gliedern. Die oberste Schicht bildet der Torf. Er kennzeichnet sich durch seinen starken Zersetzungsgrad und wird wegen seiner botanischen Zusammensetzung den Übergangsmoortorfen zugeordnet. Die mittlere Schicht ist durch Lössanwehungen geprägt. Im oberen Horizont (II fAa) sind erhöhte organische Kohlenstoffgehalte festzustellen, die nach unten geringer werden. Im unteren Horizont der Lössanwehungen (II fBfv-Go) sind Beimengungen der Laacher-See-Tephra zu finden. Die unterste Schicht bildet die periglaziale Schuttdecke.

Dieses Bodenprofil ist typisch für die Kernbereiche der Hangbrücher, die außerhalb des Wirkungsbereiches der Quellschüttungen liegen. Dadurch blieb der Löss erhalten und wurde nicht durch das anströmende Wasser erodiert. Diese Standorte sind fast ganzjährig nass, sodass die organische Substanz nicht vollständig abgebaut wird. Zunächst wurden die Sedimente der Hauptlage mit organischem Material angereicht und bioturbat durchmischt, sodass Ah- und Aa-Horizonte entstanden sind, die durch den aufwachsenden Torf fossil bedeckt wurden. Durch die sommerlichen Trockenperioden sind die Torfe im Oberboden meist vererdet bis vermulmt. Im Unterboden sind in der Regel amorphe Torfe anzutreffen, die an seltenen Standorten mit Torfschrumpfungsrissen durchsetzt sind. Diese Standorte sind dem Bodentyp Niedermoor zuzuordnen, wobei als Subtypen Ausprägungen von Erdübergangsmoor bis Mulmübergangsmoor vorkommen.

5.2.3 Bodenprofil MOR 206

Das Bodenprofil MOR 206 ist durch zwei Schichten gekennzeichnet. Die obere Schicht wird aus Torf aufgebaut und die untere mineralische Schicht geht aus der Basislage hervor. Der Löss ist weitgehend erodiert. Die Torfhorizonte sind aufgrund ihrer botanischen Zusammensetzung meist den Übergangsmoortorfen zuzuordnen. Nur in Ausnahmefällen sind Niedermoortorfe zu finden.

Dieser Standort ist typisch für die Kernbereiche der Hangbrücher, die von den hohen Quellschüttungen betroffen sind. Sie sind auf die Standorte direkt im Quellbereich und deren natürlichen Abflüsse begrenzt. Durch die Quellschüttung wurde der feinkörnige Löss meist nahezu erodiert. Es kam zu Ablagerungen von kantigem Quarzitschutt, welche auf fluviatile Prozesse zurückzuführen sind. Die Blöcke der periglazialen Schuttdecke hatten eine schützende Wirkung vor der linienhaften Erosion des Wassers, sodass die Basislage heute gut zu erkennen ist. Diese Standorte sind ebenfalls dem Bodentyp Niedermoor zuzuordnen. Je nach Erhaltungszustand der Torfe können unterschiedliche Subtypen wie bspw. Normübergangsmoor oder Erdübergangsmoor auftreten.

5.2.4 Torfmächtigkeitskartierung

Die Geometrie der Torfmächtigkeiten lassen den Schluss zu, dass die höchsten Torfmächtigkeiten auf quellige Stellen zurückzuführen sind. Diese können sich zungenförmig hangabwärts ziehen. Die Quellbereiche können punktuell oder als Hangkanten auftreten (vgl. Abb. 29 bis 34). Der Torf wird vorzugsweise in den Quellmulden und in den Rinnen früherer, teilweise erodierter Abflussbahnen aufgebaut (vgl. Abb. 28, 30, 32 und 34). Diese sind als natürliche Entwässerungslinien der Quellen zu interpretieren, welche meist mehrere Meter breit sind. Die Quellbereiche sind als Kernbereiche der Hangbrücher anzusprechen. Ein Hangbruch kann aus verschiedenen Quellen aufgebaut sein. Der Übergang der Kernbereiche zu den mineralischen Böden setzt sich in der Regel aus den Bodentypen Moorgley, Anmoorgley, Nassgley oder Oxigley zusammen. Dadurch entsteht ein Mosaik aus einer Vielzahl hydromorpher mineralischer bis organischer Böden (Bodentypen) auf engstem Raum, meist im Abstand von wenigen Metern bis Dekametern. Die stellenweise verhältnismäßig mächtigen torfreichen Moorböden im Mittel- oder Unterhang der Hangbrücher werden als weitere Quellbereiche interpretiert, die nach Reichert (1973) muldenförmig aufgebaut sein können. Die Quellbereiche in den Hangbrüchern folgen meist einer gemeinsamen Höhenlage ü. NN. Dies wird als Hinweis auf das Kluftwassersystem des Quarzits zum Einfluss auf die Hangbrüchbildung interpretiert. Die kartierten Torfmächtigkeiten sind mit den Untersuchungen von Lehmann (1986), Ruthsatz & Holz (1997) und Gallus et al. (2007) konform.

5.2.5 Säure-Base-Stufen

Nach Succow & Joosten (2001) können über die Boden-pH-Werte die Säure-Basen-Stufen von Moorstandorten ermittelt werden. Zur Charakterisierung der Säure-Base-Stufen wurden die pH-Werte der analysierten 82 Torfhorizonten (> 30 % organische Substanz) den pH-Wertebereichen nach Succow & Joosten (2001) zugeordnet (vgl. Tab. 11).

Die Hangbrücher sind nach Succow & Joosten (2001) als stark sauer anzusprechen, wobei einige Torfhorizonte sehr stark oder mäßig sauer sind (vgl. Abb. 38). Damit sind die Torfhorizonte der sauren Gruppierung zuzuordnen. Nach AD-нос-ARBEITSGRUPPE BODEN (2005) sind pH-Werte unter 4 (≤ stark sauer) von Moorstandorten nach ausschließlich bodenchemischer Betrachtung den Torfartengruppen Übergangsmoortorf oder Hochmoortorf zuzuordnen. Die von Succow & Joosten (2001) vorgegebenen Bereiche der pH-Werte zur Einschätzung der Säure-Base-Stufen basieren auf pH-Werten, die in KCl-Lösung gemessen wurden. Die vorliegenden pH-Werte wurden in CaCl₃-Lösung gemessen. Nach Blume et al. (2011) ist die Messung des pH-Wertes in CaCl₃-Lösung der KCl-Lösung vorzuziehen.

Tabelle 11: Säure-Base-Stufen von Moorstandorten auf der Grundlage von pH-Wertmessungen in KCl-Lösung von Moorsubstraten (Succow & Joosten 2001)

Bezeichnung	pH-Wert	Gruppierungen	
extrem sauer	< 2,4		
sehr stark sauer	2,4 - 3,2	sauer	
stark sauer	3,2 - 4,0		
mäßig sauer	4,0 - 4,8		
schwach sauer	4,8 - 5,6	subneutral	
sehr schwach sauer	5,6 - 6,4		
neutral	6,4 - 7,2	(alkalisch) kalkhaltig	
basisch	> 7,2		

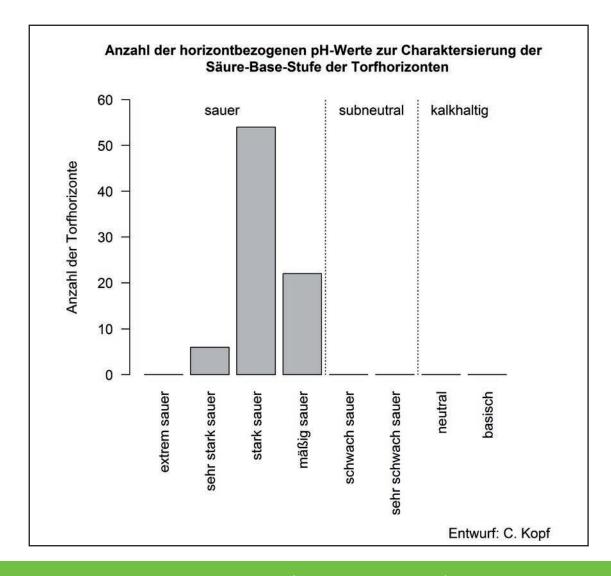


Abbildung 38: Anzahl der analysierten Torfhorizonten (> 30 % organische Substanz) sortiert nach deren Säure-Base-Stufe nach Succow & Joosten (2001)

5.2.6 Trophiestufen

Nach Succow & Joosten (2001) kann über das Verhältnis von Kohlenstoff zu Stickstoff (C/N-Verhältnis) der Torfhorizonte (> 30 % organische Substanz) die Trophiestufe von Mooren eingeschätzt werden (vgl. Tab. 12).

Die Trophiestufen der Torfhorizonte sind demnach überwiegend als mesotroph anzusprechen (vgl. Abb. 39). 27 der 82 analysierten Torfhorizonten sind als eutroph anzusprechen. Ein Horizont ist als oligotroph anzusprechen. Die Nährstoffversorgung der Hangbrücher reicht damit von ziemlich arm bis kräftig mit der Ausnahme eines sehr nährstoffarmen Horizontes.

Die Einschätzung der Trophiestufen nach Succow & Joosten (2001) wurde auf Grundlage der nordostdeutschen Moore entwickelt. Diese liegen unter anderem in der geologisch kalkreichen Altmoränenlandschaft. Historisch wurden

viele Moorstandorte für die landwirtschaftliche Nutzung gedüngt oder zur Filterung von Abwasser genutzt (Succow & Joosten 2001). Typisch für Quellmoore sind mineralische Beimengungen. Der Kohlenstoffanteil der Torfhorizonte ist geringer als bei Hochmooren, die ausschließlich durch Regenwasser gespeist werden (vgl. Abb. 152 bis 154, Succow & Joosten 2001). Block (1990) konnte in den 1980er Jahren erhöhte atmosphärische Stickstoffdepositionen in rheinland-pfälzischen Wäldern feststellen. Unter Berücksichtigung eines reduzierten Kohlenstoffanteils und eines anthropogen erhöhten Stickstoffanteils reduziert sich das C/N-Verhältnis. Die Hangbrücher sind demnach einer ärmeren Trophiestufe mit höheren C/N-Verhältnissen in Richtung oligotroph (nährstoffarm) einzustufen. Bereits Reichert (1973) ordnete die Hangbrücher den oligotrophen Niedermooren zu.

Tabelle 12: Trophiestufen von Moorstandorten auf Grundlage des C/N-Verhältnisses (Succow & Joosten 2001, gekürzt)

Bezeichnung	C/N-Verhältnis	Gruppierungen
sehr arm	>40	oligotroph
arm	33 - 40	(nährstoffarm)
ziemlich arm	26 - 33	mesotroph
mittel	20 - 26	(mäßig nährstoffarm)
kräftig	13 - 20	eutroph
reich	10 - 13	(nährstoffreich)
sehr reich	7 - 10	polytroph (nährstoffüberlastet)
extrem reich	< 7	(nährstoffüberbelastet)

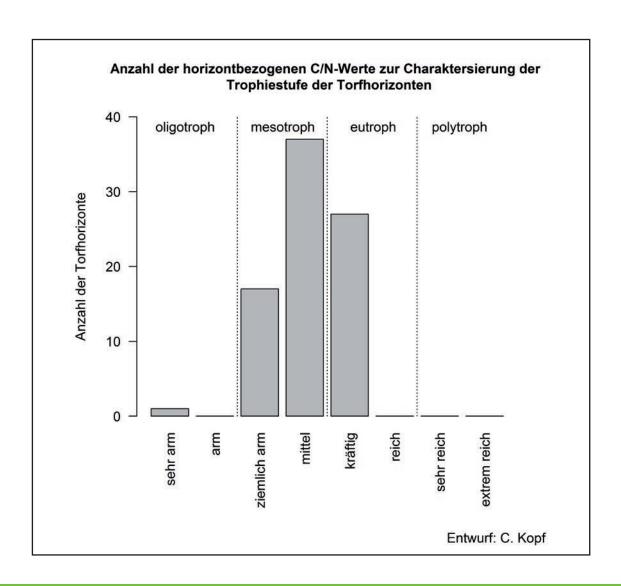


Abbildung 39: Anzahl der analysierten Torfhorizonte (> 30 % organische Substanz) sortiert nach deren Trophiestufe nach Succow & Joosten (2001)

5.2.7 Hydrogenetischer Moortyp

Die Einordnung des hydrogenetischen Moortyps erfolgt nach den Vorgaben von Succow & Joosten (2001), welche den unterschiedlichen Mooren typische Eigenschaften zuordneten. Die Hangbrücher sind keinem Moortyp eindeutig zuzuordnen. Es handelt sich um einen Übergang zwischen Quell- und Hangmooren (vgl. Tab. 13 und 14). Deshalb sollten die Hangbrücher als Hangquellmoore angesprochen werden. Stellenweise sind

die Beschreibungen von Succow & Joosten (2001) unpräzise, sodass sich Zuordnungen nicht eindeutig feststellen lassen. Darunter fällt bspw. die Wasserspeisung durch Grundwasser. Die Hangbrücher werden im Sinne von Hölting & Coldewey (2013) von Grundwasser gespeist. Dieses ist nicht mit dem tieferen Grundwasser (tiefere Grundwasserstockwerke) gleichzusetzen.

Tabelle 13: Eigenschaften des hydrogenetischen Moortyps "Hangmoor" nach Succow & Joosten (2001)

Eigenschaften des hydrogenetischen Moortyps "Hangmoor" auf die Hangbrücher			
zutreffend	unzutreffend		
flächenhafte Flachhang-Vermoorungen	wächst hangaufwärts		
Speisung durch Mineralbodenwasser	vom Grundwasser unabhängig		
Speisung durch ungespanntes Hangwasser (Interflow)	allein auf Mittel- und Unterhänge beschränkt		
Wasser durchzieht Moor in Bächen und Bahnen	weitgehend ombrogene Verhältnisse im Unterhang		
Torf lagert direkt dem mineralischen Untergrund auf			

Tabelle 14: Eigenschaften des hydrogenetischen Moortyps "Quellmoor" nach Succow & Joosten (2001

Eigenschaften des hydrogenetischen Moortyps "Quellmoor" auf die Hangbrücher		
zutreffend	unzutreffend	
vom Grundwasser gespeist	große Moormächtigkeiten	
Akkumulation von organischem und mineralischem Material	großes unterirdisches Wassereinzugsgebiet	
hoher Anteil an mineralischen Fällungsprodukten und eingeschwemmten silikatischen Bestandteilen		
Torfe häufig hoch zersetzt		

5.3 Geobotanische Untersuchungen

5.3.1 Interpretation der palynologischen Ergebnisse

Auf feuchten Standorten etablierte sich eine Erlen-Birken-Bruchwaldgesellschaft. Zu Beginn war die Birke dabei noch subdominant. Auf trockenen mineralischen Standorten sowie an der mineralischen Basis ist von einer Haselund Eichenmischwaldgesellschaft auszugehen. Vermutlich durch anthropogene Einflüsse wurde die Buche indirekt gefördert. Baumarten, die

wirtschaftlich verwertbar waren, wurden prioritär genutzt, sodass die Buche in der Waldgesellschaft an Bedeutung zunahm. Mit dem Vorkommen der Fichte ist von einer intensiven forstwirtschaftlichen Nutzung auszugehen (Schloß & Wick 2019). Diese setzte mit dem beginnenden 19. Jhd. ein (Schultheiß 2014/2015). Die pollenanalytischen Basisfunde lassen ein end-neolithisches oder früh-bronzezeitliches Alter vermuten (Schloß & Wick 2019). Es ist zu beachten, dass die Basisfunde noch im mineralischen Boden liegen.

5.3.2 Interpretation der Großrestanalysen

Die Großrestanalysen erlauben Rückschlüsse auf die Entstehungsbedingungen der Hangbrücher. Sphagnum palustre und Sphagnum fallax sind in Südwestdeutschland als Mineralbodenwasserzeiger einzustufen (Hölzer 2010). Allein das Vorkommen von Sphagnum magellanicum bei 27 cm deutet auf hochmoorartige Verhältnisse hin. Solche Situationen fanden RUTHSATZ & HOLZ (1997) bei Vegetationskartierungen kleinflächig. Da es sich bei diesem Vorkommen um eine Inselerscheinung im Bohrkern handelt, ist der Moortyp nicht den Hochmooren zuzuordnen. Stattdessen ist eine Sondersituation wie ein umgestürzter Baum anzunehmen, die das Wachstum von S. magellanicum förderte, da die Pflanzen kurzzeitig vom Mineralbodenwasser (Hangzugwasser) abgeschnitten waren. Mit dem Auftreten von Sphagnum girgensohnii kann von einer intensiven Fichtenwirtschaft ausgegangen werden (Hölzer 2010).

5.3.3 Interpretation der Altersdatierungen

Mit der Altersdatierung der Großreste konnten verlässliche Radiokohlenstoffalter zur Rekonstruktion der Hangbruchgenese gewonnen werden. Diese sind im Thranenbruch jünger als 350 Jahre BP. Die Torfakkumulation im Thranenbruch fällt in die klimatisch kalte Kleine Eiszeit (ALT & SIROCKO 2012). Das Einbringen der Fichten führte wahrscheinlich zu einem ausgeglichen Mikroklima mit zusätzlicher saurer Nadelstreu, was das Torfwachstum begünstigt haben könnte. Es ist mit der vorliegenden Datenlage nicht zu klären, welche Einflüsse das Torfwachstum determinieren. Das komplexe Zusammenspiel der kälteren Temperaturen und der reduzierten Verdunstung an der Geländeoberfläche durch die schützende geschlossene Fichtengesellschaft wird als wahrscheinlich eingestuft.

Die ¹⁴C-Alter der Hangbrücher sind im Vergleich zu ¹⁴C-Alter anderer Hoch- und Niedermoore in Deutschland jung. In der Regel sind die Torfe von Hoch- und Niedermooren an deren Basis etwa 10.000 Jahre alt (Ονεκβεςκ 1975). Die datierten Großreste an der Basis der Hangbrücher des Hunsrücks liegen in Kältephasen des Holozäns (vgl. Abb. 40, insbesondere die Temperaturrekon-

struktion mittels Baumringdaten der Europäischen Alpen). Bei dem westlichen Riedbruchprofil MOR 206 wurde das älteste 14C-Alter von etwa 3.100 Jahre BP gemessen, welches ebenfalls in eine Kältedepression des Holozäns fällt (Высьнея & Sirocko 2012). Unter Berücksichtigung der Altersunterschiede kann von einem dynamischen Prozess des Torfwachstums ausgegangen werden. Dieser kann sich sowohl räumlich als auch zeitlich unterscheiden, indem der Torf Auf- und Abbauprozessen unterlag. Als Beispiel sollen die großen Altersunterschiede von etwa 2.900 Jahren im Riedbruch aufgeführt werden (vgl. Tab. 7). Unter Bezugnahme zur Leitfähigkeit (vgl. Abb. 23, ID 25 und 26) und zur Torfmächtigkeitskartierung (vgl. Abb. 30) könnte der Riedbruch von zwei unterschiedlichen Quellwassersystemen gespeist werden. Die Abflussrinnen ziehen sich zungenförmig den Hang hinunter. Wegen der lokalen Gegebenheiten und der kurzen räumlich Entfernung werden die beiden Quellsysteme als ein Hangbruch angesprochen. Dies bekräftigt die hohe Heterogenität der Hangbrücher. Einzelne Daten der 14C-Analysen sind als "Fehlschüsse" zu interpretieren. Darunter fällt die Basisprobe im Langbruch. Die Probe (schwarzes Material) wurde vermeintlich für ein Holzkohlerest gehalten. Die hohen Alter der oberflächennahen Proben im Thierchbruch (35 cm und 60 cm u. GOF) sind wahrscheinlich auf Waldkalkungen zurückzuführen. Der 14C-Anteil des ausgebrachten Dolomitkalkes (vgl. Kap. 3.1) ist aufgrund der Halbwertszeit von 5.730 Jahre (Sırocko et al. 2012) (nahezu) komplett zerfallen. Es ist davon auszugehen, dass die torfaufbauenden Pflanzen zwischen "jungem" atmosphärischen Kohlenstoff und "altem" ausgasenden Dolomitkalkkohlenstoff nicht selektieren. Dadurch bauen die Pflanzen "alten" Kohlenstoff in ihre Strukturen ein. Bei der ¹⁴C-Altersdatierung kommt es zu einem Mischsignal zwischen dem tatsächlichen ¹⁴C-Alter durch den Einbau des atmosphärischen Kohlenstoffs und des alten Kohlenstoffs des Dolomitkalkes. Das analysierte ¹⁴C-Alter ist demnach zu alt. Diese Vermutung legen die benachbarten ¹⁴C-Alter in 27,5 cm, 40 cm, 87,5 cm und 95 cm Tiefe nahe. Eine Durchmischung (Umbruch) des Torfkörpers konnte bei der Probenahme ausgeschlossen werden.

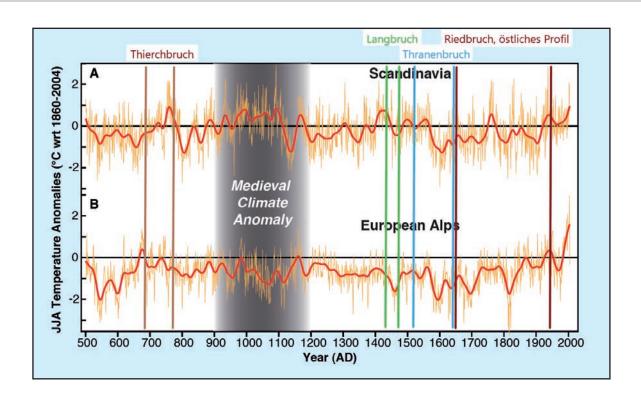


Abbildung 40: Einordnung der 1-Sigma-Kalibrationsalter (1⁴C) an der Basis der jeweiligen Profile in die Temperaturrekonstruktion der Sommertemperaturen (Juni, Juli, August) von dendrochronologischen Untersuchungen in den europäischen Alpen und Skandinavien nach BÜNTGEN & TEGEL (2011, verändert)

Es hat sich gezeigt, dass die Interpretation der ¹⁴C-Alter stets mit dem Blick auf die Großreste zu beurteilen sind. In der Matrix der beiden untersuchten Proben im östlichen Riedbruchprofil MOR 205 wurden Fichtennadeln gefunden. Deshalb waren ¹⁴C-Alter von nur wenigen hundert Jahren zu erwarten. Dies betrifft auch Proben des Thierch- und Langbruchs. Wegen der guten Erhaltung von Torfmoosblättchen und Torfmoosstengeln war ein junges Alter von wenigen hundert Jahren BP naheliegend. Die Untersuchungen der Großrestanalysen und der ¹⁴C-Altersdatierung korrelieren gut (Hölzer 2019).

Die Sedimentaltersdatierungen (OSL) zeigen, dass der mineralische Untergrund der Hangbrücher in Hanglage noch im frühen Holozän belichtet wurde. Damit konnte noch kein Torfwachstum vorhanden sein. Die Altersdatierungen sind nicht mit dem Beginn des Torfwachstums gleichzusetzen. Daher sind die Alter der OSL-Datierungen ein Terminus post quem-Datum des Torfwachstums. Das Einsetzen des Torfwachstums des heute an-

zutreffenden Torfes fand nach der letzten Belichtung des mineralischen Sedimentes statt.

5.4 Hypothese der Hangbruchgenese und deren Entwicklung unter dem Aspekt des Klimawandels

Den ersten Einfluss auf die Genese der Hangbrücher nahmen bereits die Ablagerungsbedingungen der horizontal geschichteten sandigen und tonigen Sedimente im Devon (vgl. Kap. 2.2). Im anschließenden Karbon wurden diese Schichtpakete bei der variszischen Orogenese aufgefaltet und verkippt (LGB RLP 2005, MARTIN 1984, Ribbert 2010). Die Grenzen der Schichtpakete stellten Schwachstellen für Verwitterungsprozesse dar. Während des Mesozoikums und des Tertiärs wirkte eine intensive chemische Tiefenverwitterung auf die Gesteine ein. Dies führte zu einer Dichtlagerung der Gesteine, die insbesondere bei Tonschieferverwitterungsresten kaum wasserdurchlässig sind (Felix-Henningsen et al 1991). Es entstand ein besonderer geohydrologischer Aufbau der Quarzitrücken. An der Oberfläche führten Lösseinwehungen im Pleistozän (Hauptlage, Mittellage) und Solifluktionsdecken (Basislage) zu geologischen Schichten mit unterschiedlicher Porenkontinuität (Schüler 2007). In der Tiefe ist ein verzweigtes Kluftsystem mit Längs-, Quer- und Diagonalklüften zu finden, welche miteinander in Verbindung stehen (Martin 1984, vgl. Abb. 149 und 150). Dieser Kluftwasserspeicher sammelt und konzentriert das Wasser im Quarzit (Schüler 2007).

Im beginnenden Holozän änderte sich das Klima zu einer Warmzeit. Daraus folgten gute Wuchsbedingen für die Vegetation durch Wärme und Niederschläge (Sırocko 2013). Die Niederschläge im Hunsrück versickerten in Kammlage und wurden rasch durch das Kluftsystem des Quarzites geleitet (Martin 1984, vgl. Kap 5.1.1). Durch die spezielle Faltung wird das Kluftwasser bereits im Oberhang zurück an die Oberfläche geführt (vgl. Abb. 41). Im Anschluss kann es partiell wieder in Klüften versickern und am Mittel- oder Unterhang austreten. Sobald der geologische Wechsel zwischen Quarzit und Tonschiefer erreicht wird, wird das Wasser oberflächlich in den Vorflutern abgeführt. Der Wasseraustritt kann punktuell an Quelltöpfen oder an breiten Abrisskanten erfolgen (vgl. Kap. 5.2.4, vgl. Abb. 148). Dabei entsteht ein Wasserüberschuss in den Quellbereichen. Dieser kann ganzjährig zu hohen Wasserständen in den Kernbereichen der Hangbrücher führen (hydrologisch intaktes Hangbruch Typ I, vgl. Kap. 4.1.1). Bei sommerlichen Trockenphasen können in den Kernbereichen außerhalb des Wirkungsbereiches der Quellschüttungen aufgrund der hohen Verdunstung Wasserstandsschwankungen von mehreren Dezimetern vorkommen (hydrologisch intaktes Hangbruch Typ II). Der Wasserüberschuss hemmt den Abbau organischer Substanz. Die Folge ist der Aufbau von Torf (vgl. Kap. 2.4). Bei ganzjährig hoher Wassersättigung können diese schwach zersetzt sein (Zersetzungsstufe z1). Bei häufigen sommerlichen Trockenperioden mit Phasen der Belüftung sind die Torfe stark zersetzt (Zersetzungsstufe z5). Die Niederschläge und deren rasche Quellwasserspeisung haben einen Einfluss auf den Wasserstand in den Hangbrüchern (vgl. Kap. 5.1.1). Nach Gallus et al. (2007) können die entwässernde Wirkung

von Drainagegräben und die Bodenschutzkalkungen ebenfalls zu stark zersetzten Torfen führen. Das Wasser aus den Quellbereichen fließt wegen der Hanglage oberflächlich hangabwärts. Es versickert, sobald die Durchlässigkeit der Bodenporen höher ist als der Wasserüberschuss an der Geländeoberfläche. Es fließt als Zwischenabfluss lateral ab und kann durch hydrologische Fenster in das Kluftsystem zurückgeführt werden (Schüler 2007). Der Abfluss des Wassers durch die Hanglage und das Wiederversickern des Wassers limitieren das Torfwachstum auf meist unter einem Meter Mächtigkeit. Die Hangbrücher sind dem hydrogenetischen Moortyp Hangquellmoor zuzuordnen (vgl. Kap. 5.2.7). Im Umfeld der Hangbrücher gehen die Quellwassereinflüsse zurück. Die sommerlichen Trockenperioden führen zu Wasserpegelschwankungen bis tief in den mineralischen Boden in den Randbereichen der Hangbrücher. Bei diesen Standorten wird im Sommer die anfallende organische Substanz weitgehend abgebaut. Der Wassereinfluss auf die mineralischen Böden verursacht die Bildung von hydromorphen Böden, wie bspw. Moor- oder Nassgleye (vgl. Kap. 5.2.1 bis 5.2.4).

In den feuchten bis nassen Bereichen der Hangbrücher an den Hängen des Quarzites etablierten sich angepasste Pflanzengesellschaften. Dazu zählen Vertreter von sauren, basenarmen Hoch- und Niedermoorstandorten (HÖLZER 2015, REICHERT 1975, RUTHSATZ 1999, SCHWICKERATH 1975; vgl. Kap. 5.3). Nach Du RIETZ (1954) werden Niedermoore von Mineralbodenwasser gespeist und Hochmoore ausschließlich durch Regenwasser. Das Vorkommen der Hangbrücher an den Quarzithängen ist an das Zuschusswasser von Quellen gebunden. Daher sind die Hangbrücher den Niedermooren zuzuordnen. Wegen der geringen Leitfähigkeit des Quellwassers (vgl. Kap. 4.1.2) ist von einer geringen Basensättigung auszugehen (Succow & Joosтen 2001). Das Quellwasser ist daher dem Regenwasser ähnlich (vgl. Kap 4.1.2), sodass sich punktuell eine typische Hochmoorvegetation in den Hangbrüchern etablieren konnte (Ruthsatz & Holz 1997). Reichert (1973) spricht die Hangbrücher deshalb als oligotrophe Niedermoore an. Schloß & Wick (2019) fanden bei ihren Untersuchungen keine Hinweise auf mächtige Sphagnumtorfe. Sie

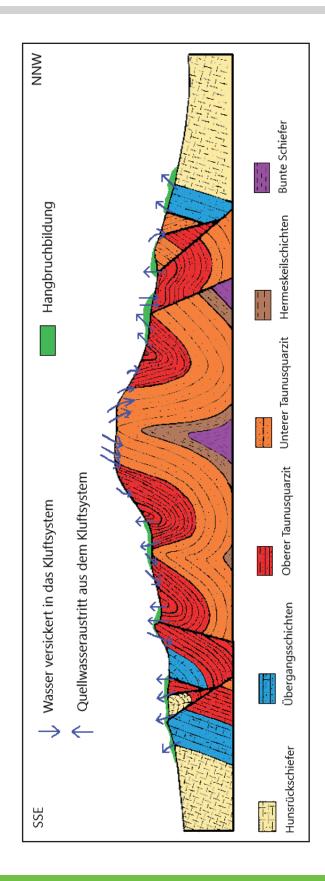


Abbildung 41: Schematische Darstellung der Funktionsweise des Kluftwasserspeichers zur Genese von Hangbrüchern in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald am Bespiel des geotektonischen verwandten Aufbaus des Soonwaldes nach Martin (1984, verändert); die Quellwasseraustritte werden überhöht dargestellt

schlussfolgern daher, dass es im Hunsrück in der Vergangenheit keine Moore, insbesondere Hochmoore, mit mehreren Metern Mächtigkeit gab. Die Torfe sind bodenkundlich überwiegend den Übergangsmoortorfen zuzuordnen. Sie umfassen Vorkommen von Hochmoor- und Niedermoorvegetation aufgrund saurer und basenarmer Wachstumsverhältnisse (vgl. Kap. 5.2). Die ermittelten Trophiestufen nach Succow & Joosten (2001, vgl. Kap. 5.2.6) stellen die Brücher in den mesotroph-eutrophen Bereich. Wegen der hohen mineralischen Beimengungen in den Torfen und den hohen anthropogenen Stickstoffeinträgen wird der Ansicht von Reichert (1973) gefolgt, dass die Hangbrücher tendenziell den oligotrophen Niedermooren zuzuordnen sind.

Die palynologischen Analysen ergaben einen Beginn des Hangbruchwachstums ab dem End-Neolithikum oder der frühen Bronzezeit im Thranenbruch (vgl. Kap. 5.3.1). Die Pollenablagerungen sind dabei noch im mineralischen Boden der Lösseinwehungen zu finden. Dieses Alter entspricht damit noch nicht dem Beginn der Torfbildung. Sedimentaltersdatierungen zeigen, dass die Mehrzahl der Hangbrücher noch im frühen Holozän nicht von Torf bedeckt waren (vgl. Kap. 4.3.3). Die Radiokohlenstoffdatierungen der Großreste zeigen meist Alter von wenigen Jahrhunderten (vgl. Kap. 4.4.3). Der überwiegende Anteil der Torfe ist demnach in der Kleinen Eiszeit gewachsen (vgl. Kap 5.3.3). Es ist zu vermuten, dass die Torfbildung in den Hangbrüchern einem dynamischen Prozess unterlag. In den Kältephasen konnte Torf aufgebaut werden, welcher in den Wärmephasen des Holozäns wieder abgebaut wurde. Bei dem Abbau blieben örtlich Reste älterer Torfbildungen erhalten, die in einer Kältephase erneut überwachsen wurden.

Nach IPCC (2014) wird sich das globale Klima in den nächsten Jahrzehnten erwärmen. Modell-rechnungen zeigen für den Hunsrück eine Temperaturzunahme bis zu 5 °C und eine Steigerung der Niederschlagssumme von etwa 10 % (im Mittel) gegenüber dem Bezugszeitraum von 1971 – 2000 (Rheinland-Pfalz Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen 2019a, Rheinland-Pfalz Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen 2019b, vgl. Abb. 156 und 157). Unter Berücksichtigung der

Clausius-Clapeyron-Gleichung kann wärmere Luft mehr Wasser speichern (Kraus 2005, vgl. Abb. 158). Es sind größere Wassermengen durch Verdunstung nötig, um Tröpfchenbildung und damit Niederschläge zu erreichen. Daraus folgt, dass sich bei nahezu unveränderter jährlicher Niederschlagssumme die Niederschlagsverteilung zugunsten weniger, aber stärkerer (Stark-)Niederschläge verändern wird. Für die Hangbrücher sind zukünftig längere (sommerliche) Trockenperioden mit höherer Verdunstung und somit entsprechendem Torfabbau anzunehmen. Es ist davon auszugehen, dass die Torfmächtigkeit und die räumliche Ausdehnung der Hangbrücher unter Berücksichtigung des Klimawandels zurückgehen werden.

6 Forschungsbedarf

Die unbekannte Hydrogeologie mit den quarzitischen Höhenzügen als Kluftwasserspeicher bleibt zum Verständnis der Quellwasserspeisung der Hangbrücher unklar. Wieviel Wasser kann der Kluftwasserspeicher aufnehmen? Kann dieser (punktuell) "leer" laufen? Kann Kluftwasser im Quarzit große Strecken zurücklegen oder nutzen örtliche Niederschläge nur den örtlichen Hangbrüchern bei deren Wasserversorgung? Tracerstudien können die Fragestellungen zur Wasserwegsamkeit im Quarzit aufklären.

Die klimatischen Einflüsse auf das Torfwachstum bleiben ungeklärt. Es ist davon auszugehen, dass die Fichtenetablierung ab Beginn des 19. Jahrhunderts zu kühlerem Bestandsklima führte, welches das Torfwachstum neben dem regional kühleren Klima der Kleinen Eiszeit begünstigte (vgl. Kap. 5.4).

Weitere geobotanische Untersuchungen in Kombination mit Altersdatierungen können den vorliegenden Datensatz erweitern, um Interpretationsansätze zu verifizieren. Dazu sollten mehr Hangbruchstandorte und mehr Beprobungspunkte innerhalb der Hangbrücher analysiert werden. Die Untersuchung des Rezentpollenniederschlages gibt Interpretationshilfen zu den palynologischen Untersuchungen (HÖLZER & HÖLZER 2014). Damit ergäbe sich ein umfassendes Bild der Heterogenität der Hangbrücher.

Gasmessungen in den Hangbrüchern könnten Informationen zur Kohlenstoffdynamik liefern. Wird der Torf tatsächlich in den sommerlichen Trockenperioden mineralisiert und wie groß ist der Klimaimpakt (engl. climate impact)? Die Messung von gelöstem organischem Kohlenstoff (engl. dissolved organic carbon (DOC)) könnte deren Menge, welches mit dem Wasser aus den Hangbrüchern transportiert wird, quantifizieren. Damit ließen sich neben den statischen Kohlenstoffvorräten, die das Projekt "MoorWaldBilanz" untersucht, die dynamischen Vorgänge mit der Interaktion Pflanze-Boden-Wasser-Luft messen. Diese Ergebnisse könnten in Klimamodelle einfließen, um den Einfluss von flachgründigen Vermoorungen auf die atmosphärische Zusammensetzung zu berücksichtigen.

7 Fazit

Die vorliegende Studie zeigt, dass die Hangbrücher im südwestlichen Mittelgebirge Hunsrück flachgründige Vermoorungen sind. Höhere Torfmächtigkeiten (> 30 cm) sind auf die Quellbereiche und deren zungenförmige Abflusslinien begrenzt. Es sind keine allgemeingültigen Hangbruchgeometrien festzustellen. Sie setzen sich aus einem Mosaik verschiedener Bodentypen von organischen und (hydromorphen) mineralischen Böden zusammen. Die Torfe sind bodenkundlich dem Substrat Übergangsmoortorf oder Niedermoortorf zuzuordnen. Als Bodentyp ergeben sich Übergänge zwischen Niedermooren, Moorgleyen und Nassgleyen mit unterschiedlichen Subtypen.

Die hydrologischen Untersuchungen zeigen den Einfluss der Niederschläge auf den Wasserstand der Hangbrücher. Die Bildung von Hangbrüchern ist von Zuschusswasser in den Quellbereichen abhängig, die durch das Kluftsystem des Quarzites gespeist werden. Erkenntnisse zum Kluftsystem und deren Wasserführung bleiben als eine zentrale Frage im Verständnis der Hangbruchgenese offen. Die Untersuchung der ökologischen Begleitparameter ergab saure und nährstoffarme Verhältnisse der Hangbrücher.

Die geobotanischen Untersuchungen zeigen, dass die Hangbrücher vergleichsweise junge Ökosysteme sind. Ihr Wachstum begann frühstens im End-Neolithikum oder in der frühen Bronzezeit, radiokohlenstoffdatiert vor etwa 3.100 Jahre BP, wobei der überwiegende Teil des Torfwachstums nur wenige Jahrhunderte alt ist. Sie sind den Niedermooren zuzuordnen.

Die Hangbrücher werden bei voraussichtlicher Klimaerwärmung mit zunehmenden längeren Trockenperioden und höherer Verdunstungsleistung in ihrer Torfmächtigkeit und in ihrer Flächenausdehnung zurückgehen.

G Literaturverzeichnis

- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN (52005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover.
- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE (2016): Regionale Hydrogeologie von Deutschland. Die Grundwasserleiter: Verbreitung, Gesteine, Lagerungsverhältnisse, Schutz und Bedeutung, Geologisches Jahrbuch A 163. Hannover.
- ALT, K. W. UND F. SIROCKO (2012): Die Kleine Eiszeit Leben und Sterben im Schatten klimatischer Extremereignisse. In: SIROCKO, F. (Hrsg.) (32012): Wetter, Klima, Menschheitsgeschichte. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert. Darmstadt: 170–175.
- Arbeitskreis Standortskartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung (51996): Forstliche Standortsaufnahme. Begriffe, Definitionen, Einteilungen, Kennzeichnungen, Erläuterungen. Eiching.
- BLEICHER, N. UND F. SIROCKO (2012): Weiträumiger Kulturwandel am Beginn der einsetzenden Abkühlungen Mitteleuropas. In: SIROCKO, F. (Hrsg.) (32012): Wetter, Klima, Menschheitsgeschichte. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert. Darmstadt: 119–123.
- BLOCK, J. (1990): Ergebnisse der Stoffdepositionsmessungen in rheinland-pfälzischen Waldgebieten von 1984 1989. **In:** Mitteilungen aus der Forstlichen Versuchsanstalt Rheinland-Pfalz 14: 1–166.
- Blume, H.-P., K. Stahr und P. Leineweber (32011): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte, und für Geowissenschaftler. Heidelberg.
- Blume, H.-P., G. W. Brümmer, R. Horn, E. Kandeler, I. Kögel-Knabner, R. Kretzschmar, K. Stahr und B.-M. Wilke (162010): Lehrbuch der Bodenkunde. Heidelberg.
- BUNDESMINISTERIUM DER JUSTIZ UND FÜR VER-BRAUCHERSCHUTZ (2001): Verordnung über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch (Trinkwasserverordnung - TrinkwV 2001). Berlin und Bonn.
- BÜNTGEN, U. UND W. TEGEL (2011): European tree-ring data and the Medieval Climate Anomaly. **In:** Pages news 19 (1): 14–15.
- Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie gGmbH (2019): Lumineszenzdatierung / Echtheit. Internet: http://www.cez-archaeometrie.de/?page_id=231 (28.02.19).
- DEHNER, U., B. VOM LEHN, E. BRAUN, S. SAUER, U. STEIN-RÜCKEN UND T. WIESNER (2014): Moore. Klimawandel in Rheinland-Pfalz. Mainz.

- DIN 19683-2 Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat. HBU.
- DIN ISO 10390 Bodenbeschaffenheit Bestimmung des pH-Wertes. HBU.
- DIN ISO 10694 Bodenbeschaffenheit Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff nach trockener Verbrennung (Elementaranalyse). HBU.
- DIN ISO 11277 Bodenbeschaffenheit Bestimmung der Partikelgrößenverteilung in Mineralböden – Verfahren mittels Siebung und Sedimentation. HBU.
- DIN ISO 11464 Bodenbeschaffenheit Probenvorbehandlung für physikalisch-chemische Untersuchungen (ISO 11464:1994). HBU.
- DIN ISO 13878 Bodenbeschaffenheit Bestimmung des Gesamt-Stickstoffs durch trockene Verbrennung. HBU.
- Drösler, M., W. Adelmann, J. Augustin, L. Bergman, C. Beyer, B. Chojnicki, C. Förster, A. Freibauer, M. Giebels, S. Görlitz, H. Höper, J. Kantelhardt, H. Liebersbach, M. Hahn-Schöfl, M. Minke, U. Petschow, J. Pfadenhauer, L. Schaller, P. Schägner, M. Sommer, A. Thuille und M. Wehrhan (2013): Klimaschutz durch Moorschutz. Schlussbericht des Vorhabens "Klimaschutz Moornutzungsstrategien" 2006 2010. Freising.
- Du Rietz, G. E. (1954): Die Mineralbodenwasserzeiger als Grundlage einer natürlichen Zweigliederung der nord- und mitteleuropäischen Moore. **In:** Vegetatio 5/6 (1): 571–585.
- FELIX-HENNINGSEN, P., E.-D. SPIES UND H. ZAKOSEK (1991): Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge). In: Eiszeitalter und Gegenwart 41: 56–69.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. Relief, Boden, Paläoklima. Berlin, Stuttgart.
- GALLUS, M., M. LEY, D. SCHUBERT, G. SCHÜLER, E. SEGATZ UND W. WERNER (2007): Renaturierung von Hangbrüchern im Hunsrück zur Glättung von Abflussspitzen. In: SCHÜLER, G., I. GELLWEILER UND S. SEELING (Hrsg.) (2007): Dezentraler Wasserrückhalt in der Landschaft durch vorbeugende Maßnahmen der Waldwirtschaft, der Landwirtschaft und im Siedlungswesen. Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft. Trippstadt: 19–28.

- HARTUNG, J., B. ELPELT UND K.-H. KLÖSENER (*1985): Statistik. Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik. München.
- Hoffmann, J. (2017): Das LIFE-Projekt "Hangmoore im Hochwald" im Nationalpark Hunsrück-Hochwald. In: Krebühl, J. (2017) (Hrsg.): Moore schützen!. Denkanstöβe 13. Mainz: 6–11.
- HOFFMANN, D. (1957): Die Brücher des Hochwaldes. Eine Untersuchung über ihre Entstehung, ihre Entwicklungstendenzen und die Möglichkeit der Ausschöpfung ihrer potenziellen Leistungsfähigkeit durch meliorative und waldbauliche Maßnahmen. In: Mitteilungen aus dem Forsteinrichtungsamt Koblenz 6: 1–31.
- HÖLTING, B. UND W. G. COLDEWEY (82013): Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Berlin und Heidelberg.
- HÖLZER, A. (2019): Mündliche Mitteilung zur Aufbereitung von Großrestproben und zur Interpretation von geobotanischen Daten am 05.04.2019. Jockgrim.
- HÖLZER, A. (2018): Unveröffentlichte Großrestdiagramme des Thranenbruchs, Thierchbruchs und Langbruchs im Nationalpark Hunsrück-Hochwald. Jockgrim.
- HÖLZER, A. (2015): Kartierung der Torfmoose in und um den Nationalpark Hunsrück-Hochwald. Zwischenbericht für das Jahr 2015. Unveröffentlichtes Gutachten. Jockgrim.
- HÖLZER, A. UND A. HÖLZER (2014): Untersuchungen zum Rezentpollenniederschlag im Nordschwarzwald im Bereich der Hornisgrinde. In: standort.wald 48: 63–76.
- HÖLZER, A. (2010): Die Torfmoose Südwestdeutschlands und der Nachbargebiete. Jena.
- IPCC (2014): Klimaänderung 2014. Synthesebericht. Beitrag der Arbeitsgruppen I, II und III zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC). Genf. Deutsche Übersetzung durch Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle, Bonn, 2016.
- JOOSTEN, H. UND D. CLARKE (2002): wise use of mires and peatlands. background and principles including a framework for dicision making. Saarijärvi.
- KADEREIT, A., S. GREILICH, C. WODA UND G. A. WAGNER (2007): Kaltes Licht aus alten Steinen Lumineszenzdatierung in der Archäologie. In: WAGNER, G. A. (Hrsg.) (2007): Einführung in die Archäometrie. Berlin und Heidelberg: 11–31.
- KLAUS-TSCHIRA-ARCHÄOMETRIE-ZENTRUM (2018a): Data Report 14C. Mannheim.

- KLAUS-TSCHIRA-ARCHÄOMETRIE-ZENTRUM (2018b): Report Nr. 18L-005 Lumineszenzdatierung (OSL). Mannheim.
- König, D., H. Egidi, M. Herrmann, J. Schultheiß, M. Tempel und J. Zemke (2014/2015): Der Nationalpark Hunsrück-Hochwald naturräumliche Ausstattung und anthropogene Überprägung. In: KOBLENZER GEOGRAPHISCHES KOLLOQUIUM 36/37: 7–42.
- Коттек, M., J. Grieser, C. Веск, B. Rudolf und F. Rubel (2006): World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorologische Zeitschrift 15 (3): 259–263.
- Kraus, H. (32005): Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie. Berlin und Heidelberg.
- KROMER, B., S. LINDAUER, H.-A. SYNAL UND L. WACKER (2013): MAMS a new AMS facility at the Curt-Engelhorn-Centre for Achaeometry, Mannheim, Germany. In: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 294: 11–13.
- Kromer, B. (2007): Radiokohlenstoffdatierung. In: Wagner, G. A. (Hrsg.) (2007): Einführung in die Archäometrie. Berlin und Heidelberg: 3–10.
- LAND RHEINLAND-PFALZ UND SAARLAND (2014): Staatsvertrag zwischen dem Land Rheinland-Pfalz und dem Saarland über die Errichtung und Unterhalt des Nationalparks Hunsrück-Hochwald. GVBL RhPf vom 12. Februar 2015, S. 3 Amtsbl. Saarl vom 19. Februar 2015, S. 170.
- LEHMANN, L. (1986): Kartierungsbereiche Boden und Gestein. Erläuterungen zur Bodenkarte 1:5.000 vom LSG "Brücher bei Morbach". Unveröffentlichtes Gutachten im Auftrag des Landesamtes für Umweltschutz. Bad Homburg.
- LGB RLP Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (2018): Auszug aus der BOFA-Datenbank. Mainz.
- LGB RLP Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (²2010): Steinland-Pfalz. Geologie und Erdgeschichte von Rheinland-Pfalz. Stuttgart.
- LGB RLP Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. Stuttgart.
- Martin, E. (1984): Der Taunusquarzit im nordöstlichen Soonwald – Analyse eines Kluftwasserspeichers. In: Mainzer geowissenschaftlicher Mitteilung 13: 299–355.
- Münch, A. und I. Dittrich (2001): Der Wasserhaushalt eines Hunsrück-Moores, simuliert mit dem Modell AKWA-M®. In: Telma 31: 211–220.

- Overbeck, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klimaund Siedlungsgeschichte. Neumünster.
- Parish, F., A. Sirin, D. Charman, H. Joosten, T. Minayeva, M. Silvius und L. Stringer (2008): Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change. Main Report. Wageningen.
- PEEL, M. C., B. L. FINLAYSON UND T. A. McMahon (2007): Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. In: Hydrology and Earth System Sciences 11: 1633–1644.
- R CORE TEAM (2017): A language and environment for statistical computing. R Foundation für Statistical Computing. Wien. Internet: https://www.r-project.org/ (04.04.2019).
- REICHERT, H. (1975): Die Quellmoore (Brücher) des südwestlichen Hunsrücks. Eine vegetationskundliche Bestandsaufnahme als Grundlage für die Ausweisung von Naturschutzgebieten und weiteren flächigen Naturdenkmalen. In: Beiträge zur Landespflege in Rheinland-Pfalz 3: 101–164.
- REICHERT, H. (1973): Das Ochsenbruch bei Börfink. Ein schutzwürdiges Quellmoor im südwestlichen Hunsrück. In: Mitteilungen der Pollichia 3 (20): 33–63.
- RHEINLAND-PFALZ KOMPETENZZENTRUM FÜR KLIMAWANDELFOLGEN (2019a): Hunsrück. Internet: http://www.kwis-rlp.de/en/anpassungsportal/regionale-informationen/hunsrueck/ (17.04.2019).
- RHEINLAND-PFALZ KOMPETENZZENTRUM FÜR KLIMAWANDELFOLGEN (2019b): Klimawandel Zukunft. Niederschlag. Hunsrück. Internet: http://www.kwis-rlp.de/en/daten-und-fakten/klimawandel-zukunft/#user_download_pi1-researcharea (17.04.2019).
- RIBBERT, K.-H. (2010): Geologie im Rheinischen Schiefergebirge. Teil 1: Nordeifel. Krefeld.
- RUTHSATZ, B. (2000): Vergleich der Qualität von Quellwässern aus bewaldeten und agrarisch genutzten Einzugsgebieten im westlichen Hunsrück und ihr Einfluss auf die Vegetation der durchsickerten Feuchtflächen. In: Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 39: 167–189.
- RUTHSATZ, B. (1999): Die Quellwässer von Hangmooren im Hunsrück (Rheinland-Pfalz). Chemismus und Einfluss auf Vegetation und Flora. In: Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 38: 1–41.
- RUTHSATZ, B. UND I. HOLZ (1997): Dauerbeobachtung von Vegetation und Quellwasserchemismus im

- "Palmbruch" und "Oberluderbruch" des NSG "Hangbrücher bei Morbach"/Hunsrück. In: Decheniana 150: 109–168.
- SACHS, L. (61984): Angewandte Statistik. Anwendung statistischer Methoden. Berlin.
- Schloß, S. (2019): Mündliche Mitteilung am 14.03.2019. Jockgrim.
- SCHLOß, S. UND L. WICK (2019): Pollenprofile aus dem Nationalpark Hunsrück-Hochwald. Unveröffentlichtes Gutachten. Jockgrim und Ormalingen.
- Schloß, S. (2018): Unveröffentlichte Pollendiagramme des Riedbruchs und Thranenbruchs im Nationalpark Hunsrück-Hochwald. Jockgrim.
- SCHLOß, S. UND A. HÖLZER (2017): Mündliche Mitteilung bei der Probenahme am 25.10.2017. Jockgrim und Trippstadt.
- Schüler, G. (2007): Wasserrückhalt im Wald Ein Beitrag zum vorbeugenden Hochwasserschutz. In: Schüler, G., I. Gellweiler und S. Seeling (Hrsg.) (2007): Dezentraler Wasserrückhalt in der Landschaft durch vorbeugende Maßnahmen der Waldwirtschaft, der Landwirtschaft und im Siedlungswesen. Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft. Trippstadt: 5–18.
- Schüler, G. und E. Eisenbarth (2004): Bodenschutzkalkung mit Agrarflugzeugen oder Helikoptern?. **In:** AFZ-DerWald 4:172–174.
- Schüler, G. (1989): Kann eine Schutzkalkung die Bodenversauerung aufhalten?. **In:** AFZ 35–36: 974–978.
- Schultheiß, J. (2014/2015): Forstliche Entwicklung im zentralen Bereich des Nationalparks Hunsrück-Hochwald seit dem 18. Jahrhundert. **In:** Koblenzer Geographisches Kolloquium 36/37: 43–75.
- Schwickerath, M. (1975): Hohes Venn, Schneifel und Hunsrück. Ein Florengeographischer, vegetationskundlicher, bodenkundlicher und kartographischer Vergleich. In: Beiträge zur Landespflege in Rheinland-Pfalz 3: 9–99.
- Sirocko, F. (2013): Geschichte des Klimas. Stuttgart.
- SIROCKO, F., B. KROMER UND H. WERNLI (2012): Ursachen von Klimavariabilität in der Vergangenheit. In: SIROCKO, F. (Hrsg.) (³2012): Wetter, Klima, Menschheitsgeschichte. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert. Darmstadt: 53–59.
- SNU RLP Stiftung Natur und Umwelt Rheinland-Pfalz (2019a): EU-LIFE "Hangmoore im Hochwald". Internet: https://snu.rlp.de/de/projekte/moore/life-hochwald/ (04.04.2019).

- SNU RLP Stiftung Natur und Umwelt Rheinland-Pfalz (2019b): Das Projekt "Moore" in Rheinland-Pfalz. Internet: https://snu.rlp.de/de/projekte/moore/life-moore/ (04.04.2019).
- SNU RLP Stiftung Natur und Umwelt Rheinland-Pfalz (2019c): Gebiete. Internet: https://snu.rlp.de/de/projekte/moore/life-moore/gebiete/ (04.04.2019).
- STAHR, A. (2014): Die Böden des Taunuskamms. Entwicklung, Verbreitung, Nutzung, Gefährdung. München.
- STAHR, A. UND B. BENDER (2007): Der Taunus. Eine Zeitreise. Entstehung und Entwicklung eines Mittelgebirges. Stuttgart.
- Succow, M. und H. Joosten (²2001): Landschaftsökologische Moorkunde. Stuttgart.

- WICK, L. (2018): Bericht zu den palynologischen Untersuchungen am Profil Johannenbruch (BIW 079). Unveröffentlichtes Gutachten im Auftrag der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft in Trippstadt. Ormalingen.
- Zeitz, J., H. Fell und M. Zauft (2005): Projekt "Entwicklung einer Methode zur Beschreibung flächenrepräsentativer Leitböden der Moore". Endbericht der 2. Phase des Forschungsvorhabens. Berlin.

H Anhang

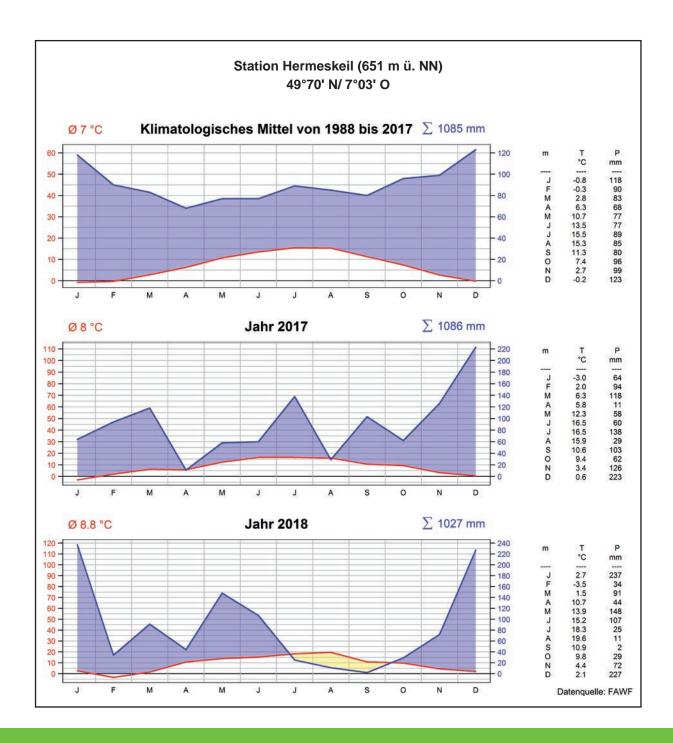


Abbildung 42: Meteorologische Kennwerte der Station Hermeskeil (Entwurf: C. Kopf)

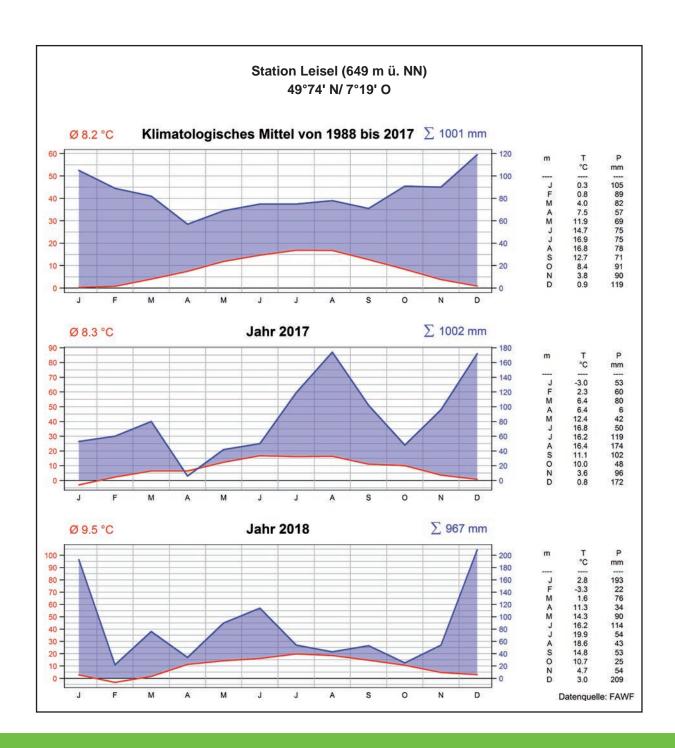


Abbildung 43: Meteorologische Kennwerte der Station Leisel (Entwurf: C. Kopf)

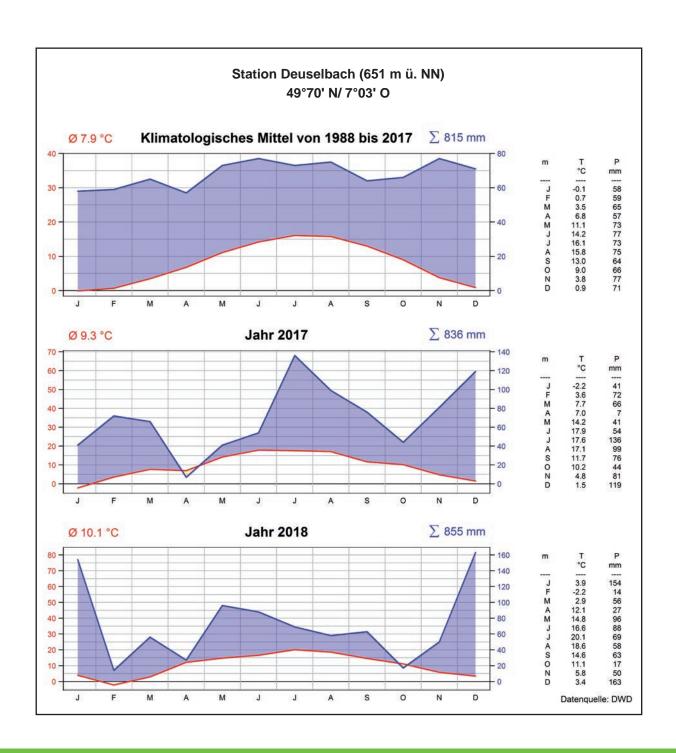


Abbildung 44: Meteorologische Kennwerte der Station Deuselbach (Entwurf: C. Kopf)

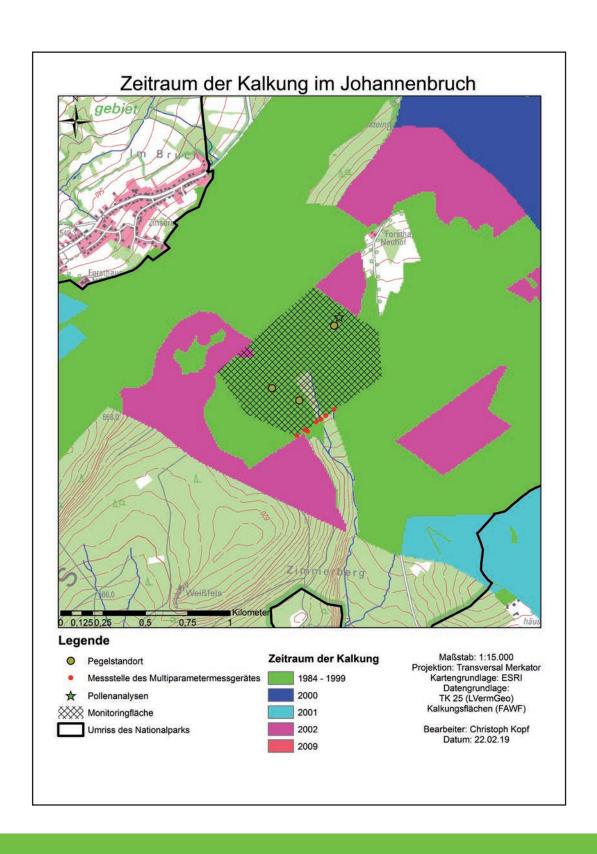


Abbildung 45: Zeitraum der Kalkung im Johannenbruch

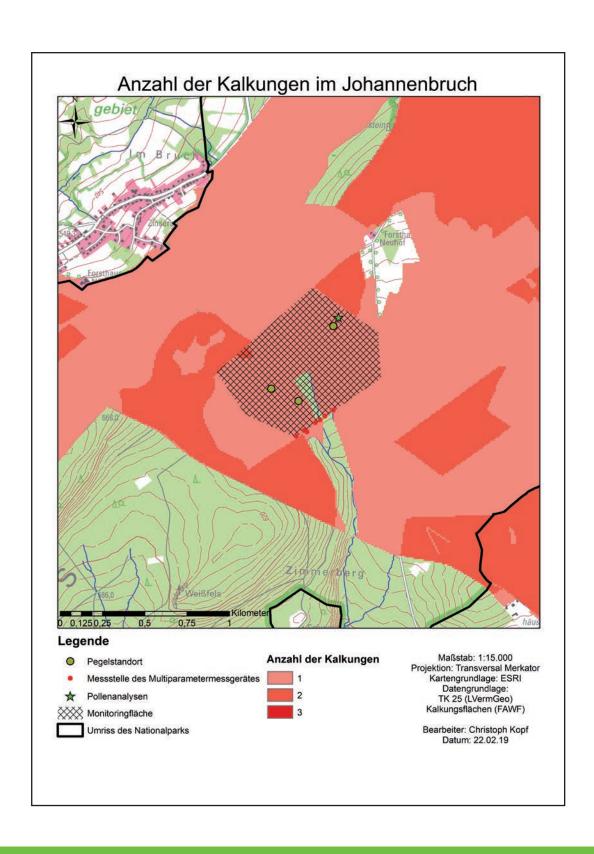


Abbildung 46: Anzahl der Kalkungen im Johannenbruch

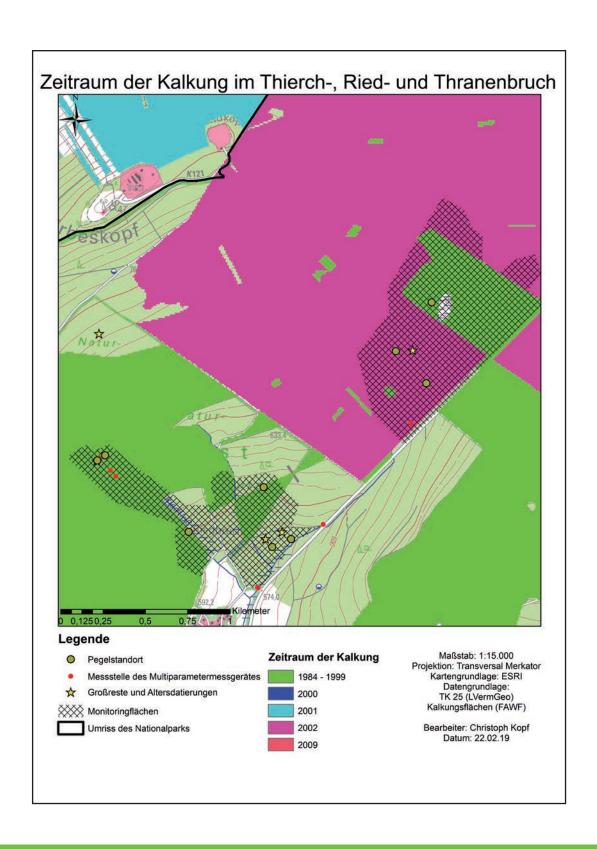


Abbildung 47: Zeitraum der Kalkung im Thierch-, Ried- und Thranenbruch

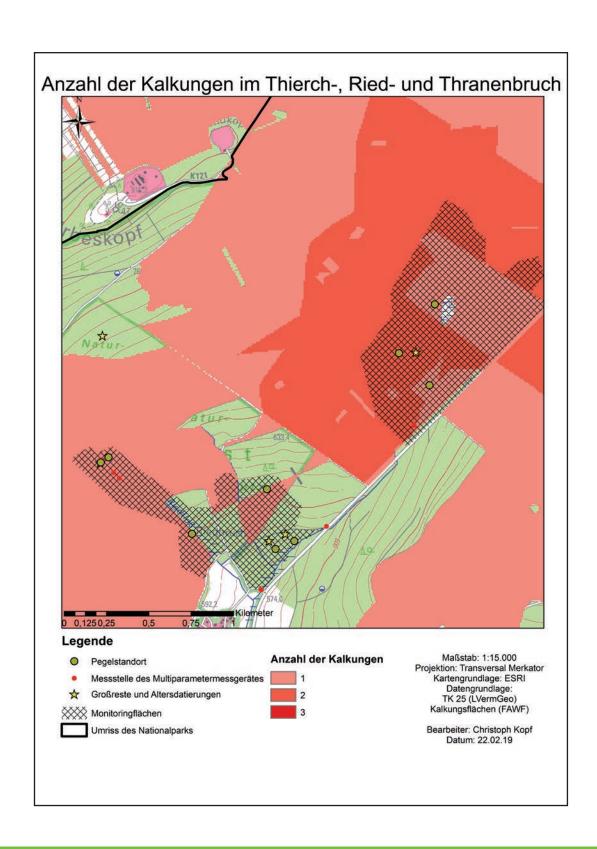


Abbildung 48: Anzahl der Kalkungen im Thierch-, Ried- und Thranenbruch

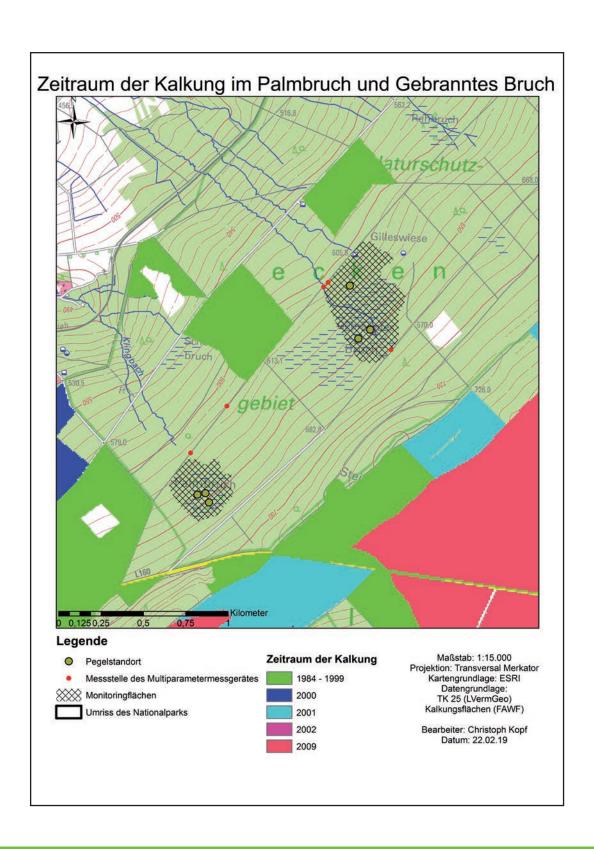


Abbildung 49: Zeitraum der Kalkung im Palmbruch und Gebranntes Bruch

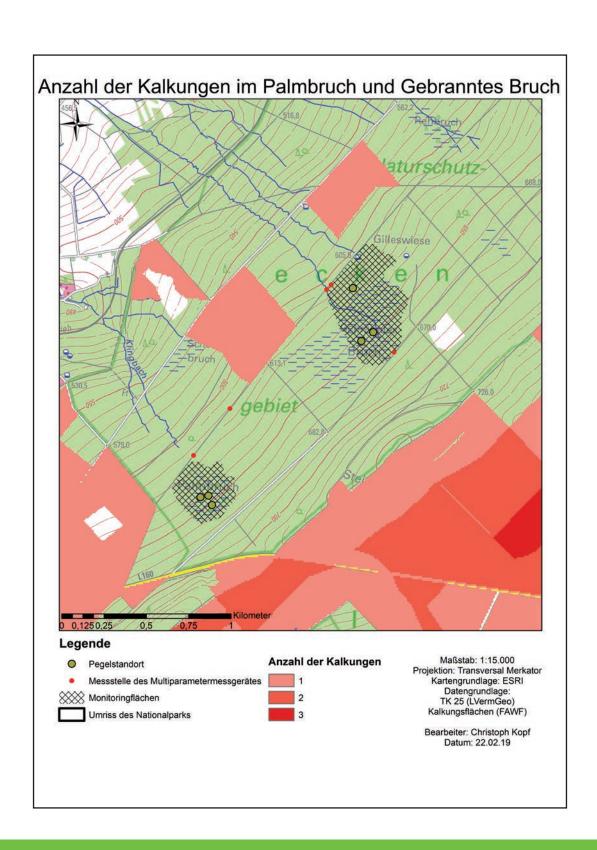


Abbildung 50: Anzahl der Kalkungen im Palmbruch und Gebranntes Bruch

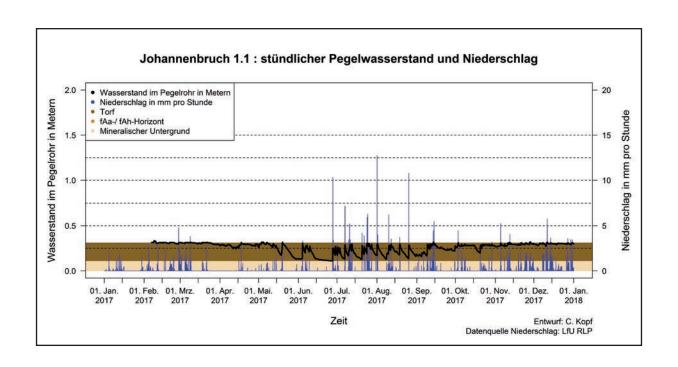


Abbildung 51: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 1.1 im Johannenbruch

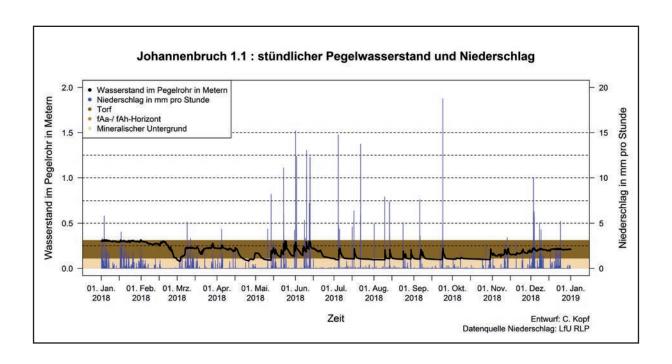


Abbildung 52: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 1.1 im Johannenbruch

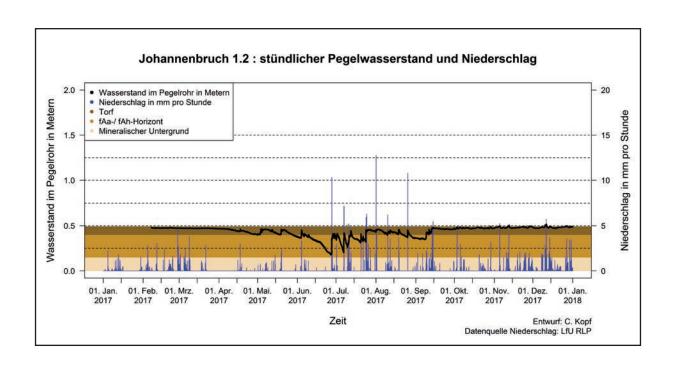


Abbildung 53: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 1.2 im Johannenbruch

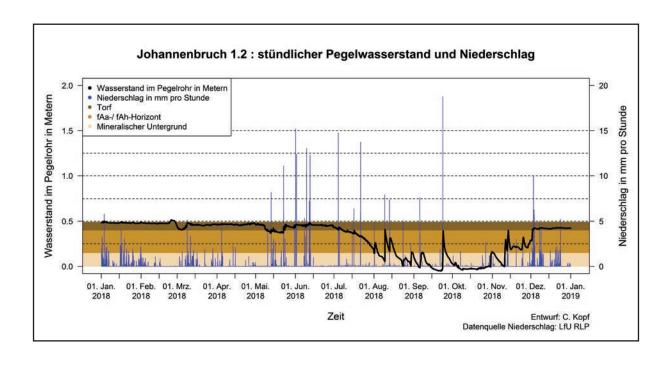


Abbildung 54: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 1.2 im Johannenbruch

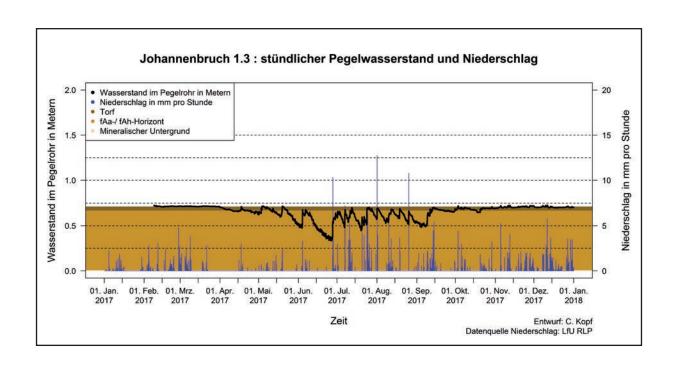


Abbildung 55: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 1.3 im Johannenbruch

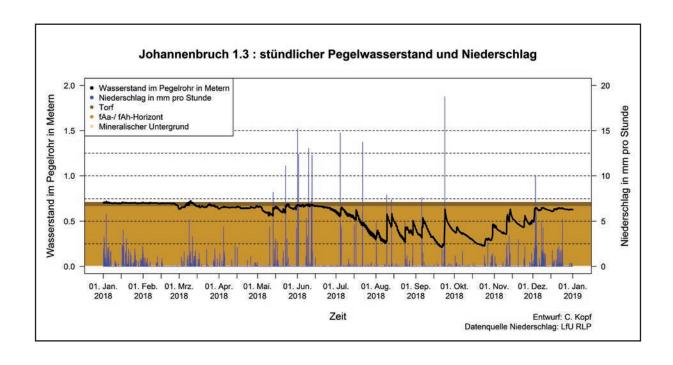


Abbildung 56: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 1.3 im Johannenbruch

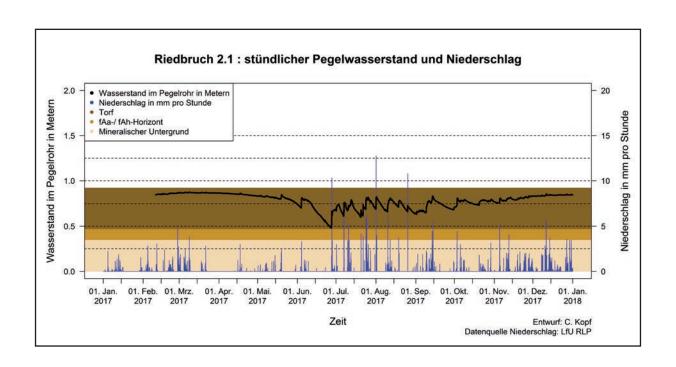


Abbildung 57: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 2.1 im Riedbruch

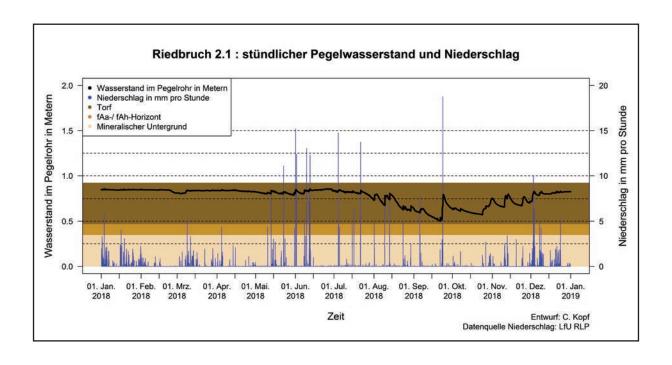


Abbildung 58: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 2.1 im Riedbruch

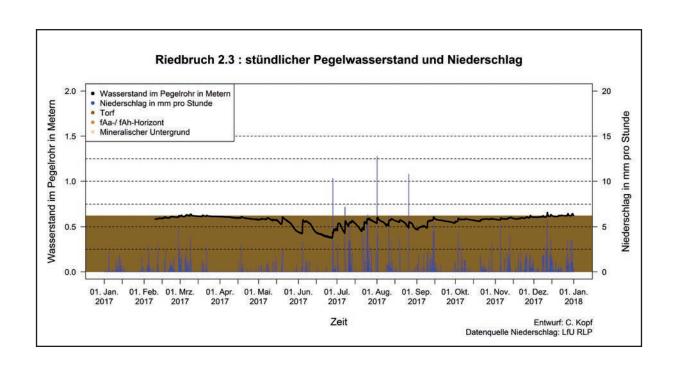


Abbildung 59: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 2.3 im Riedbruch

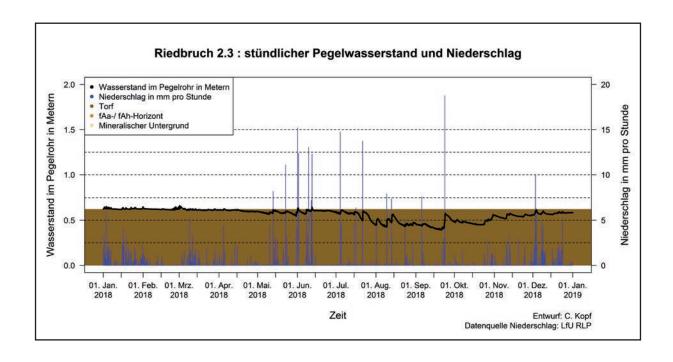


Abbildung 60: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 2.3 im Riedbruch

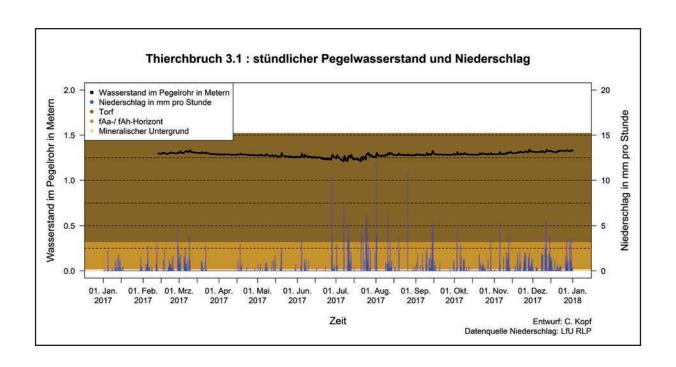


Abbildung 61: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 3.1 im Thierchbruch

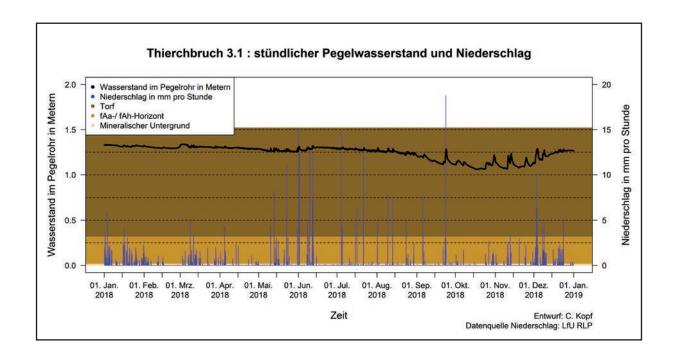


Abbildung 62: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 3.1 im Thierchbruch

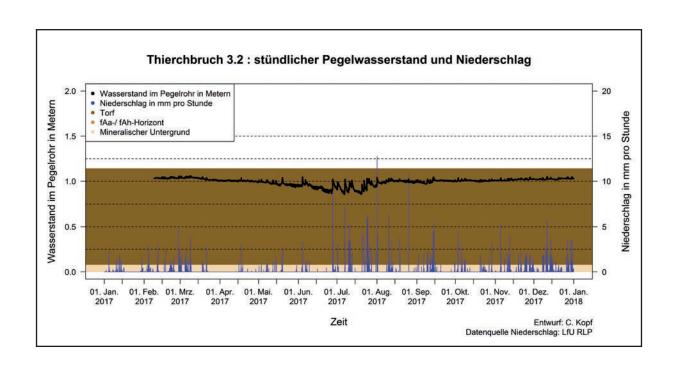


Abbildung 63: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 3.2 im Thierchbruch

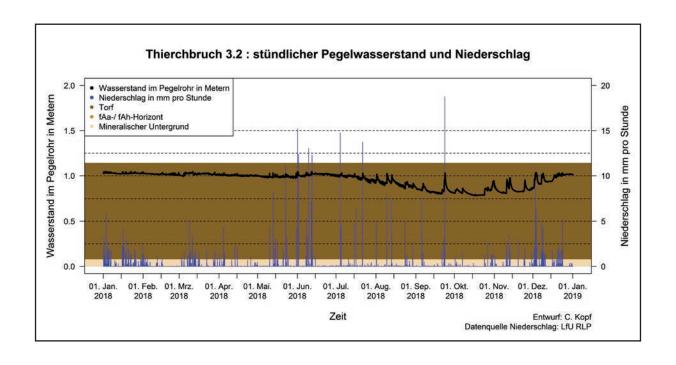


Abbildung 64: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 3.2 im Thierchbruch

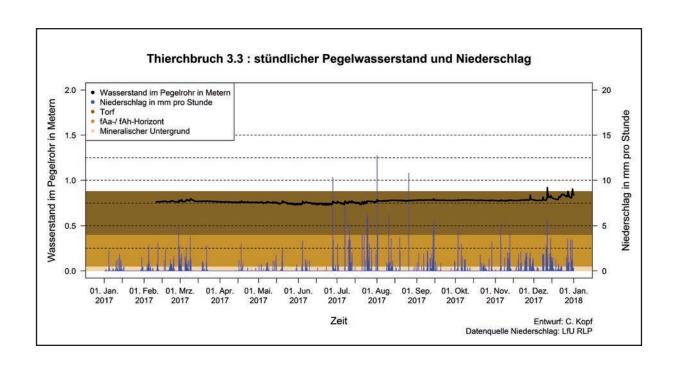


Abbildung 65: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 3.3 im Thierchbruch

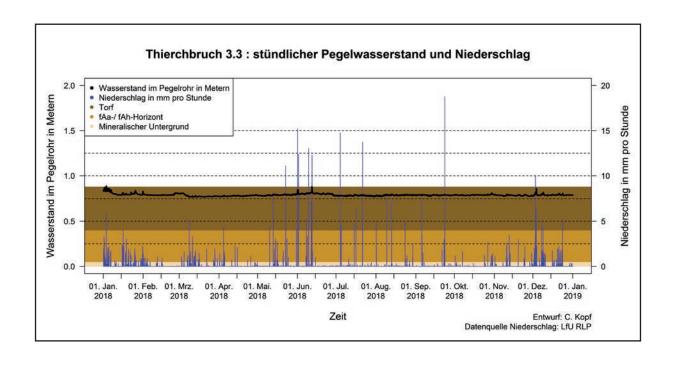


Abbildung 66: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 3.3 im Thierchbruch

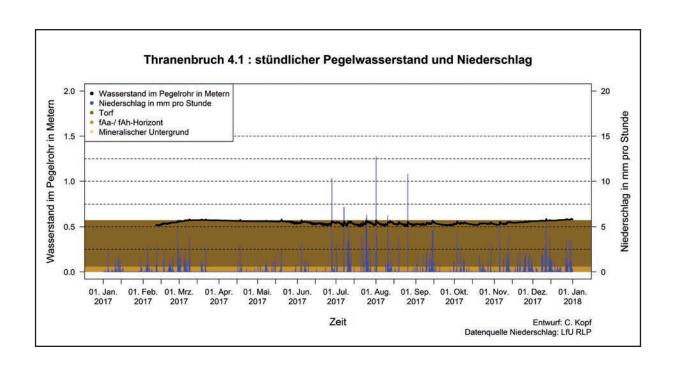


Abbildung 67: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 4.1 im Thranenbruch

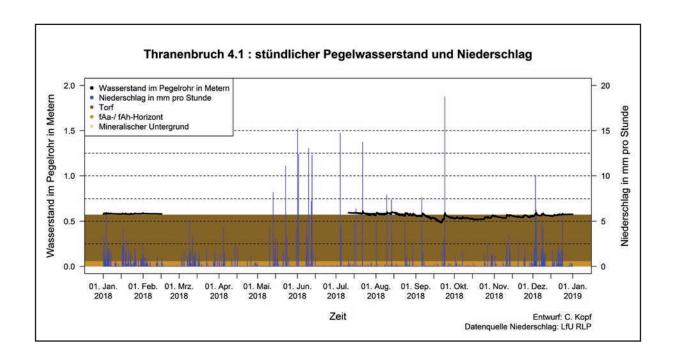


Abbildung 68: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 4.1 im Thranenbruch; der Datenlogger wurde im Frühjahr beschädigt und im Sommer ersetzt, sodass eine Datenlücke vorliegt

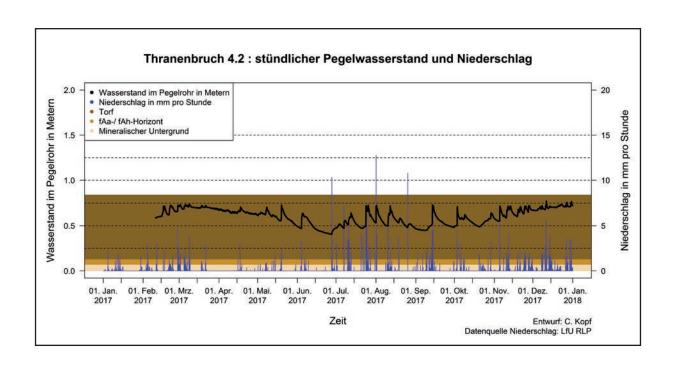


Abbildung 69: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 4.2 im Thranenbruch

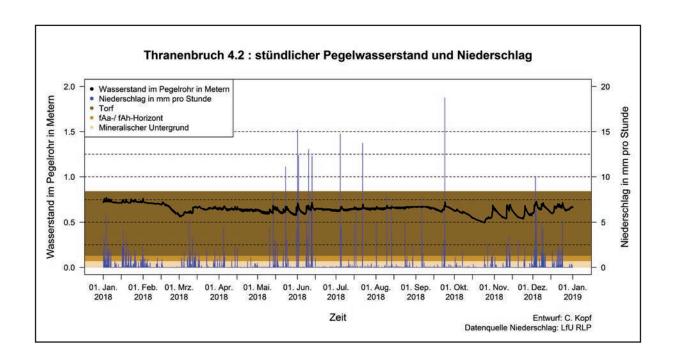


Abbildung 70: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 4.2 im Thranenbruch

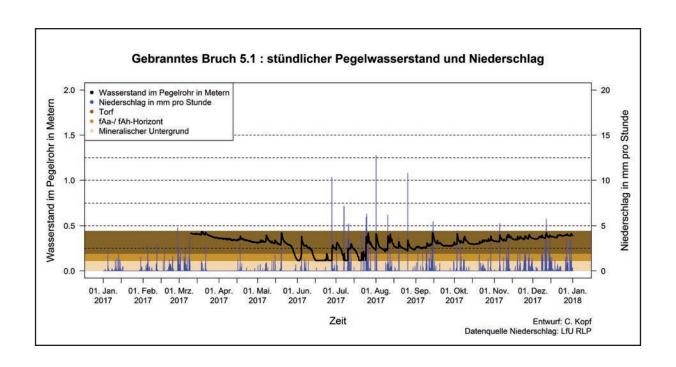


Abbildung 71: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 5.1 im Gebranntes Bruch

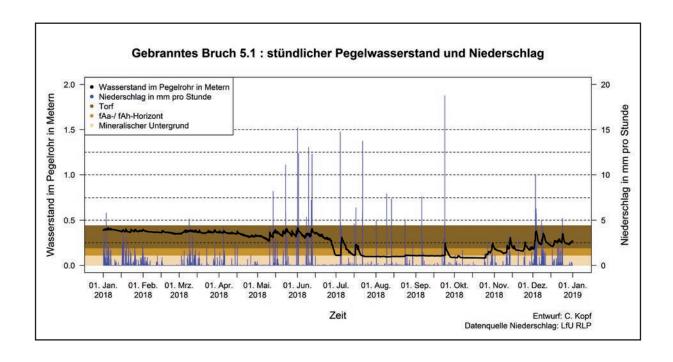


Abbildung 72: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 5.1 im Gebranntes Bruch

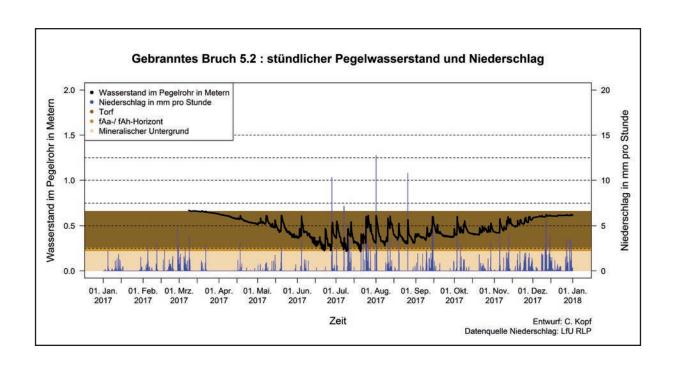


Abbildung 73: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 5.2 im Gebranntes Bruch

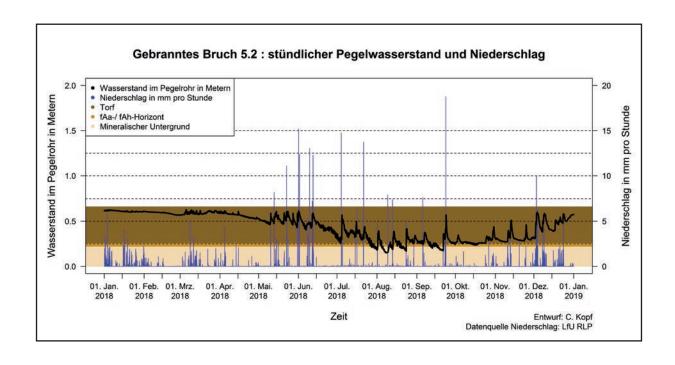


Abbildung 74: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 5.2 im Gebranntes Bruch

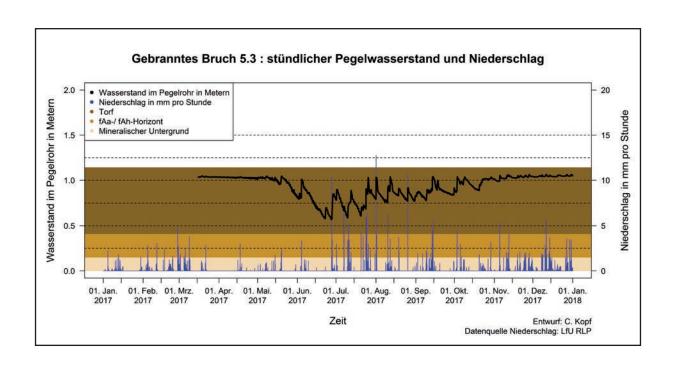


Abbildung 75: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 5.3 im Gebranntes Bruch

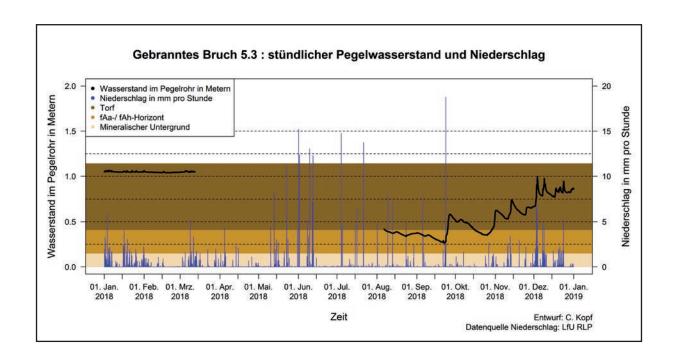


Abbildung 76: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 5.3 im Gebranntes Bruch; der Datenlogger wurde im Frühjahr beschädigt und im Sommer ersetzt, sodass eine Datenlücke vorliegt

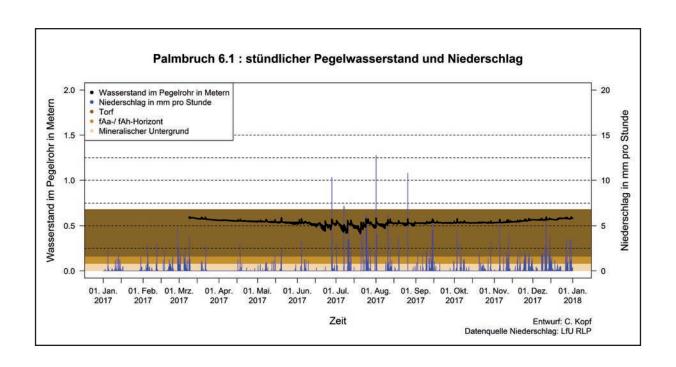


Abbildung 77: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 6.1 im Palmbruch

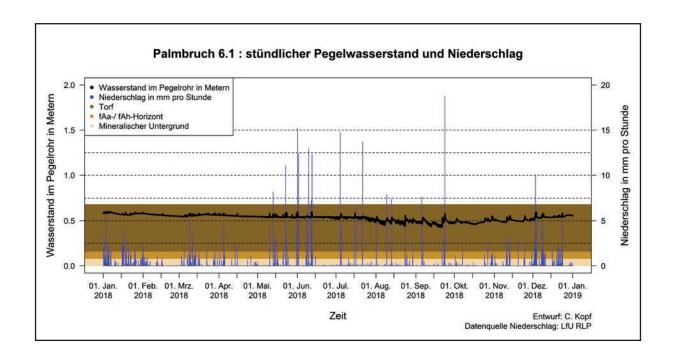


Abbildung 78: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 6.1 im Palmbruch

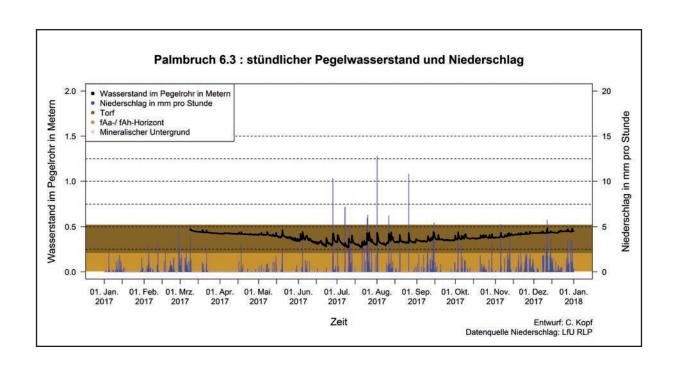


Abbildung 79: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2017 des Pegels 6.3 im Palmbruch

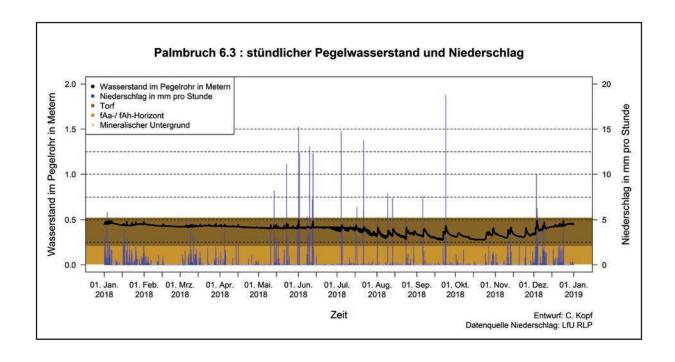


Abbildung 80: Pegelwasserstand, Niederschlag und Profilaufbau im Jahr 2018 des Pegels 6.3 im Palmbruch

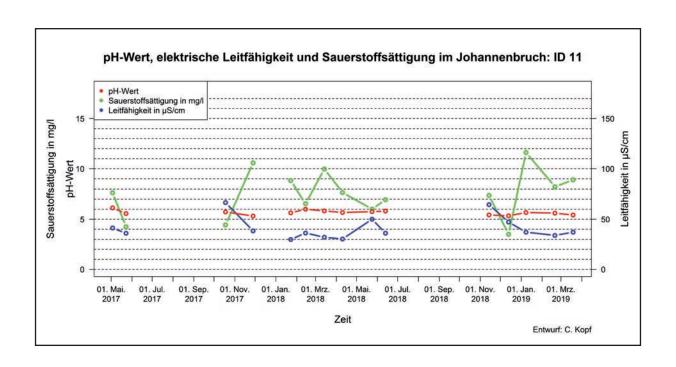


Abbildung 81: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 11; Datenlücken aufgrund sommerlicher Trockenheit und unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter 2018

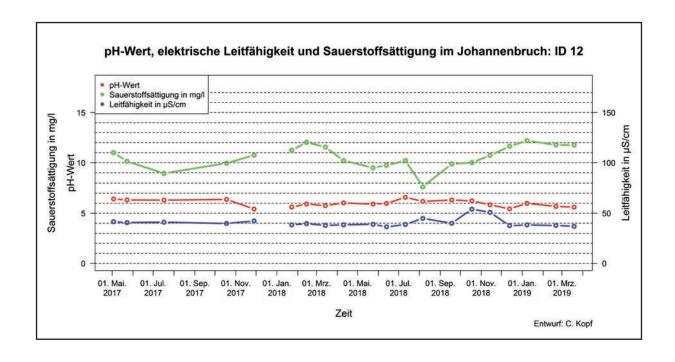


Abbildung 82: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 12; Datenlücken aufgrund unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter 2018

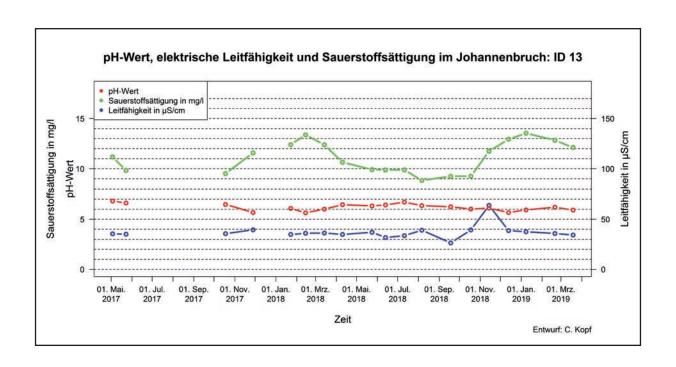


Abbildung 83: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 13; Datenlücken wegen Trockenheit im Sommer 2017 und unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter 2018

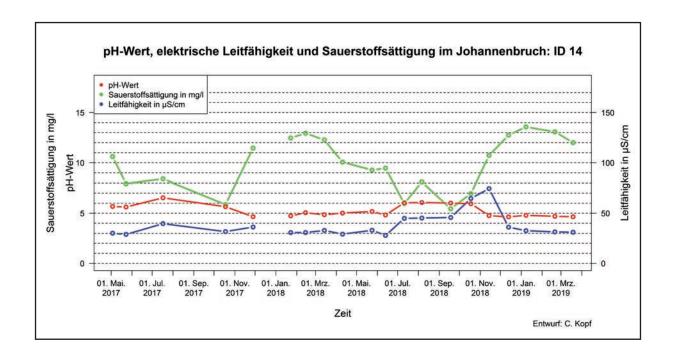


Abbildung 84: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 14; Datenlücken aufgrund unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter 2018

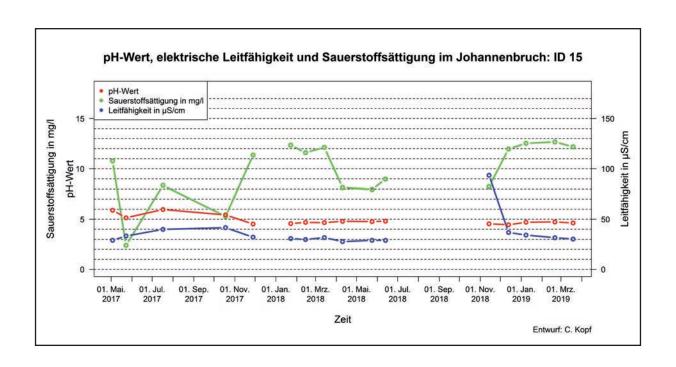


Abbildung 85: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 15; Datenlücken aufgrund unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter und Trockenheit im Sommer 2018

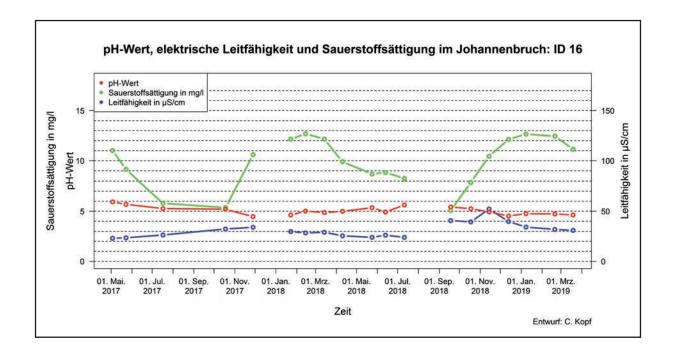


Abbildung 86: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 16; Datenlücken aufgrund

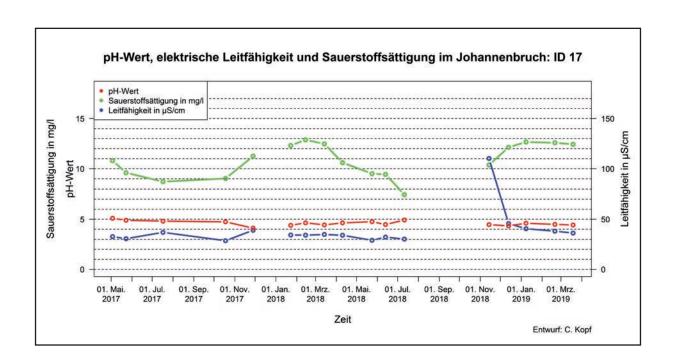


Abbildung 87: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 17; Datenlücken aufgrund unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter und Trockenheit im Sommer 2018

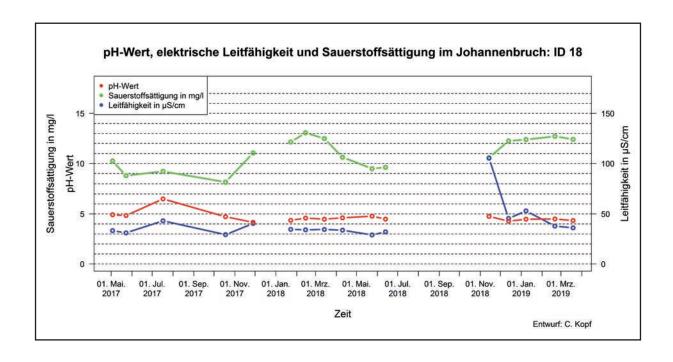


Abbildung 88: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 18; Datenlücken aufgrund

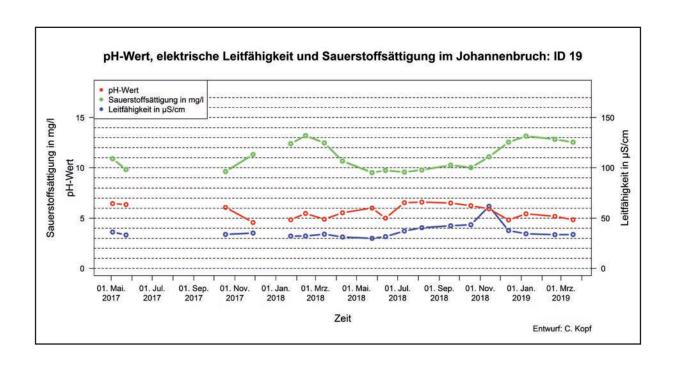


Abbildung 89: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 19; Datenlücken aufgrund unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter und Trockenheit im Sommer 2017

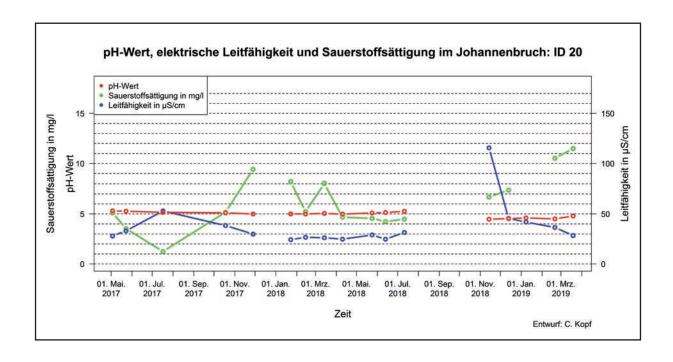


Abbildung 90: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 20; Datenlücken aufgrund

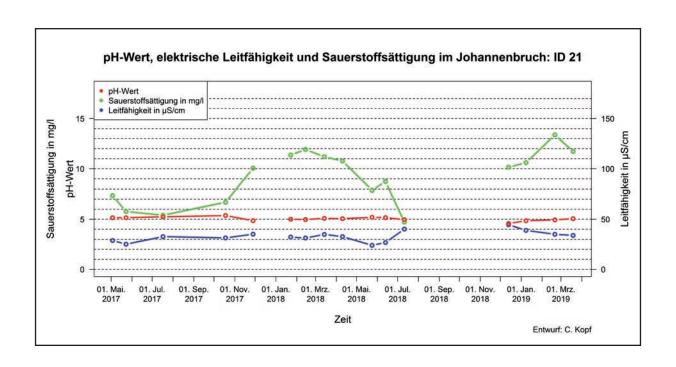


Abbildung 91: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 21; Datenlücken aufgrund unbefahrbarer Waldwege wegen Schnee im Winter und Trockenheit im Sommer 2018

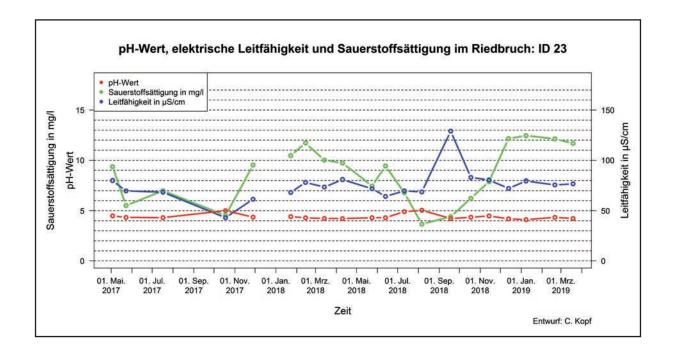


Abbildung 92: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 23; Datenlücken aufgrund

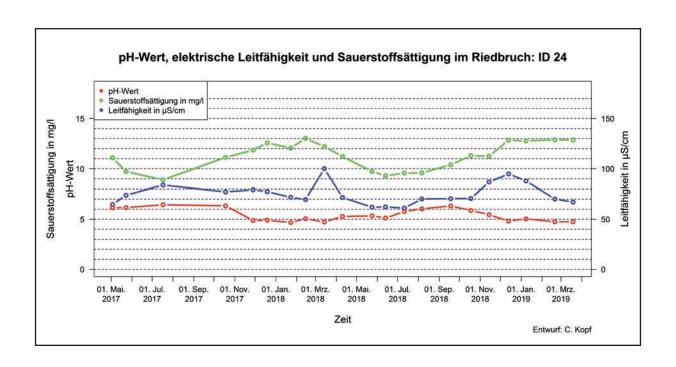


Abbildung 93: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 24

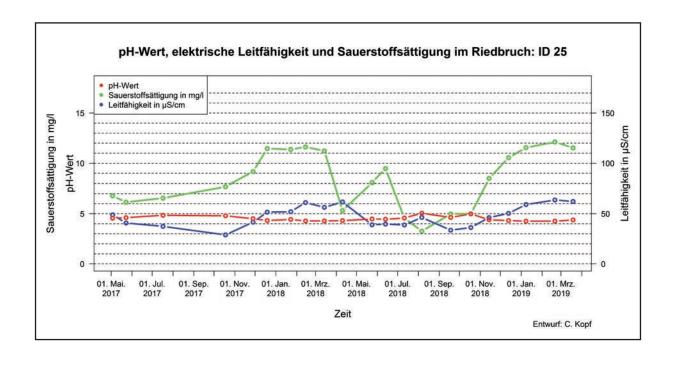


Abbildung 94: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 25

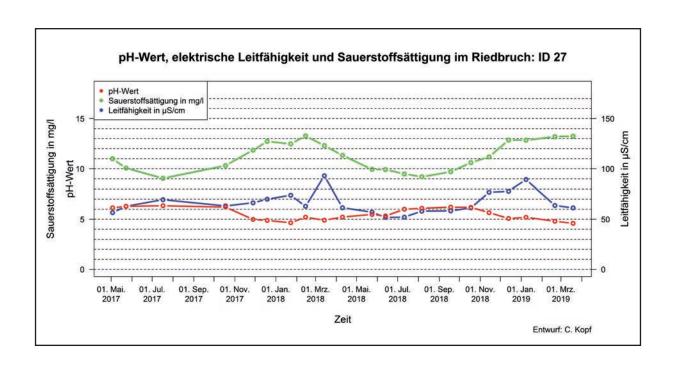


Abbildung 95: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 27

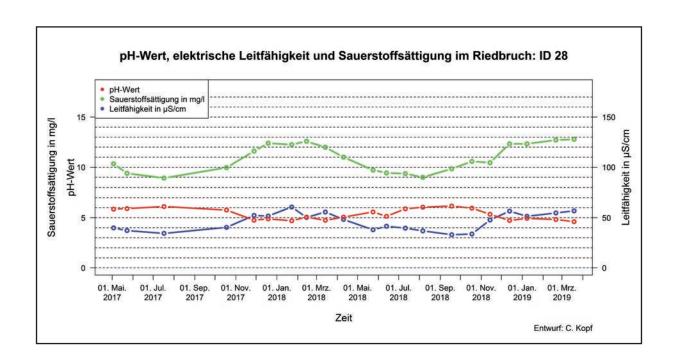


Abbildung 96: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 28

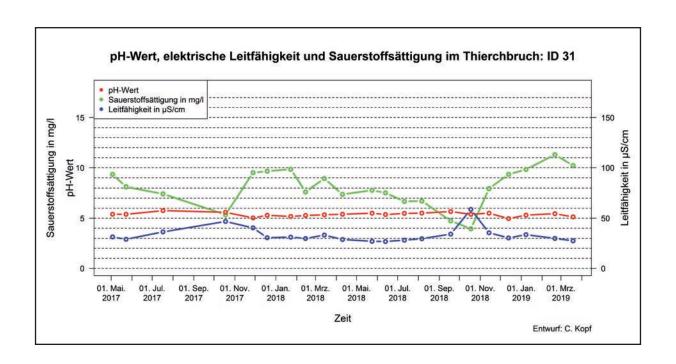


Abbildung 97: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 31

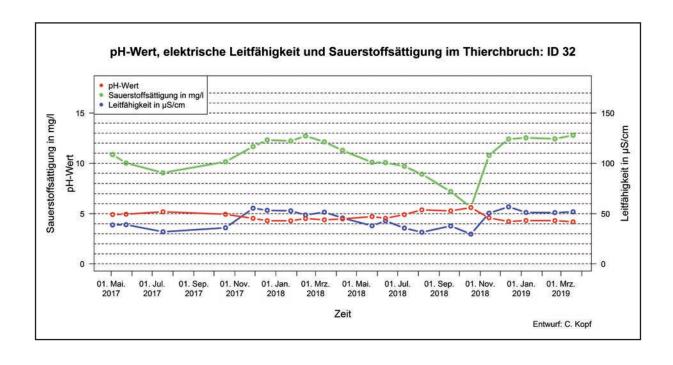


Abbildung 98: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 32

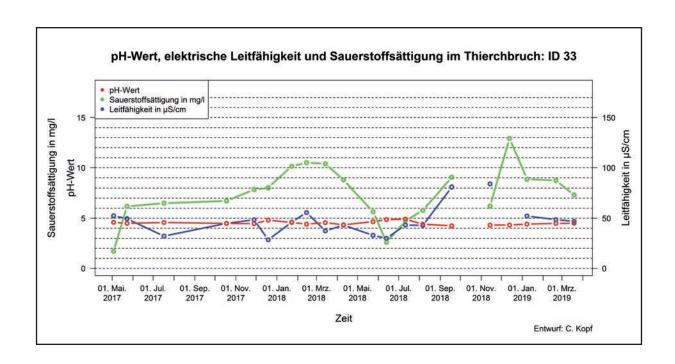


Abbildung 99: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 33; Datenlücke wegen der Trockenheit im Sommer 2018 und Messfehler der Leitfähigkeitssonde

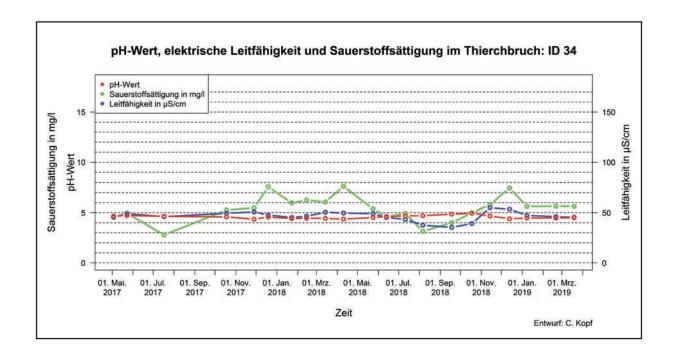


Abbildung 100: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 34

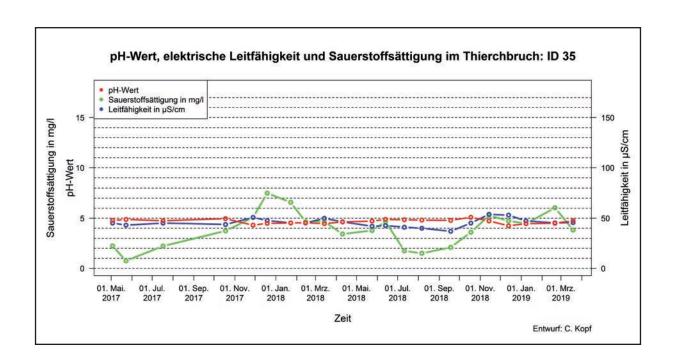


Abbildung 101: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 35

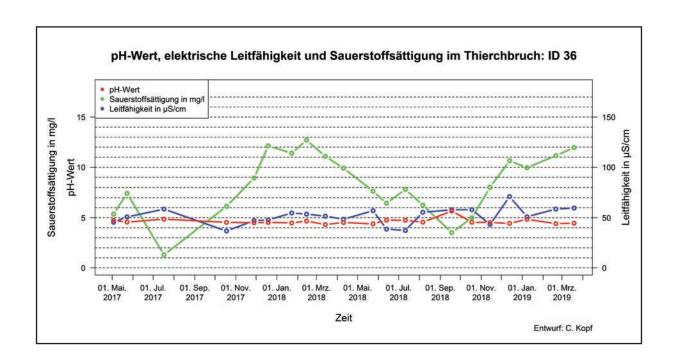


Abbildung 102: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 36

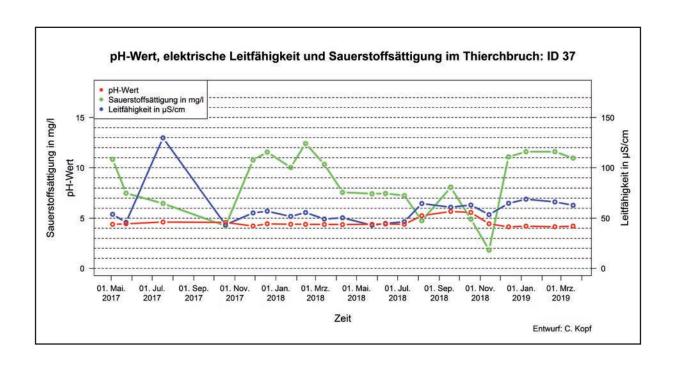


Abbildung 103: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 37

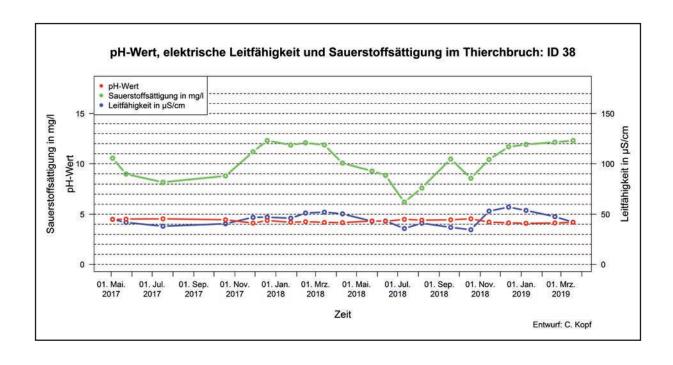


Abbildung 104: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 38

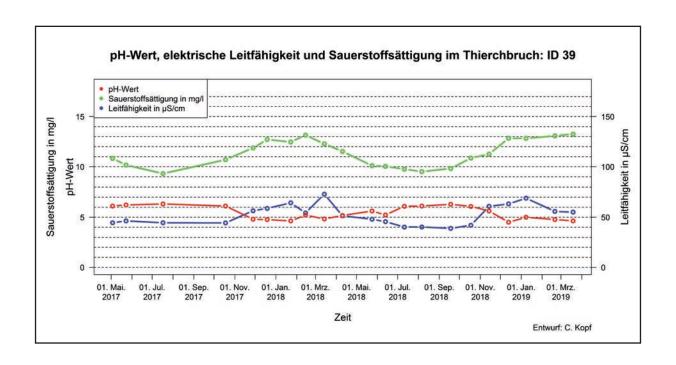


Abbildung 105: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 39

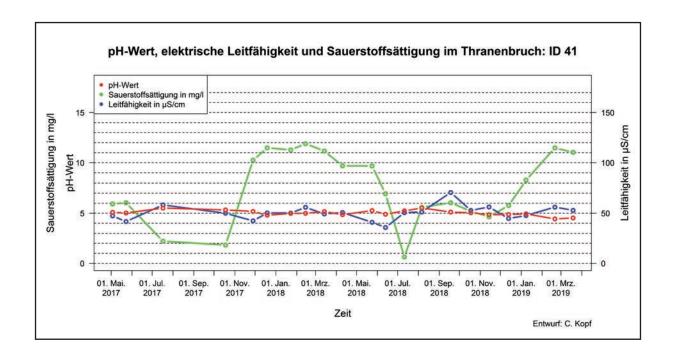


Abbildung 106: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 41

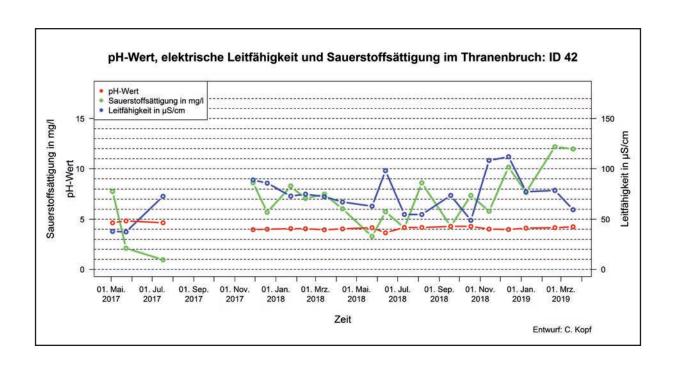


Abbildung 107: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 42

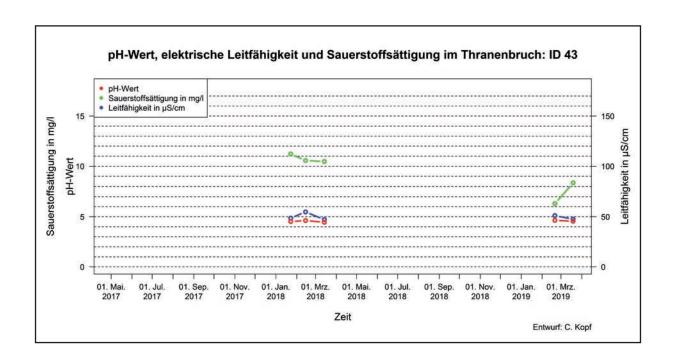


Abbildung 108: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 43; Datenlücken wegen nahezu ganzjährig tiefen Wasserständen auf der Teilfläche am Pegel 4.3

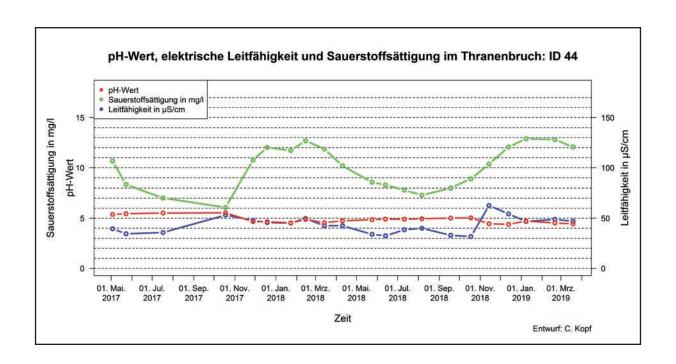


Abbildung 109: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 44

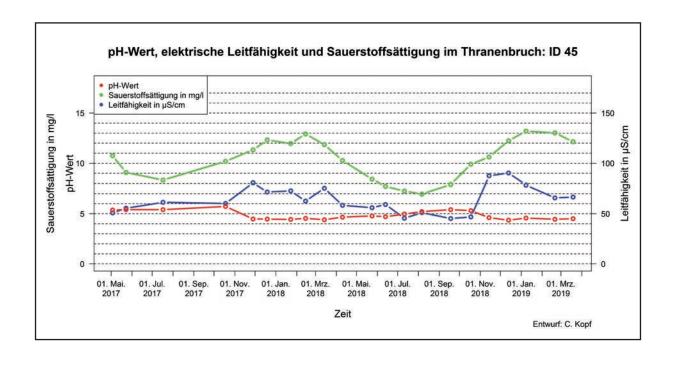


Abbildung 110: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 45

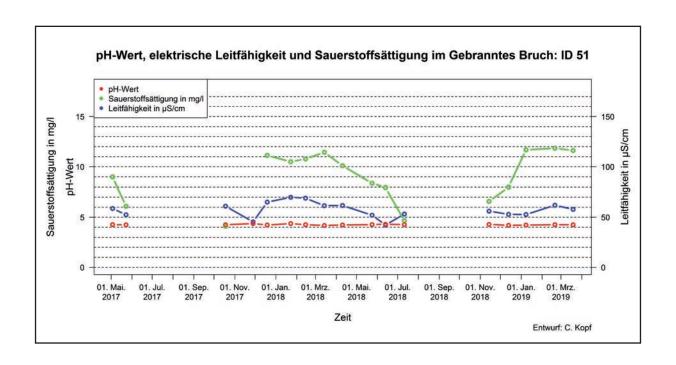


Abbildung 111: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 51; Datenlücken wegen Trockenheit im Sommer 2017 und 2018

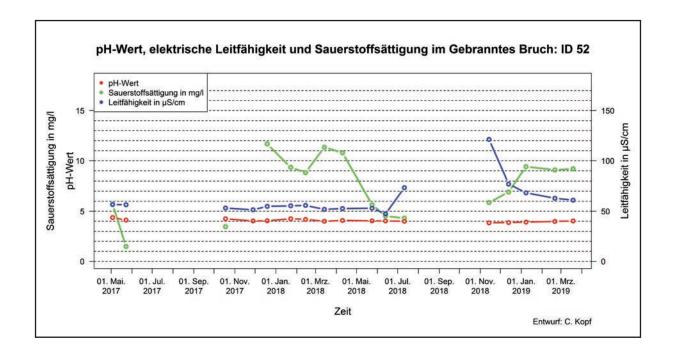


Abbildung 112: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 52; Datenlücken wegen Trockenheit im Sommer 2017 und 2018

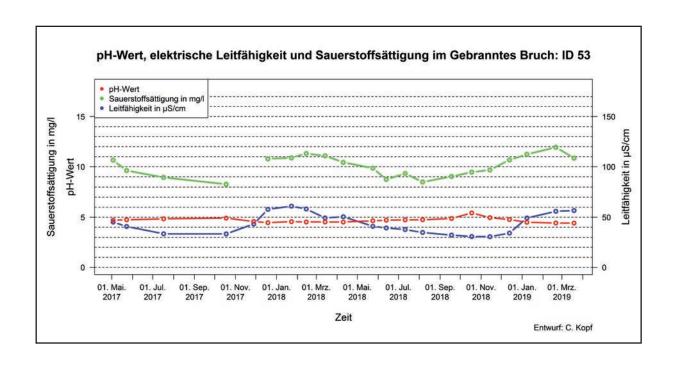


Abbildung 113: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 53; Datenlücke wegen Fehlfunktion der Sauerstoffsättigungsmesssonde

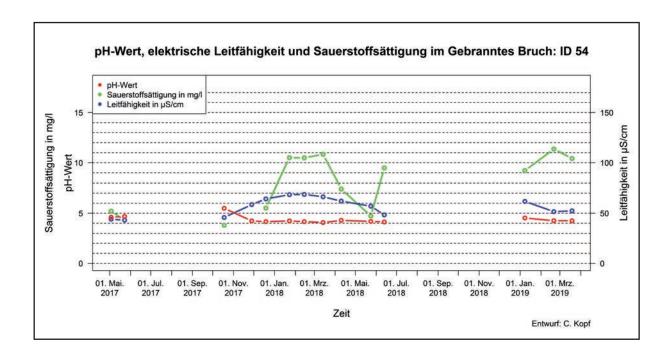


Abbildung 114: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 54; Datenlücken wegen

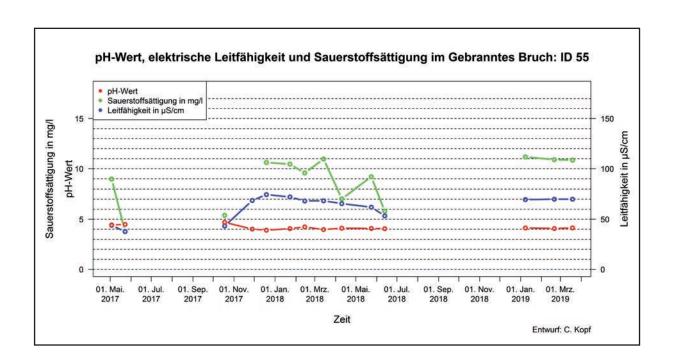


Abbildung 115: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 55; Datenlücken wegen Trockenheit im Sommer 2017 und 2018

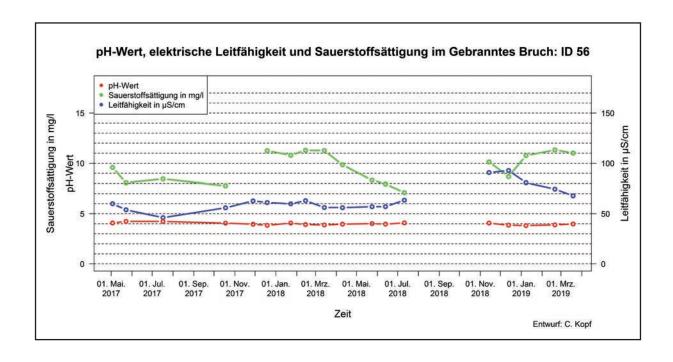


Abbildung 116: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 56; Datenlücken wegen

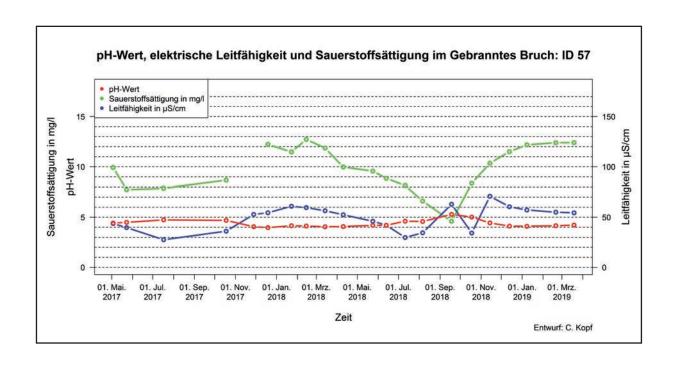


Abbildung 117: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 57; Datenlücken wegen Fehlfunktion der Sauerstoffsättigungsmesssonde

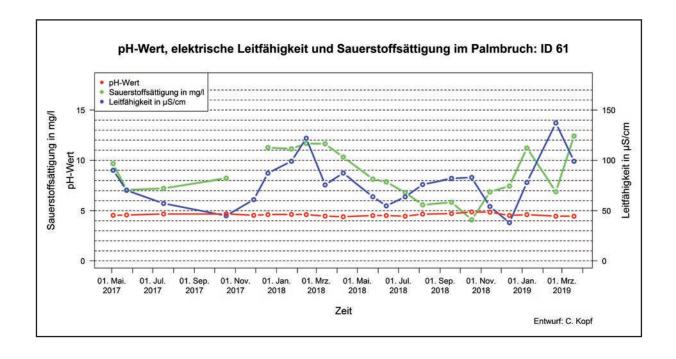


Abbildung 118: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 61; Datenlücken wegen Fehlfunktion der Sauerstoffsättigungsmesssonde

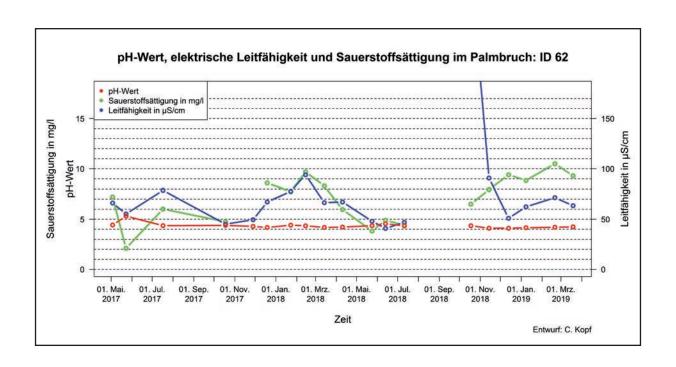


Abbildung 119: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 62; Datenlücken wegen Trockenheit im Sommer 2018

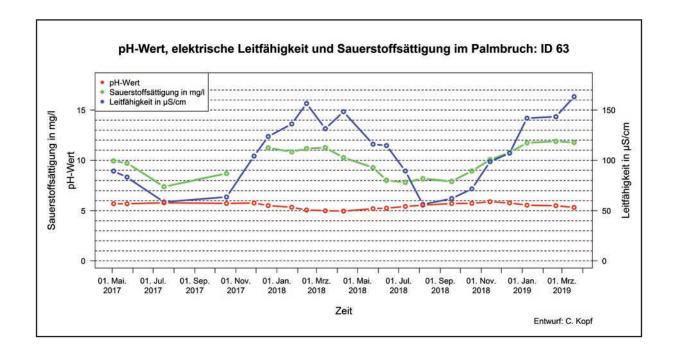


Abbildung 120: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 63; Datenlücken wegen Fehlfunktion der Sauerstoffsättigungsmesssonde

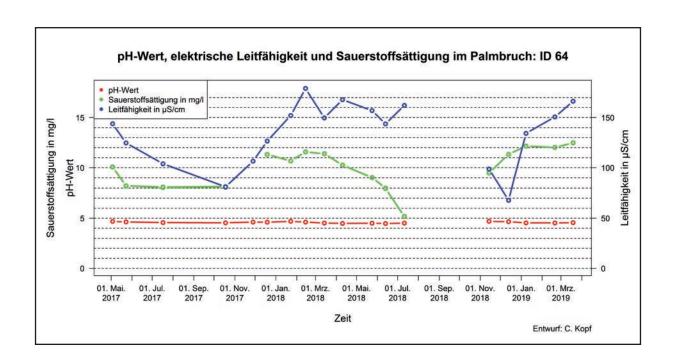


Abbildung 121: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 64; Datenlücken wegen Trockenheit im Sommer 2018

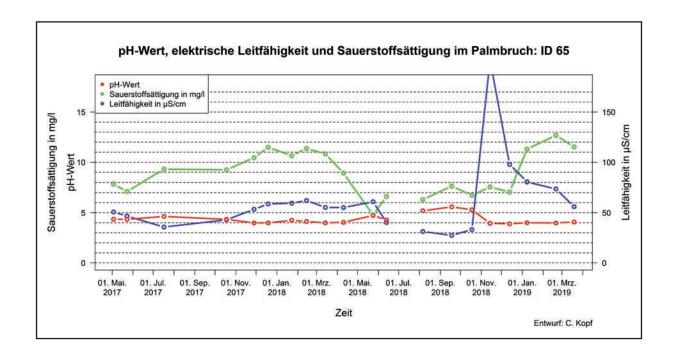


Abbildung 122: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 65; Datenlücken wegen

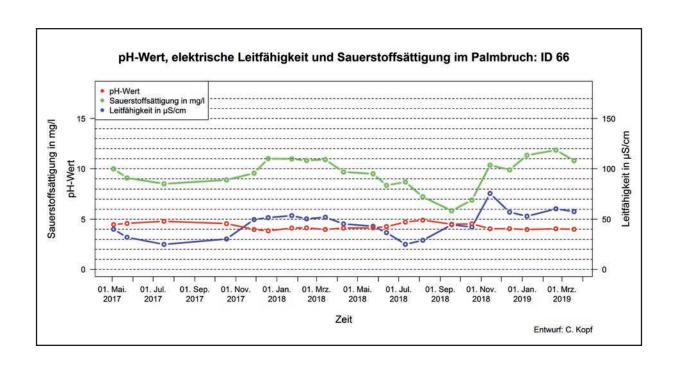


Abbildung 123: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung der ID 66;

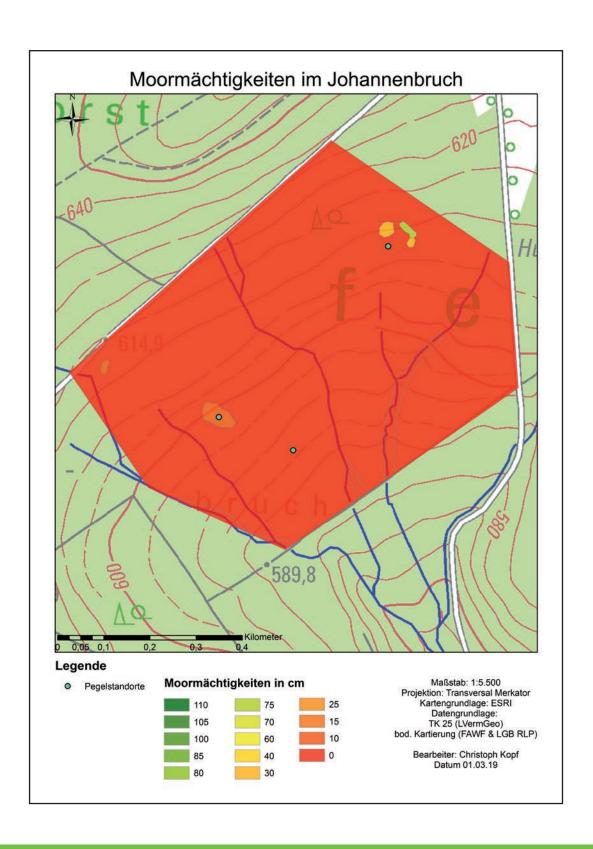


Abbildung 124: Moormächtigkeiten im Johannenbruch

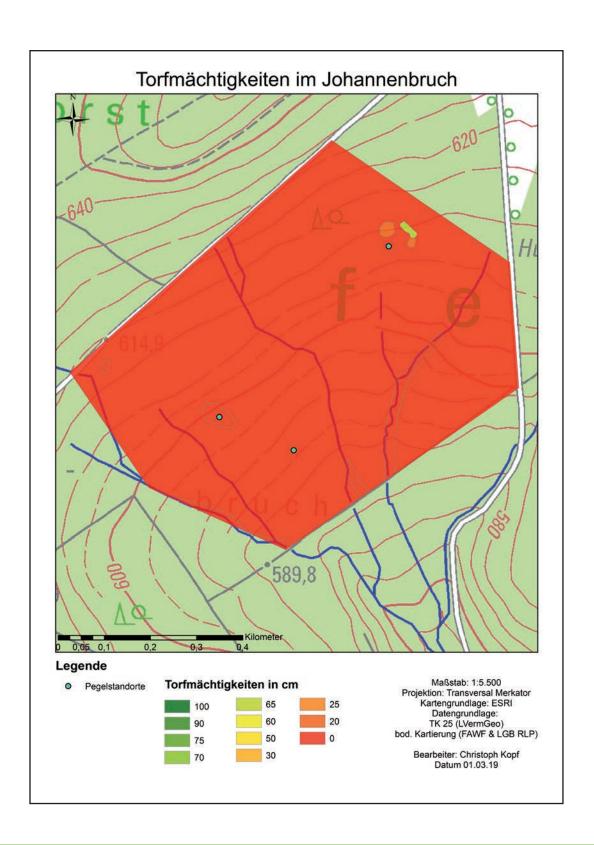


Abbildung 125: Torfmächtigkeiten im Johannenbruch

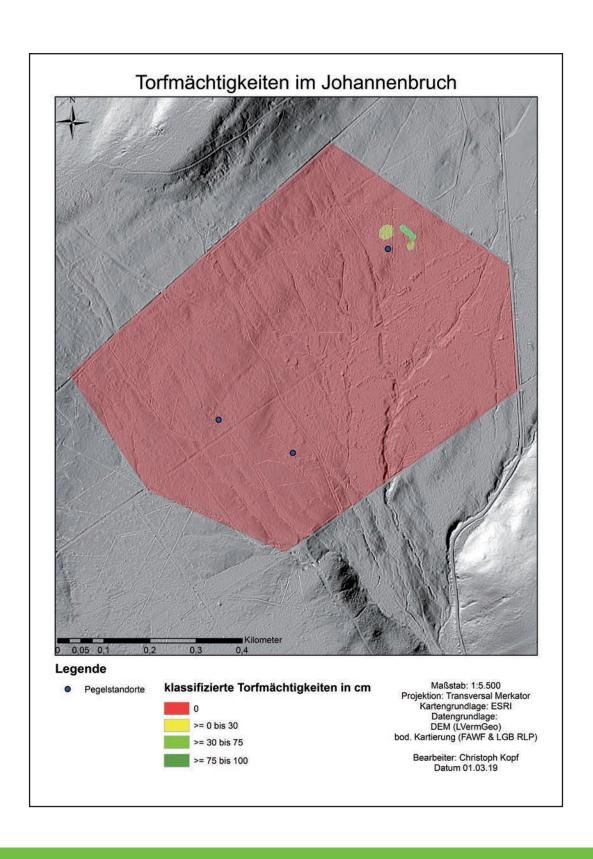


Abbildung 126: Torfmächtigkeiten im Johannenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes

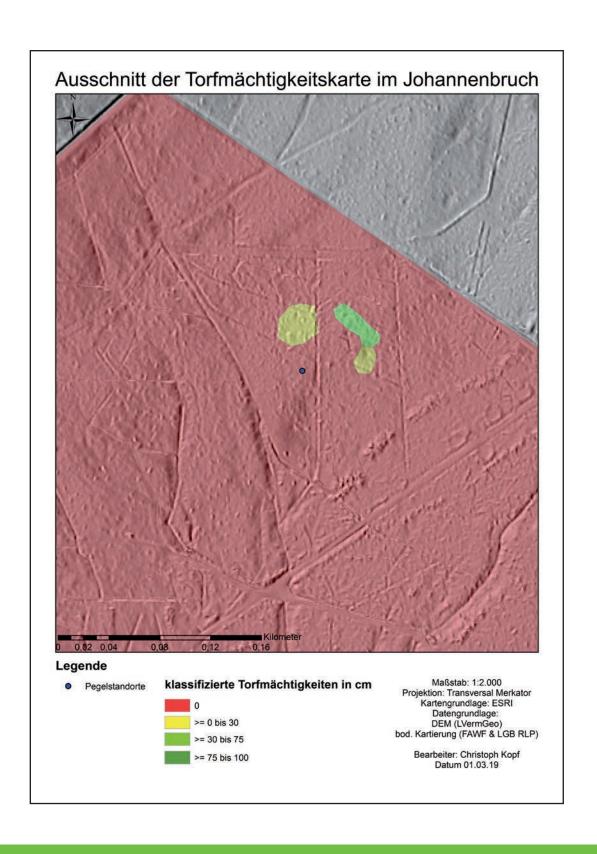


Abbildung 127: Ausschnitt aus der nördlichen Kernfläche der Torfmächtigkeitskarte im Johannenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes

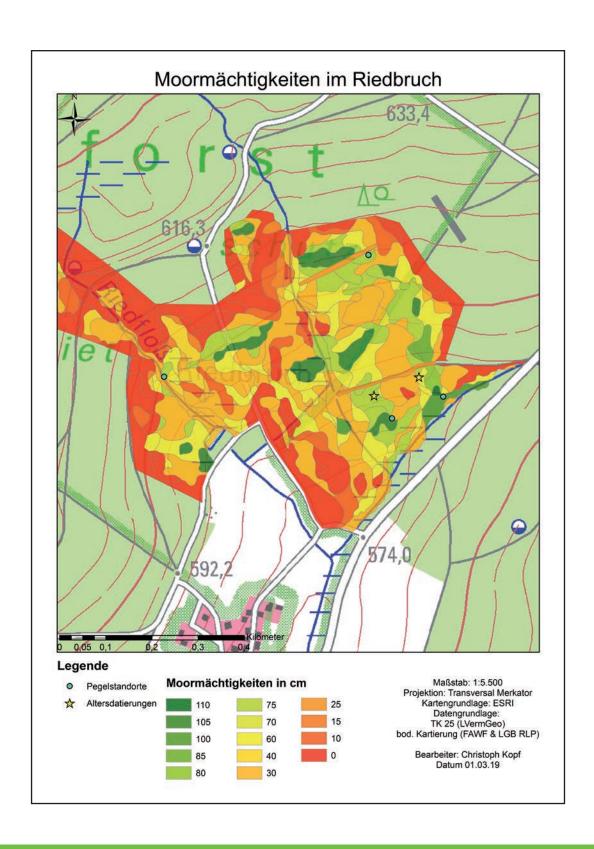


Abbildung 128: Moormächtigkeiten im Riedbruch

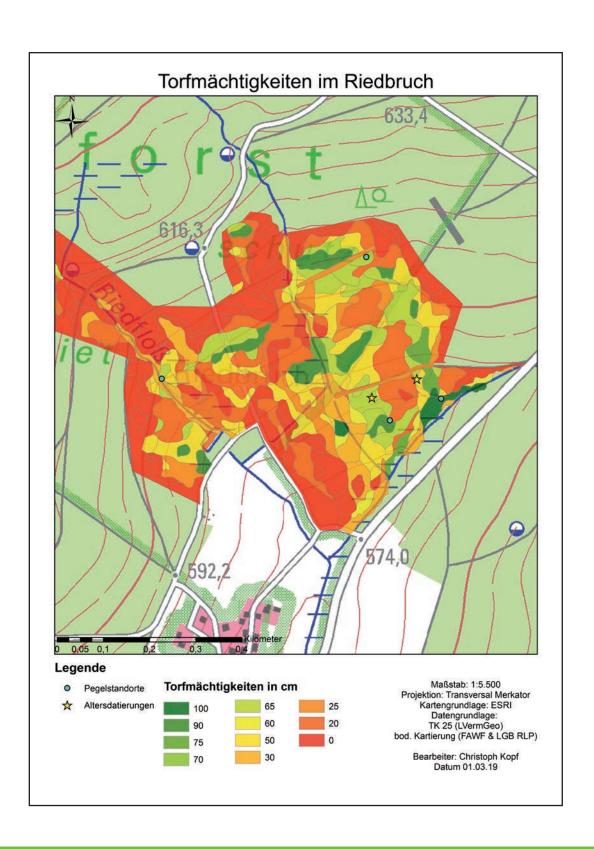


Abbildung 129: Torfmächtigkeiten im Riedbruch

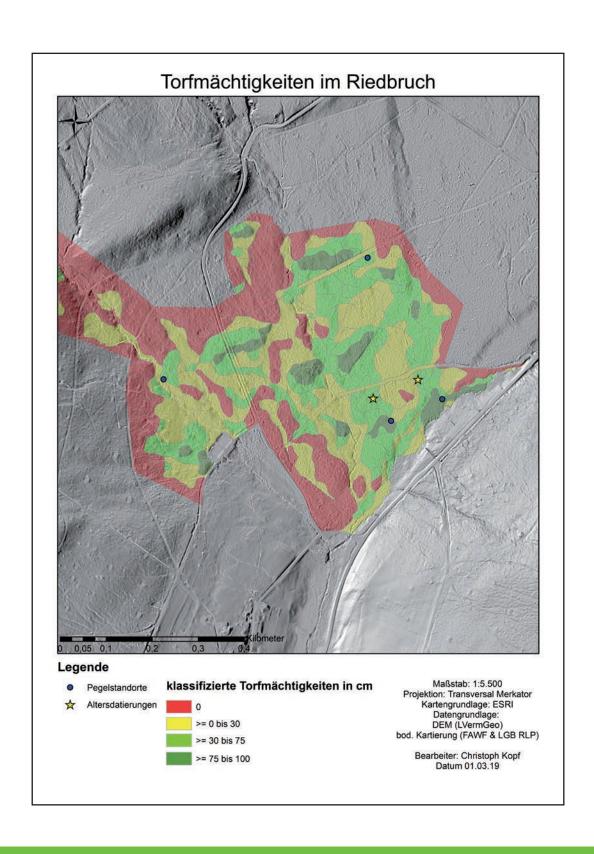


Abbildung 130: Torfmächtigkeiten im Riedbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes

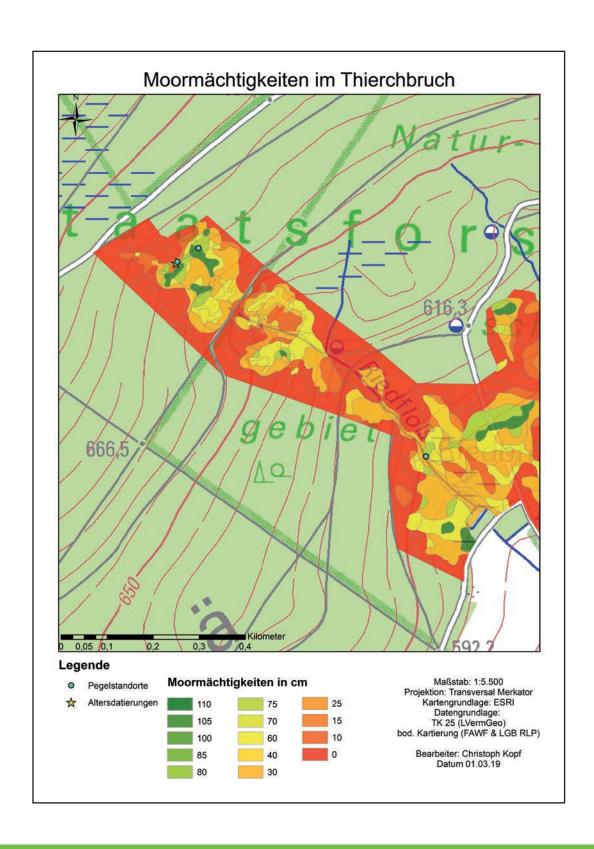


Abbildung 131: Moormächtigkeiten im Thierchbruch

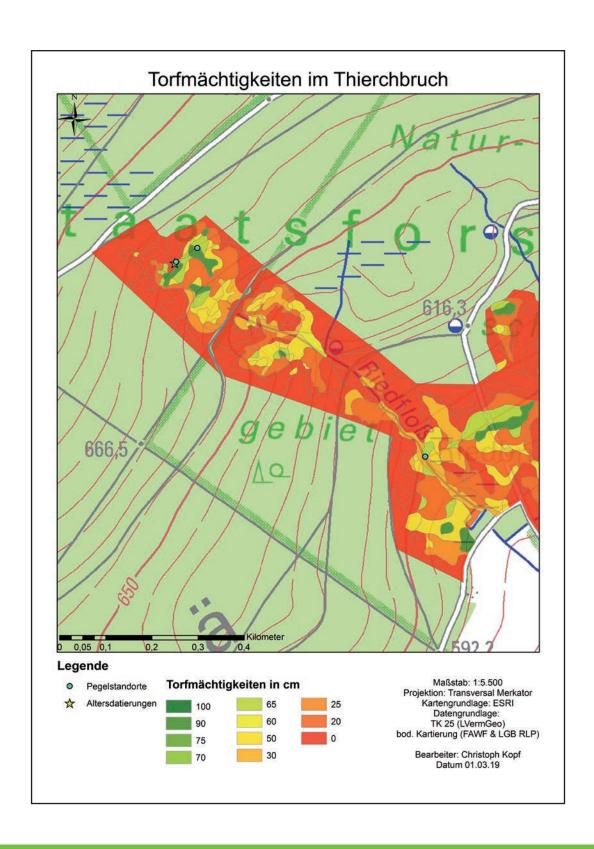


Abbildung 132: Torfmächtigkeiten im Thierchbruch

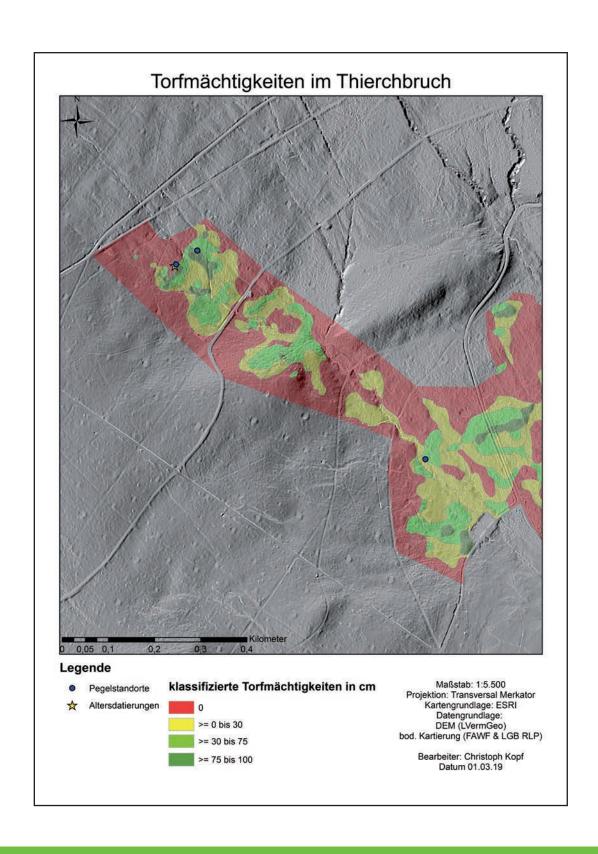


Abbildung 133: Torfmächtigkeiten im Thierchbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes

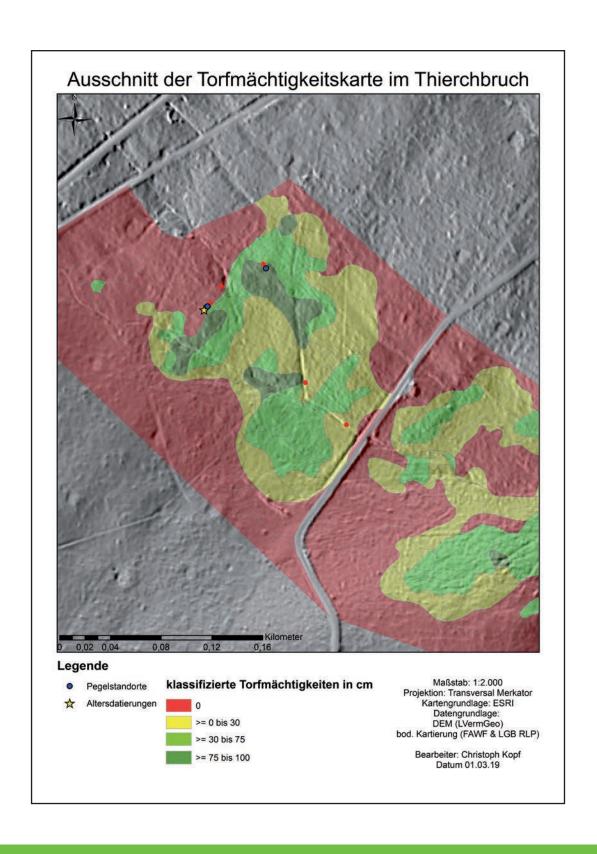


Abbildung 134: Ausschnitt aus der nördlichen Kernfläche der Torfmächtigkeitskarte im Thierchbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes

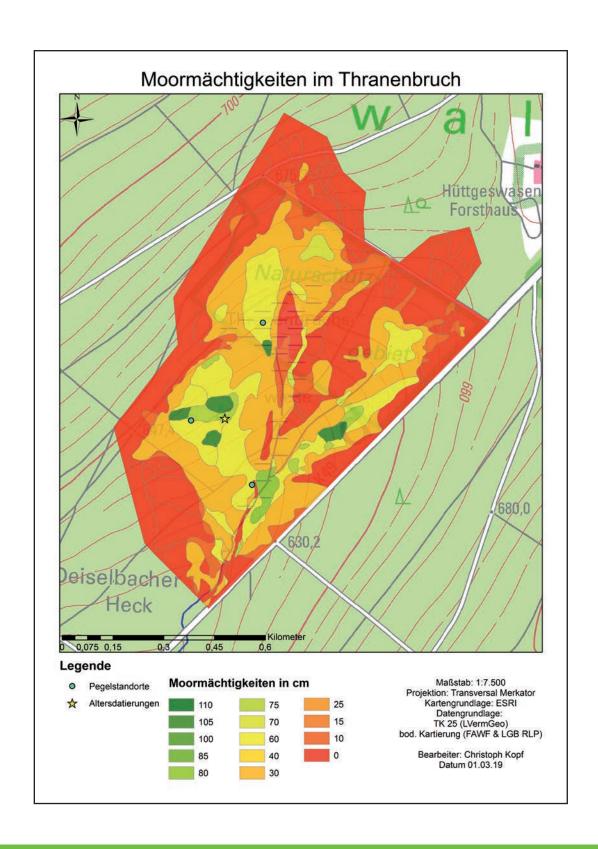


Abbildung 135: Moormächtigkeiten im Thranenbruch

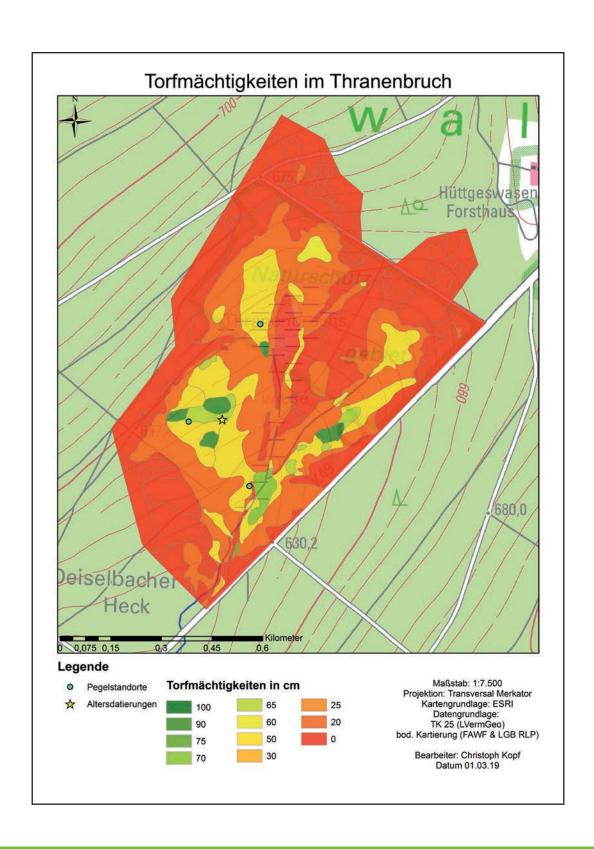


Abbildung 136: Torfmächtigkeiten im Thranenbruch

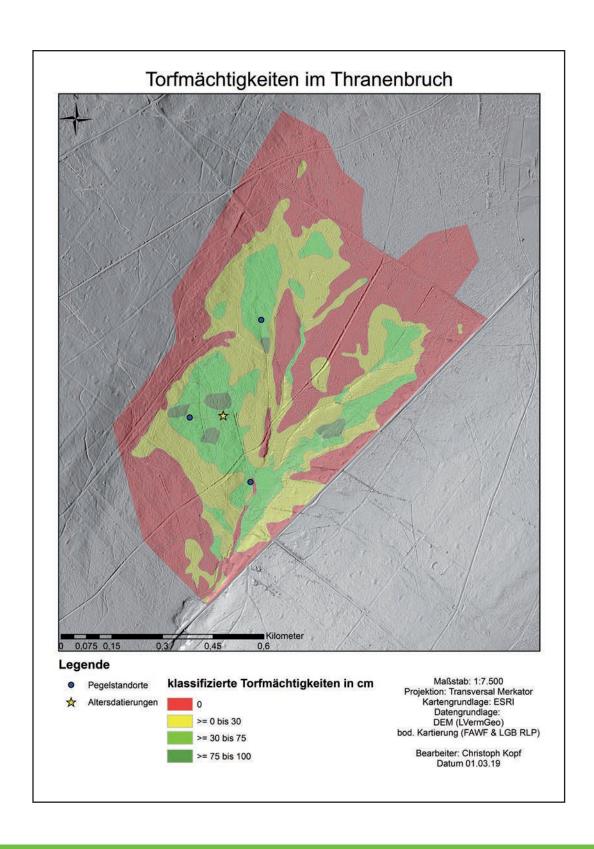


Abbildung 137: Torfmächtigkeiten im Thranenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes

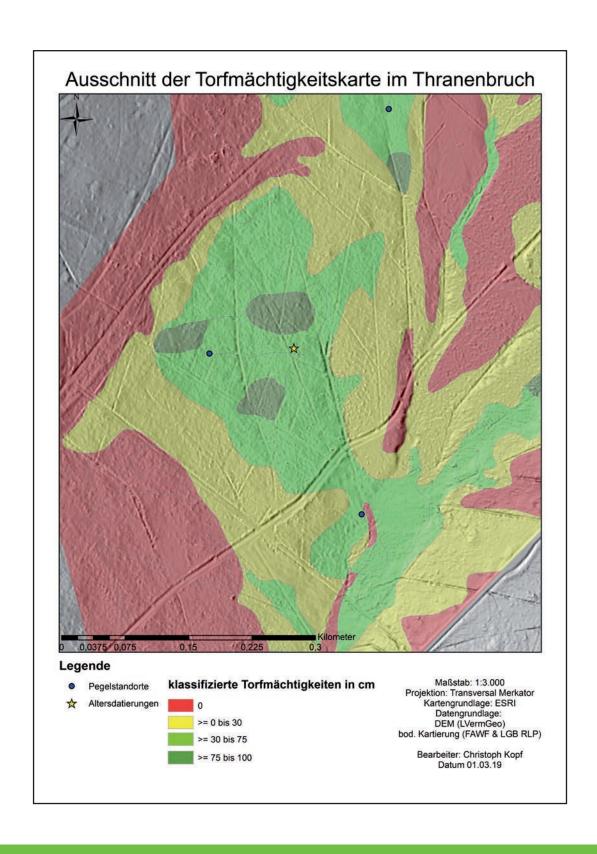


Abbildung 138: Ausschnitt aus der nördlichen Kernfläche der Torfmächtigkeitskarte im Thranenbruch mit dem Digitalen Höhenmodell als Basislayer zur Darstellung des Graben- und Wegenetzes

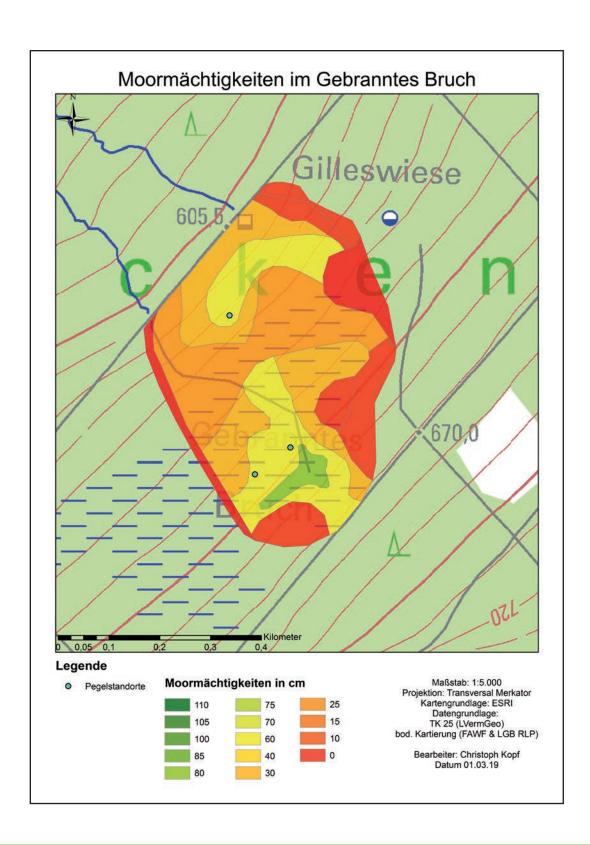


Abbildung 139: Moormächtigkeiten im Gebranntes Bruch

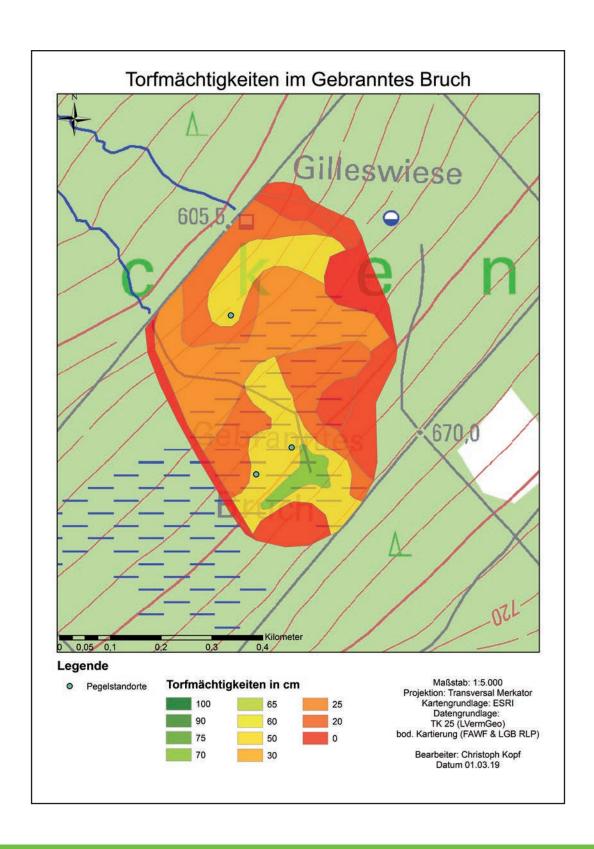


Abbildung 140: Torfmächtigkeiten im Gebranntes Bruch

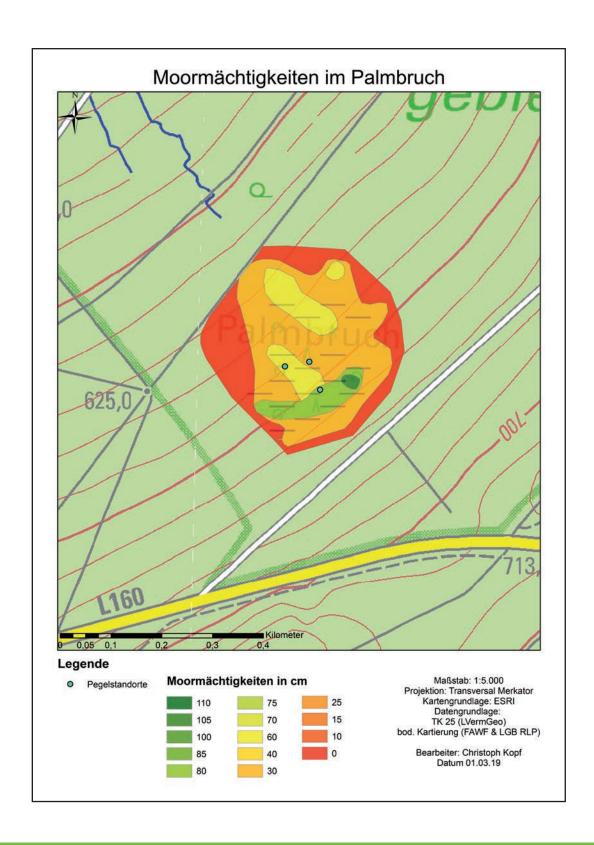


Abbildung 141: Moormächtigkeiten im Palmbruch

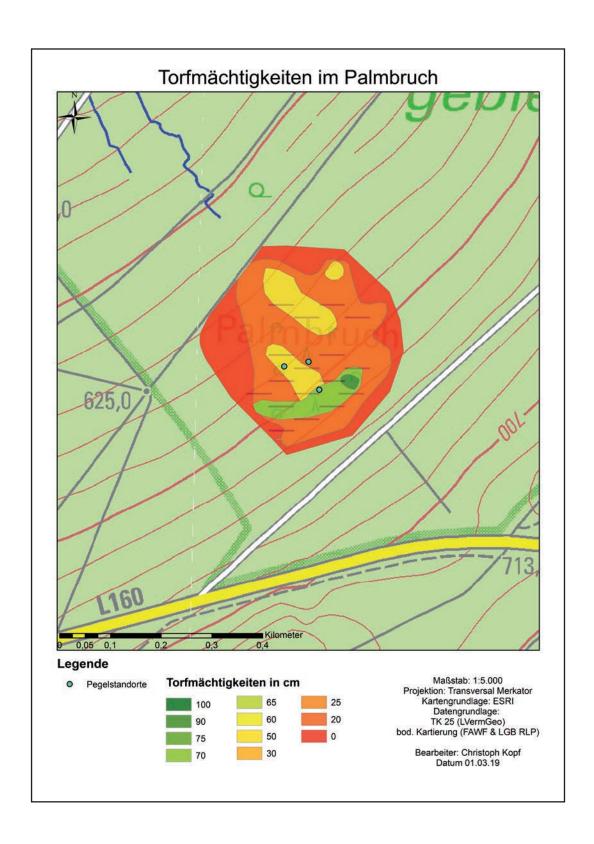


Abbildung 142: Torfmächtigkeiten im Palmbruch

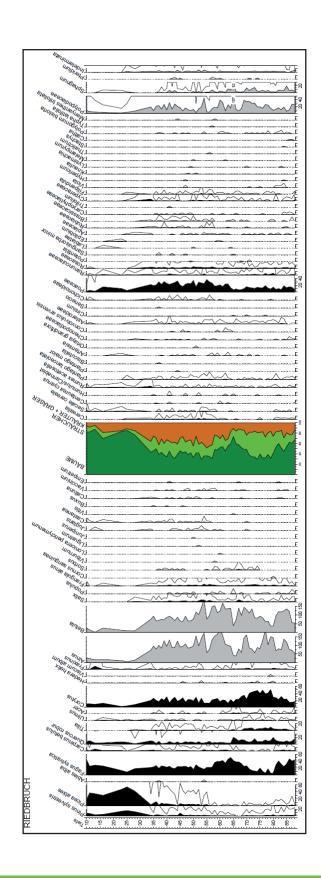


Abbildung 143: Pollendiagramm des Riedbruchprofils MOR 205 (Schloß 2018)

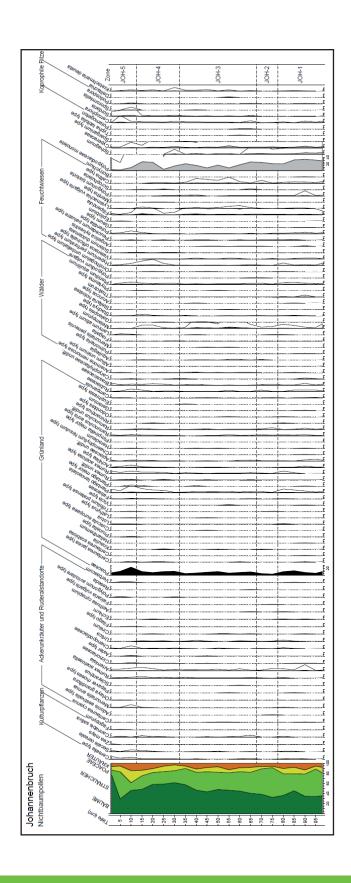


Abbildung 144: Pollendiagramm der Nichtbaumpollen des Johannenbruchprofils BIW 080 (WICK 2018)

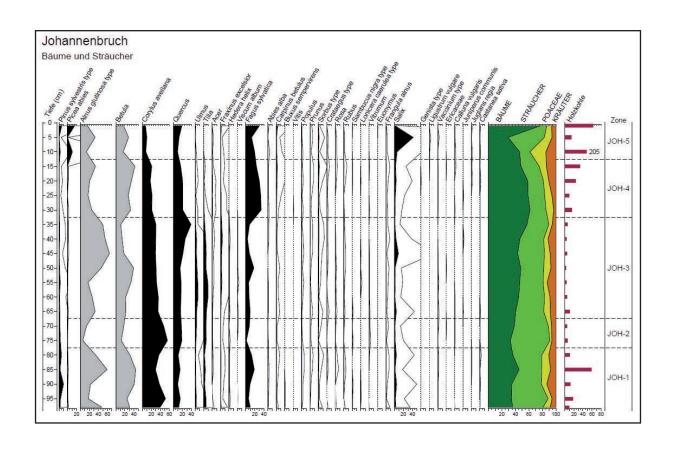


Abbildung 145: Pollendiagramm der Bäume und Sträucher des Johannenbruchprofils BIW 080 (WICK 2018)

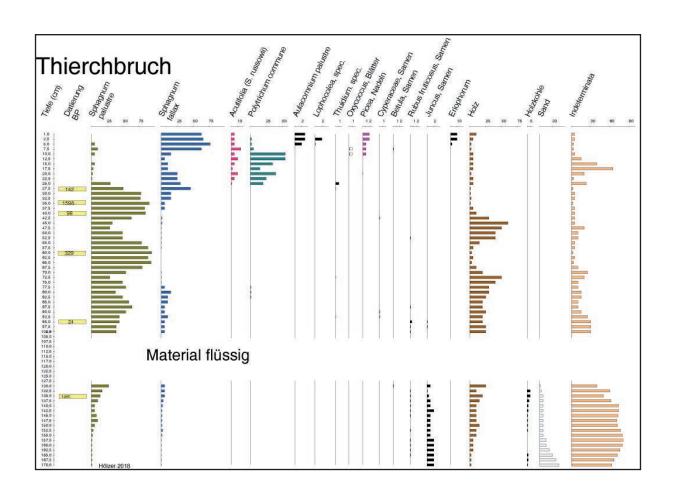


Abbildung 146: Diagramm der Großrestanalysen im nördlichen Kernbereich des Thierchbruchs (Hölzer 2018)

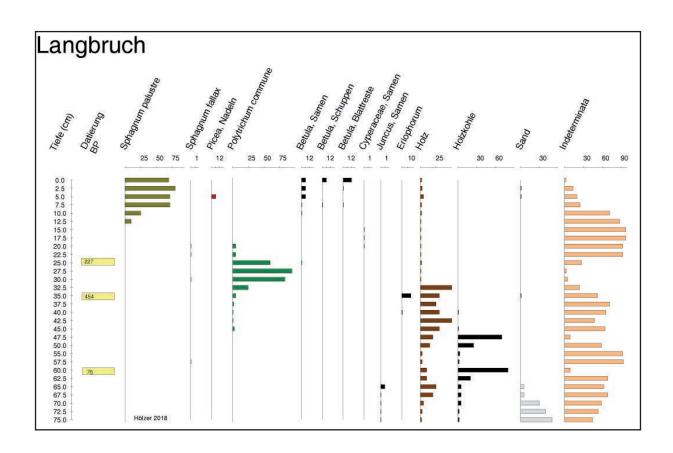


Abbildung 147: Diagramm der Großrestanalysen im Kernbereich des Langbruchs (Hölzer 2018)



Abbildung 148: Quellbereich im südwestlichen Riedbruch als Beispiel einer quelligen Stelle (Foto: Kopp

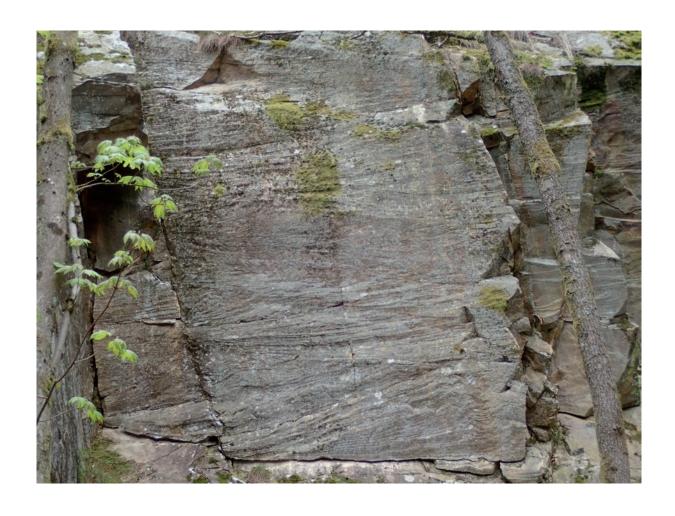


Abbildung 149: Klüftiger Ouarzit, aufgeschlossen an der Mörschieder Burr (Foto: Kopp)

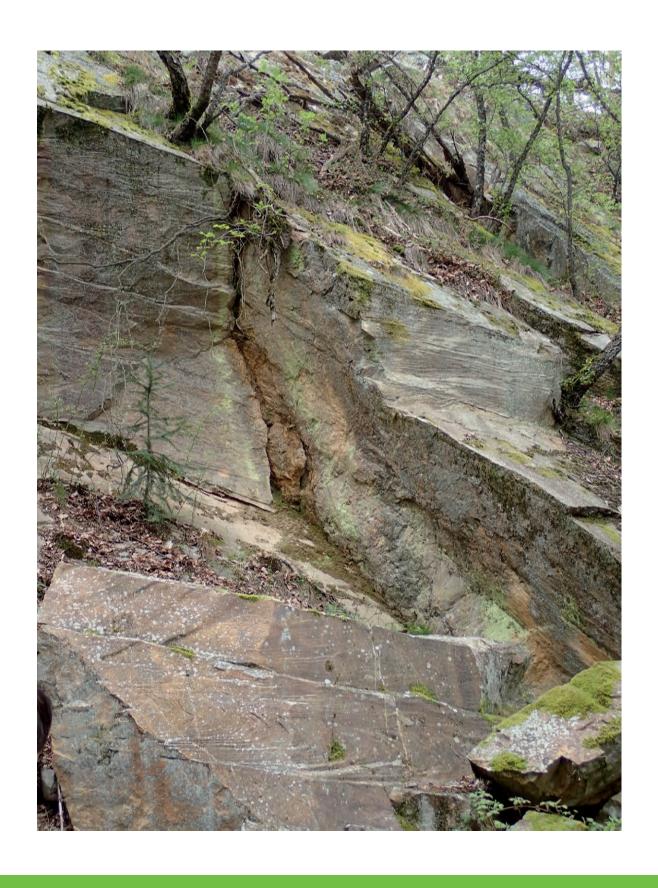


Abbildung 150: Klüftiger Quarzit; aufgeschlossen an der Mörschieder Burr mit periodischer Wasserführung (Foto: Kopf)



Abbildung 151: Entfichtungsmaßnahme im Thranenbruch im Oktober 2017 (Foto: Kopf



Abbildung 152: Uberblick über einen Quellaustritt im Thranenbruch; das Wasser fließt etwa 40 m oberflächlich den Hang hinab bis es erneut versickert (Foto: Kopf)



Abbildung 153: Quellbereich des Quellaustritts im Thranenbruch; der Quelltopf hat einen Durchmesser von etwa drei Metern (Foto: KOPF)



Abbildung 154: Nahaufnahme des Quellaustritts im Thranenbruch; die grauen Färbungen sind mineralische Beimengungen des Quellwassers (Sande) (Foto: Kopf)



Abbildung 155: Geringelte Fichte im Nordwesten des Riedbruchs (Foto: Kopf)

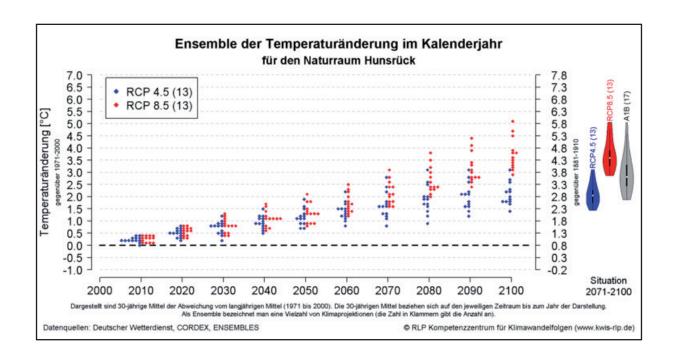


Abbildung 156: Veränderung der Temperatur berechnet mit verschiedenen Modellrechnungen für den Naturraum Hunsrück (Rheinland-Pfalz Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen 2018)

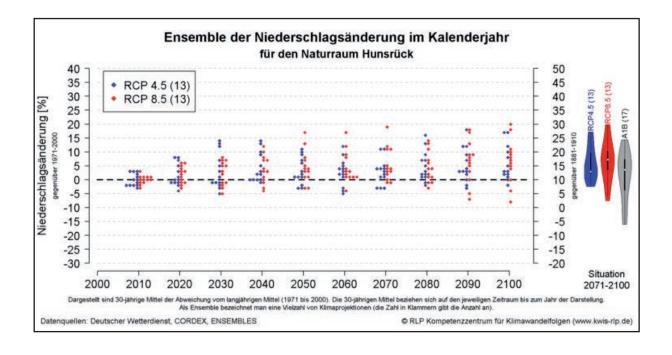


Abbildung 157: Veränderung der Temperatur berechnet mit verschiedenen Modellrechnungen für den Naturraum Hunsrück (Rheinland-Pfalz Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen 2018)

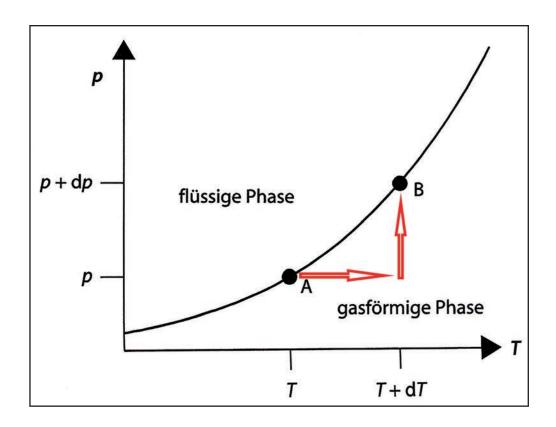


Abbildung 158: Grafische Darstellung der Clausius-Clapeyron-Gleichung (Kraus 2005, verändert); p = Druck der jeweiligen Phase des Wassers, T = Temperatur des Wassers, d = Delta (Differenz)

Wissenschaftlicher Werdegang des Verfassers

Name: Kopf, Christoph

Geburtstag: 08.05.1990

Geburtsort: Landau i. d. Pfalz

Anschrift: Gluckstr. 19 in 67346 Speyer

Schulausbildung:

08/2000 – 03/2009: Eduard-Spranger-Gymnasium in Landau i. d. Pfalz

08/1996 – 07/2000: Grundschule Ottersheim

Studium:

seit 01/2017 Promotion zum Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

an der Universität Trier

10/2013 – 02/2016: Master of Science "Klima- und Umweltwandel" an der

Johannes Gutenberg-Universität Mainz

10/2010 – 11/2013: Bachelor of Science "Geographie" an der Johannes Gutenberg-

Universität Mainz

Berufstätigkeiten:

seit 05/2019 Wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Landesforsten Rheinland-Pfalz,

Zentralstelle der Forstverwaltung in Neustadt an der Weinstraße

08/2016 – 04/2019 Wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Landesforsten Rheinland-Pfalz,

Zentralstelle der Forstverwaltung, Forschungsanstalt für Waldökologie

und Forstwirtschaft in Trippstadt

