

Geologische Interpretation des hochauflösenden digitalen Geländemodells von Baden-Württemberg

Von der Fakultät für Luft- und Raumfahrttechnik und Geodäsie
der Universität Stuttgart zur Erlangung der
Würde eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Elena Beckenbach

aus Calw

Hauptberichter:	Prof. Dr. rer. nat. Hartmut Seyfried
Mitberichter:	Prof. Dr. rer. nat. Klaus Reicherter
Mitberichter:	Hon.Prof. Dr. rer. nat. Theo Simon
Tag der mündlichen Prüfung:	16. Dezember 2015

Institut für Planetologie der Universität Stuttgart
2016

Vorwort

Diese Arbeit entstand während meiner Zeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Planetologie der Universität Stuttgart. An dieser Stelle danke ich allen, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben.

Mein herzlicher Dank gilt Prof. Dr. Hartmut Seyfried. Neben der Möglichkeit zur Promotion gab er mir auch seine Begeisterung für Digitale Geländemodelle weiter. Sie unterstützten mich in jedem Stadium dieser Arbeit mit Ratschlägen und zahllosen Diskussionen. Nicht zuletzt sorgten Sie beim produktiven Gedankenaustausch stets für das kulinarische Wohlergehen. Prof. Dr. Theo Simon machte mich als Mitberichter meiner Arbeit mit einem Teil seines unerschöpflichen geologischen Wissens über Baden-Württemberg vertraut - im Gespräch und im Gelände. Herzlichen Dank dafür. Ebenso danke ich Prof. Dr. Klaus Reicherter für die Übernahme des Mitberichts.

Ohne die Geobasisdaten wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Ich danke dem Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg für die Bereitstellung der Daten und die Zusammenarbeit, insbesondere dem Präsidenten a. D. Hansjörg Schönherr, Manfred Gültlinger und Petra Zollinger. Doch was wären die Geobasisdaten ohne eine aussagekräftige Visualisierung? Ein herzliches Dankeschön an das Visualisierungsinstitut der Universität Stuttgart und Prof. Dr. Thomas Ertl für die produktive Zusammenarbeit und an Dr. Thomas Müller, der die Software TERRAINVIEW entwickelte und mehrfach für meine geomorphologischen Fragestellungen anpasste. Vielen Dank auch für die einmalige Gelegenheit, meine Verteidigung an der Powerwall machen zu dürfen und für den dafür notwendigen, nächtelangen Einsatz von Dr. Guido Reina und Dipl.-Inf. Christoph Müller.

Den Universitätsbibliotheken Tübingen und Stuttgart danke ich für die Bereitstellung von historischem Kartenmaterial. Für die geophysikalischen Berechnungen zur isostatischen Hebung danke ich Dipl.-Phys. Rolf Häfner vom Institut für Geophysik der Universität Stuttgart. In fachlichem Austausch stand ich mit Prof. Dr. Jutta Winsemann und Dr. Emil Gölz, auch dafür vielen Dank. Stets ein offenes Ohr und Zeit für fachlichen Austausch über die Geologie von Baden-Württemberg hatte Dipl.-Geol. Lena Stark. Ich danke Dir herzlich für Deine Freundschaft und Deine aufmunternde Art. Ebenso herzlich bedanke ich mich bei Gizem, Florian, Manuela und Theresa, die alle ihren Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit leisteten - sei es durch unmittelbare LaTeX-Hilfe, anregende Kaffeegespräche oder gemeinsame Schreibsessions.

Von Herzen danke ich meinen Eltern, meiner Familie und meinen Freunden, deren Rückhalt und Zuversicht ich mir stets sicher sein konnte, auch wenn ich phasenweise abgetaucht war. Ihr sorgtet dafür, dass ich immer wieder auftauchte. Lieber Rouven, ich danke dir von Herzen für deine andauernde Unterstützung, deine unermessliche Geduld und unsere wundersame gemeinsame Zeit.

Inhaltsverzeichnis

Liste der Abkürzungen	V
Liste der Formelzeichen	VII
Kurzfassung	IX
Abstract	XI
1 Themenvorstellung, Motivation und Zielsetzung	1
2 Datengrundlage	5
2.1 Datenerhebung mit LiDAR	5
2.1.1 LiDAR-Methode	6
2.1.2 Laserscanbefliegung	9
2.2 Datenprozessierung	10
2.3 Datensatz und Datenqualität	11
2.3.1 Datensatz	11
2.3.2 Datenqualität	12
3 Visualisierung der Daten	15
3.1 Anforderungen	15
3.2 Das Softwareprogramm TERRAINVIEW	15
4 Digitale geomorphologische Kartierung	19
4.1 Geomorphologische Kartierung	19
4.2 Geomorphologische Kartierung im digitalen Geländemodell von Baden-Württemberg	20
4.2.1 Geomorphologischer Bau von Baden-Württemberg	21
4.2.2 Lineationen in Baden-Württemberg	26
4.2.3 Die Fränkische Furche in Nordost-Württemberg	28
5 Junge glaziale und periglaziale Landformen in Oberschwaben	39
5.1 Landschaftsgeschichte von Oberschwaben	43
5.2 Glaziale Strukturen in Oberschwaben	47
5.2.1 Endmoränen	47

5.2.2	Eiszerfallsmoränen und lokale Moränenrücken	51
5.2.3	Subglaziale Becken (Zungenbecken) und Schotterebenen	53
5.2.4	Subglaziale und eisrandparallele Schmelzwasserrinnen	55
5.2.5	Esker und Kameterrassen	58
5.2.6	Mikromoränen im Röschenwald	60
5.2.7	Binzen-Bifurkation der Äußeren Würmendemoräne	63
5.2.8	Drumlins	66
5.2.9	Spät- und postglaziale Flussterrassen im Argental	69
5.3	Abschmelzraten des Rheingletschers in Oberschwaben	72
5.3.1	Methode zur Berechnung von Abschmelzraten	72
5.3.2	Modelliertes Eisvolumen	73
5.3.3	Korrekturen des Eisvolumens	78
5.3.4	Ergebnis der Volumenkorrekturen	83
5.3.5	Eismächtigkeiten	84
5.3.6	Berechnete Abschmelzraten	84
5.3.7	Diskussion zu Gletschervolumen und Abschmelzraten	85
5.4	Schlussfolgerungen glaziale und periglaziale Landformen in Oberschwaben	88
6	Spätpleistozäne und holozäne Flussdynamik im Oberrheingraben	89
6.1	Abriss der Entstehungsgeschichte des Oberrheingrabens	89
6.1.1	Tektonische Situation	90
6.1.2	Riftphasen und Sedimentfüllung	92
6.2	Morphologie des Oberrheingrabens im DGM	95
6.2.1	Begrifflichkeiten	96
6.3	Erforschungsgeschichte der Flussdynamik im Oberrheingraben	103
6.3.1	Erforschungsgeschichte des Bergstraßenneckars	104
6.3.2	Erforschungsgeschichte des Neckarschwemmfächers	104
6.3.3	Erforschungsgeschichte des östlichen Randflusses	108
6.4	Vergleich der Längsprofile von Hochgestadekante und Rheinaue	111
6.5	Bergstraßenneckar	114
6.5.1	Details des Bergstraßenneckars aus dem DGM	114
6.5.2	Vergleich mit Literaturdaten und Diskussion	120
6.6	Dünen und Flugsandebenen	121
6.6.1	Bildungsbedingungen und Alter der Flugsandablagerungen	121
6.6.2	Beobachtungen von Flugsandablagerungen im DGM	124
6.7	Neckarschwemmfächer	128
6.7.1	Vergleich mit Literaturdaten und Diskussion Neckarschwemmfächer	132
6.8	Östlicher Randfluss	135
6.8.1	Gebiet 1 – Leimbach-System	138

6.8.2	Diskussion Gebiet 1 – Leimbach-System	144
6.8.3	Gebiet 2 – Kraichbach-System	148
6.8.4	Diskussion Gebiet 2 – Kraichbach-System	153
6.8.5	Gebiet 3 – Reilinger Durchbruch	157
6.8.6	Diskussion Gebiet 3 – Reilinger Durchbruch	163
6.8.7	Gebiet 4 – Untergrombacher Rinne und Dutlacher Graben	163
6.8.8	Diskussion Gebiet 4 – Untergrombacher Rinne und Dutlacher Graben	169
6.8.9	Gebiet 5 – Wagbach-System	169
6.8.10	Gebiet 6 – Ufgau-System	178
6.8.11	Gebiet 7 – Grabener Rinne	185
6.8.12	Diskussion Gebiete 5, 6 und 7	196
6.8.13	Gebiet 8 – Rastatt-Karlsruher Rinne	197
6.8.14	Diskussion Gebiet 8 – Rastatt-Karlsruher Rinne	204
6.8.15	Gebiet 9 – Iffezheimer System	205
6.8.16	Diskussion Gebiet 9 – Iffezheimer System	210
6.8.17	Gebiet 10 – Rheinau-Vimbuch-System	210
6.8.18	Gebiet 11 – Leiberstunger System	217
6.8.19	Gebiet 12 – Nördliche Ortenau-Rinne	222
6.8.20	Diskussion Gebiete 10, 11 und 12	228
6.8.21	Gebiet 13 – Ichenheim-Schuttern-System	229
6.8.22	Gebiet 14 – Südliche Ortenau-Rinne	234
6.8.23	Diskussion Gebiete 13 und 14	241
6.8.24	Gebiet 15 – Whyler System	244
6.8.25	Diskussion Gebiet 15 – Whyler System	247
6.8.26	Gebiet 16 – Munzinger Tal	247
6.8.27	Diskussion Gebiet 16 – Munzinger Tal	248
6.8.28	Gebiet 17 – Breisgau-System	251
6.8.29	Diskussion Gebiet 17 – Breisgau-System	260
6.9	Gab es eine Verbindung zwischen dem Ostrandfluss und dem Bergstraßenneckar? . .	261
6.10	Gesamtschau Oberrheingraben	262

7 Schlussfolgerungen **267**

Literatur **273**

A Anhang **285**

Das Softwareprogramm TerrainView **285**

A.1	Start von TERRAINVIEW in Windows	285
-----	--	-----

A.2	Darstellungen und Fenster	286
A.2.1	Informationen im DataView-Fenster	287
A.2.2	Darstellungen im OrthoView-Menü	288
A.2.3	Einstellungen und Werkzeuge im Fenster <i>OrthoView-Preferences</i>	290
A.2.4	Räumliche Darstellung mit der Projection View (<i>ProjView</i>)	292
A.3	Navigieren und Zoomen	292
A.4	Individuelle Farbgebung (<i>colormap</i>)	293
A.4.1	Anpassen der Transferfunktion	294
A.4.2	Erstellen einer Transferfunktion	295
A.5	Talprofile	296
A.5.1	Längs- und Querprofile (<i>ValleyProfile</i> und <i>CrossSection</i>)	296
A.5.2	Variabler Profilverlauf (<i>MultiPoint</i>)	296
A.5.3	Gefälle (<i>Gradient</i>)	298
A.5.4	Talweg (<i>Drainage</i> , Versuchsstadium)	298
A.6	Transparenter Kegel	298
A.7	Trendebene	300
A.8	Speichern und Exportieren	301
A.9	Anzeigen und Ausblenden der Tektonikdaten	302
A.9.1	Befehle im Skript-Editor und Tastenkombinationen	303

Abkürzungen

a	Jahre
Ka	Tausend Jahre
Ma	Millionen Jahre
Ga	Milliarden Jahre
ALS	<i>Airborne Laser Scanning</i> ; flugzeugbasierter Laserscan
ALTM	<i>Airborne Laser Terrain Mapping</i> ; flugzeugbasierte Laser-Geländekartierung
ATKIS	Amtliches topographisch-kartographisches Informationssystem
B	Byte
KB	Kilobyte
MB	Megabyte
GB	Gigabyte
TB	Terabyte
BP	<i>before present</i> ; radiometrisches Alter vor 1950
nm	Nanometer
cm	Zentimeter
m	Meter
km	Kilometer
km ²	Quadratkilometer
km ³	Kubikkilometer
DEM	<i>Digital Elevation Model</i> ; Digitales Höhenmodell
DGM	Digitales Geländemodell
DOM	Digitales Oberflächenmodell
DTM	<i>Digital Terrain Model</i> ; Digitales Geländemodell
ECRIS	<i>European Cenozoic Rift System</i> ; Europäisches känozoisches Grabenbruchsystem
ETRS 89	<i>European Terrestrial Reference System 1989</i> ; Europäisches terrestrisches Referenzsystem 1989
GeORG	Geopotenzial des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i> ; globales Navigationssatellitensystem
GPS	<i>Global Positioning System</i> ; Globales Positionsbestimmungssystem

GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i> ; Doppelsatellit zur Bestimmung des Erdschwerefeldes
IMU	<i>Inertial Measurement Unit</i> ; Inertiale Messeinheit
LGL	Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg
LGM	<i>Last Glacial Maximum</i> ; Letzteiszeitliches Maximum
LGRB	Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg
LiDAR	<i>Light detecting and ranging</i> ; Laserscanmethode, Laseraltimetrie
LOD	<i>Level of Detail</i> ; Auflösungsebene
ü. NN	über Normalnull
uGOK	unter der Geländeoberkante
UTM	<i>Universal Transverse Mercator</i> ; transversale Mercator-Projektion
VISUS	Institut für Visualisierung der Universität Stuttgart
WGS84	<i>World Geodetic System 1984</i> ; Geodätisches Weltsystem 1984
¹⁰ Be	instabiles kosmogenes Isotop des Berylliums
¹⁴ C	instabiles kosmogenes Isotop des Kohlenstoffs

Formelzeichen

α	Dämpfungsrate
c	Lichtgeschwindigkeit
P	Reflexionsintensität
R	Entfernung zum Objekt
t	Laufzeit des Laserstrahls
t_0	Abschmelzzeit
t_{BP}	Zeit vor Heute
t_P	Heutige Zeit
u	isostatische Hebungsrate
u_0	isostatische Hebungsrate zu Beginn des Abschmelzprozesses
u_P	heutige isostatische Hebungsrate
x-Wert	Hochwert (geographische Breite)
y-Werte	Rechtswert (geographische Länge)
z-Wert	Applikate (topographische Höhe)

Kurzfassung

Mit den Geobasisdaten verfügt das Land Baden-Württemberg über einen hochgenauen, flächendeckenden Datensatz auf der Grundlage von LiDAR-Daten (1 m in der Horizontalen, 0,15 m in der Vertikalen, 1 TB im ASCII-Format). Aus diesem Datensatz lässt sich ein großflächiges digitales Geländemodell (DGM) erstellen, das neue Perspektiven für systematische geomorphologische Analysen eröffnet. Mit derzeit verfügbarer Software lässt sich ein so großer Datensatz allerdings nicht darstellen. Deshalb entwickelte Dr. Thomas Müller vom Institut für Visualisierung der Universität Stuttgart das Programm TERRAINVIEW, mit dem sich der gesamte Datensatz visualisieren und analysieren lässt. Die Geobasisdaten können so in neun Auflösungsstufen (LOD) verzögerungsfrei als Ortho- und Perspektivansicht visualisiert und die darin erkannten Landformen kartiert und vermessen werden. Ein entscheidender Vorteil gegenüber der bisher verfügbaren Software liegt darin, dass durch das verzögerungsfreie Navigieren beziehungsweise Ein- und Auszoomen großflächige Zusammenhänge unmittelbar hergestellt und überprüft werden können.

Das größte Potential eines großräumigen hochauflösenden DGMs liegt in der Visualisierung, Kartierung und Interpretation junger Landformen. In Baden-Württemberg sind dies die jungen glazial und periglazial überprägten Landschaftselemente in Oberschwaben. Ebenso kann in großen Flächen mit sehr geringen Reliefunterschieden wie beispielsweise dem Oberrheingraben die fluviale Architektur der spätpleistozänen und holozänen Ablagerungen bis ins Detail rekonstruiert werden. Außerdem sind im DGM auch tektonisch verursachte Lineationen zu erkennen, die sich in der Morphologie hauptsächlich über das Talmuster abbilden. Ein Beispiel hierfür ist die tektonische „Fränkische Furche“ in Nordost-Württemberg, die sich abschnittsweise in der Morphologie als Lineation durchpaust.

In Oberschwaben können die Geländeformen aus dem Verbreitungsgebiet des würmeiszeitlichen Rheingletschers mit großer Zuverlässigkeit kartiert und interpretiert werden. Es gelang, die aus der Literatur bekannten morphologischen Kategorien und Einheiten im DGM zu verifizieren. Dazu zählen Zungenbecken verschiedenster Dimension, Aufschotterungsebenen, Endmoränen und lokale Moränenrücken der Rückschmelzstadien in unterschiedlichem Erhaltungszustand, Drumlins und Terrassenschachteln spät- bis postglazialer Flusssysteme. Mikromoränen, Esker, subglaziale und eisrandparallele Täler kommen als neue Landformen in Oberschwaben hinzu. Diese Kategorien sind erst im DGM als solche zu erkennen und im Gelände zu verifizieren.

Mit dem Kegelwerkzeug in TERRAINVIEW lässt sich der würmeiszeitliche Rheingletscher innerhalb des Modellgebiets simulieren. Durch geeignete Wahl der Parameter Apexposition, Apexhöhe und Gradient wird ein Kegelmantel an die Kammlinie der Endmoränen angepasst, so dass die Ausbreitung des Rheingletschers während der letzten Vereisung nachgestellt und das Eisvolumen berechnet werden kann. Weil die rezente Landoberfläche nur bedingt die subglaziale Oberfläche widerspiegelt, sind Korrekturen am Eisvolumen

vorzunehmen. Das korrigierte Eisvolumen zum Zeitpunkt der letzten Maximalvereisung, definiert durch die Äußere Würmendmoräne, beträgt $610 \pm 10 \text{ km}^3$. Das Eisvolumen für das Stadium der Inneren Würmendmoräne beträgt $290 \pm 10 \text{ km}^3$. Über publizierte Altersdaten der Endmoränen lässt sich aus dem Eisvolumen die Abschmelzrate berechnen. Im Modellgebiet ermittelte Abschmelzraten reichen von $4,1 \cdot 10^{-5}$ bis $9,8 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Diese Werte liegen in derselben Größenordnung wie heute am Rand des Grönland-Eisschildes, sind aber erheblich niedriger als bei aktuellen Alpengletschern.

In der Oberrheinebene zeigt sich bei sehr starker Überhöhung der z-Koordinate ein vielgestaltiges Inventar von Sedimentations- und Erosionsformen, mit denen sich die spät- und nacheiszeitliche flussgeschichtliche Entwicklung präzise rekonstruieren lässt. Die heutige Talaue hat sich nacheiszeitlich in die Niederterrasse eingeschnitten und wird von ihr durch eine erosive Geländekante abgegrenzt (Hochgestadekante). Insbesondere in der Nordhälfte wird die Talaue von einem Gürtel komplex verzahnter Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystems hoher Sinuosität aufgebaut.

Die Niederterrasse ist älter als die Talaue und bildete ursprünglich einen durchgehenden fluvialen Sedimentations- und Erosionsraum, der sich von Breisgau und Elsass bis zum Neckarschwemmfächer bei Heidelberg und sehr wahrscheinlich darüber hinaus bis in den Raum des Bergstraßenneckars erstreckte. Deshalb wird dieses System als „Ostrandfluss-System“ bezeichnet. Im Detail ist zu belegen, dass die Sedimentations- und Erosionsformen aus einem zusammenhängenden, amalgamierten, verflochtenen Flusssystem hervorgingen. Abgesehen von Neckarschwemmfächer und Bergstraßenneckar lassen sich innerhalb dieses Ostrandfluss-Systems 17 Morphofaziseinheiten unterscheiden. Sie unterschneiden sich gegenseitig und geben damit eindeutige, relative Altersbeziehungen. Daraus ist abzuleiten, dass diese Einheiten tendenziell von Norden nach Süden inaktiv wurden. Intern wandelten sie sich häufig von einem verflochtenen zu einem mäandrierenden System oder verlandeten direkt. Dünen hatten einen wesentlichen Einfluss auf Form und Verlauf der Fließrinnen.

Die Ergebnisse zur Mikromorphologie der Oberrheinebene und zu den Vereisungsspuren in Oberschwaben zeigen, dass hochauflösende großflächige DGM ein sehr nützliches Hilfsmittel für die Gliederung und Interpretation junger Landformen sind. Die Grenzen der Methode liegen nun nicht mehr im Bereich der Auflösung, sondern sind dann gegeben, wenn es mangels Erosionskanten keine Möglichkeit gibt, einzelne Einheiten altersmäßig voneinander abzugrenzen, obwohl diese sich im Sedimentationsstil mehr oder weniger deutlich unterscheiden. Der hohe Grad an Übereinstimmung zwischen den Erkenntnissen aus dem DGM und dem Befund aus der Literatur zeigt jedoch, dass die Analyse mit TERRAINVIEW überaus effizient ist und sich für eine erste Untersuchung geologisch weniger bekannter oder schwer zugänglicher Gebiete hervorragend eignet.

Abstract

The LiDAR-based digital terrain model (DTM) of Baden-Württemberg ("Geobasisdatenmodell") has a resolution of 1 m in horizontal and 0.15 m in vertical direction (1 TB in ASCII format). Shaded reliefs created with this large data set open new avenues for systematic geomorphic analyses and interpretations. Commercial tools for DTM processing are able to handle only a limited subset of the dataset at once (roughly up to about 50 GB). For larger datasets, the performance decreases dramatically. Therefore, Dr. Thomas Müller (Institute for Visualization, University of Stuttgart) has developed a software (TERRAINVIEW) allowing visualization of and navigation within the entire data set in nine levels of detail (in ortho and perspective view), while simultaneously offering effective tools for geomorphic and morphometric analyses.

The main advantage of this largely extended data availability lies in reliable large-distance correlation of geomorphic phenomena. One of the scientific potentials of large-area high-resolution DTMs concerns young landforms which can be visualized, mapped and interpreted on scales ranging from 256 to 1 m per pixel. In Baden-Württemberg this is especially true for the late glacial and periglacial landforms in the Lake Constance/Oberschwaben area and for the extensive Late Pleistocene to Holocene fluvial plains of the Upper Rhine graben. Another potential of high-resolution DTMs lies in the precise reproduction of valley networks and hence in the recognition of tectonic lineations controlling erosion. One example ("Fränkische Furche" in northeastern Württemberg) is studied in detail revealing that tectonic stress occurred at different times consecutively creating different sets of geomorphic units.

In the Lake Constance/Oberschwaben area a large variety of landforms related to the last (Würmian) glaciation could be identified. Some of these features have been reported previously in literature including subglacial basins, outwash plains, end moraines, local moraine ridges, kettled and hummocky moraines, drumlins and recessional terraces. Others such as micromoraines, eskers, subglacial and ice-marginal meltwater channels have been newly discovered within the study area. Especially micromoraines are glacial features which typically are discovered at first in the DTM and subsequently verified in the field.

Using the cone function in TERRAINVIEW the extent of the Würmian (late Pleistocene) Rhine glacier at different stages can be simulated determining corresponding ice volumes. Apex position, apex height and gradient of the cone are variable and adapted to fit the intersection line of the cone with the land surface to the terminal moraine. In this study the volume of the ice is defined as the space between the cone surface and the land surface. However, as the present land surface does not exactly reflect the shape of the initial terrain underlying the glacier corrections must be applied to the ice volume calculated from the DTM. Within the DTM area the corrected ice volume of the glacier producing the Outer Würmian End Moraine (corresponding to the Late Glacial Maximum) is $610 \pm 10 \text{ km}^3$ and the volume of the glacier

producing the Inner Würmian End Moraine is $290 \pm 10 \text{ km}^3$ which means that during this episode of early deglaciation an ice volume of $320 \pm 20 \text{ km}^3$ became melted exposing an ice-free area of 1120 km^2 . Melting rates range between $4,1 \cdot 10^{-5}$ and $9,8 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ and are in the same order of magnitude as the rate at the present Greenland ice margin but considerably lower than the actual rate of Alpine glaciers.

Under strong vertical exaggeration the Late Pleistocene to Holocene fluvial plains of the Upper Rhine graben reveal a complex fluvial history of sedimentation and erosion. The presently active fluvial plain ("Talaue") has been incised in post-glacial times into an older terrace ("Niederterrasse") forming a "cliff" ("Hochgestadekante") with height differences of up to 12 m. The Talaue is predominantly a belt of intricately interwoven high-sinuosity meandering stream deposits; aggradational features can be traced down to the meter level.

The Niederterrasse must be imagined as one extended plain slightly dipping towards the eastern graben border creating a complex network of markedly braided fluvial channels named "Ostrandfluss-System". This network can be traced from the South (Breisgau, Alsacia) to the North, where the outlines become partly obscured by the progradation of an alluvial fan created by the large Rhine tributary Neckar ("Neckarschwemmfächer"). It probably extended further North still flowing parallel to the eastern graben border ("Bergstraßenneckar").

The entire section South of the Neckarschwemmfächer displays a conspicuous pattern of sedimentation and erosion suggesting a highly mobile belt of amalgamating and intersecting braided stream deposits. The DTM clearly reveals relative stratigraphic relations (older/younger) among 17 different morphologic units evoking a gradual but not consistent inactivation from North to South. Internally these units commonly experienced a change from braided to meandering systems or directly ended silting up. Dunes are locally well preserved and in general had considerable influence on the flow pattern.

The results on the micromorphology of the Upper Rhine fluvial plains and on glacial features in Oberschwaben demonstrate that large area high-resolution DTMs are very useful for the classification and interpretation of geologically young landforms. Geological interpretation is no longer limited by resolution (as in the case of SRTM data). The method based on LiDAR data, however, does not yield results if the landscape is extremely flat and erosional features are not discernible. In this case, it is not possible to identify morphological units despite the fact that some areas still possess more or less differing styles of sedimentation. The conformity between findings based on the study of the DTM and facts known from literature demonstrates that analysis of landforms with TERRAINVIEW is very efficient and highly recommendable for reconnaissance studies of geologically poorly known or remote areas.

1 Themenvorstellung, Motivation und Zielsetzung

Erste Erfahrungen mit Digitalen Geländemodellen (DGM) machte ich Rahmen meiner Diplomarbeit (BECKENBACH 2011). Mit geologischer Feldarbeit, ¹⁴C-Datierungen, hochauflösenden Fernerkundungsmethoden und einem daraus abgeleiteten DGM konnte ich nachweisen, dass die Entstehung geomorphologischer Kleinformen im Schönbuch im Zusammenhang mit einem spätmittelalterlichen Starkregenereigniss aus dem Jahr 1342 chr. Z. steht (BECKENBACH 2011, 2013). Außerdem konnte ich berechnen, welche Volumina dabei bewegt wurden.

Mittlerweile kann das Institut für Planetologie der Universität Stuttgart mit Erlaubnis des Präsidenten des Landesamts für Geoinformation und Landentwicklung (LGL), Herrn Dipl.-Ing. Hansjörg Schönherr, auf das Geobasisdatenmodell von Baden-Württemberg zurückgreifen. Das Geobasisdatenmodell umfasst das gesamte Landesgebiet von Baden-Württemberg als räumliche Koordinaten in einem 1 x 1 m-Raster. Am Institut für Planetologie stand zunächst der Versuch, den gesamten Datensatz (Umfang der Originaldatei: 1 TB) mit den gängigen Softwareprogrammen (SCOP++, ArcGIS, Terrasolid, Rivertools, Pointtools) darzustellen im Vordergrund. Zeitintensive Testläufe führten zu zahlreichen Problemen, die nicht zu beheben waren. Häufigste Ursachen waren der zu große Datensatz, extrem lange Rechenzeiten und andauernde Programmabstürze. Das Ziel, den hochauflösenden (horizontal: < 1 m, vertikal: 15 cm) und großflächigen (> 35 000 km²) Datensatz in vollem Umfang und mit hoher Detailtreue darzustellen, war mit der zur damaligen Zeit verfügbaren Software nicht zu erreichen.

Immerhin gelang es, größere zusammenhängende Gebiete (etwa 5 000 km²) als schattiertes Relief abzubilden, wobei allerdings nur an den ausgedruckten Bildern gearbeitet werden konnte. Die erste Entdeckung waren Landformen, die nur im hochauflösenden DGM zu erkennen und als solche in der Literatur noch nicht beschrieben sind. Dabei handelt es sich um Rinnen auf den Hochflächen von Schwäbischer Alb und Gäu, die abflusslos, nur wenige Meter tief und einige hundert Meter breit sind und oftmals parallel verlaufen (Abb. 1).

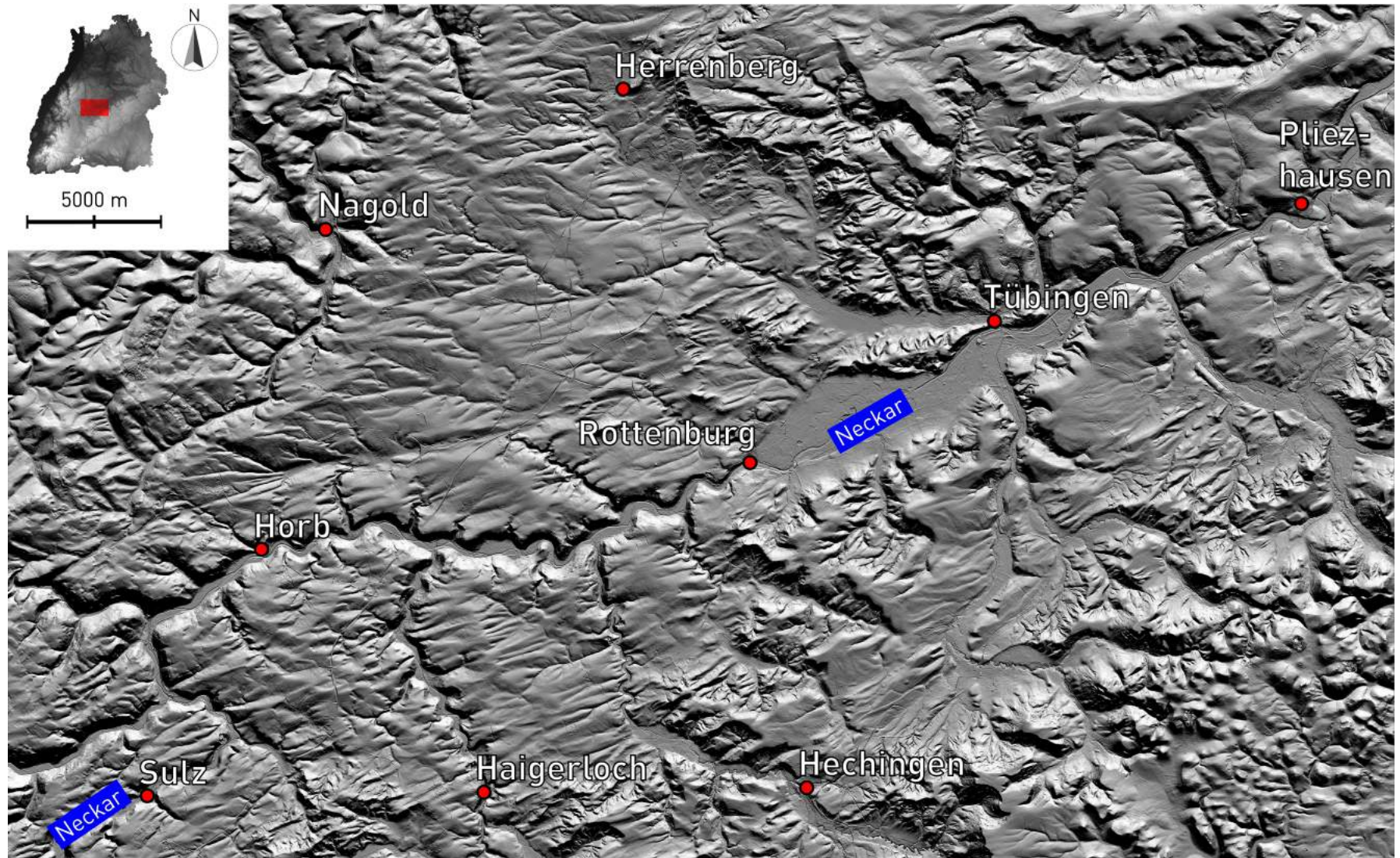


Abb. 1: Ein Schummerungsmodell des Neckartals zwischen Sulz und Pliezhausen mit den umliegenden Gäu-Hochflächen. Hier fallen zahlreiche, hauptsächlich **Südwest-Nordost-gerichtete abflusslose Rinnen** auf, die verhältnismäßig flach und breit sind. Die Entstehung dieser Täler ist bisher nicht geklärt. Möglicherweise handelt es sich um Relikte der Oberfläche eines prädanubischen oder danubischen Flusssystems. DGM im LOD 3 und mit 5-facher Überhöhung.

Da diese Erosionsformen bisher weder qualitativ noch quantitativ bekannt waren, stieg die Motivation, sich eingehender mit dem DGM von Baden-Württemberg auseinander zu setzen. Zeigten sie doch, dass sehr viele geomorphologische und geologische Phänomene in Baden-Württemberg im hochauflösenden DGM zu erkennen sind, mehr noch, im Einzelfall sogar entdeckt werden können. Als weitere vielversprechende Untersuchungsobjekte erwiesen sich in diesen Vorstudien die jungglazialen Formen in Oberschwaben und die fluviale Architektur des Oberrheingrabels.

Am Ende dieser Vorbereitungsphase folgte deshalb eine Suche nach Partnern, die im Umgang mit der Visualisierung großer Datenmengen Erfahrung hatten. So entwickelte sich die Zusammenarbeit mit dem Visualisierungsinstitut der Universität Stuttgart (VISUS). Dessen Direktor, Herr Prof. Dr. Thomas Ertl, beauftragte seinen Mitarbeiter Herr Dr. Thomas Müller, eine Software zu entwickeln, die an die Besonderheiten der Geobasisdaten und an die Lösung geomorphologischer Fragestellungen angepasst ist. Eine wichtige Randbedingung war die verzögerungsfreie Darstellung aller Daten in verschiedenen Auflösungsstufen. Thomas Müller entwickelte innerhalb weniger Monate das Programm TERRAINVIEW und stellte die Grundfunktionen bereits nach zwei Monaten vor. Diese erste Version des Programms enthielt schon die wesentlichen Funktionen, die notwendig sind, den Datensatz zu erschließen und ermöglichte so, das Geobasisdatenmodell großflächig und zugleich im Detail zu erkunden.

In der vorliegenden Arbeit möchte ich aufzeigen, welche geologischen Interpretationsmöglichkeiten ein großflächiges, hochauflösendes DGM bietet. Der Schwerpunkt liegt dabei auf den geologisch sehr jungen Landformen, denn hier liegt der Hauptvorteil der hohen Auflösung. Es erwies sich, dass alle bisher bekannten morphologischen Formen der jungpleistozänen Vereisung Oberschwabens und der Landoberfläche im Oberrheingraben zweifelsfrei zu erkennen und zu kartieren sind. Das hochauflösende DGM von Baden-Württemberg besitzt außerdem ein großes Potential hinsichtlich der Erfassung von geomorphologischen Einheiten der Schichtstufenlandschaft und es gestattet auch eine präzise Erfassung der Bruchmuster der Oberkruste, die als Lineationen deutlich im DGM zu erkennen sind. Diese Themen werden jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht vertieft.

In der Zwischenzeit hat das Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau die Geobasisdaten in seinen Kartenviewer (<http://maps.lgrb-bw.de>) integriert, der georeferenzierte Informationen zu zahlreichen Themengebieten (Bergbau, Bodenkunde, Weinbauatlas, Bohrungen, Erdbeben, Geologie, Geothermie, Geotourismus, Hydrogeologie, Ingenieursgeologie, Rohstoffgeologie) bietet. Doch lässt sich damit nur ein schwarzweißes, schattiertes und nicht überhöhtes Relief darstellen, so dass die Möglichkeiten der Visualisierung stark eingeschränkt sind.

Beim derzeitigen Stand der Programmentwicklung bieten sich mit TERRAINVIEW vielfältige Möglichkeiten der Visualisierung von Landformen auf allen Skalen. Die platte Landoberfläche des Oberrheingrabels beispielsweise entpuppte sich als präzises Archiv der Flussentwicklung in den letzten zehntausend Jahren. Die vorliegende Arbeit ist ein erster Versuch, zu erkunden, welche geologischen Erkenntnisse sich aus einem großflächigen, hochauflösendem DGM gewinnen lassen.

2 Datengrundlage

In Deutschland haben die Vermessungsverwaltungen der Bundesländer den Auftrag, raumbezogene Basisdaten (Geobasisdaten) zu erheben und zur Verfügung zu stellen (ADV 2008: 4). Darüber hinaus gibt es auf europäischer Ebene das Ziel, die Geodateninfrastruktur in Europa zu vereinheitlichen und mehr Datenquellen für Höheninformationen standardisiert zugänglich zu machen (ADV 2008: 6). Die Bereitstellung raumbezogener digitaler Daten geschieht in Deutschland im Rahmen des **Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystems (ATKIS)**, das in den einzelnen Bundesländern Geobasisdaten für digitale Geländemodelle (DGM) bereithalten (ADV 2008: 4) soll. Die dafür notwendigen Geobasisdaten werden in mehreren Stufen auf- und ausgebaut.

In Baden-Württemberg führte dieser Auftrag zu einer flächendeckenden Laserscanbefliegung in den Jahren 2000 bis 2005. Somit hatte Baden-Württemberg als erstes Flächenland in Deutschland die Grundlage für ein landesweites, hochgenaues DGM (LANDESVERMESSUNGSAMT 2008). Die Betreuung der Befliegung, die Datenprozessierung und die Verwaltung der Daten übernahm das Landesvermessungsamt, welches seit dem 1.1.2009 im Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung (LGL) aufgegangen ist.

2.1 Datenerhebung mit LiDAR

Das Akronym LiDAR steht im Englischen für ***L**ight **d**etecting **a**nd **r**anging*, alternativ wird die Laserscanmethode auch als Laseraltimetrie, als ALS (***a**irborne **l**aser **s**canning*, flugzeugbasierter Laserscan), als ALTM (***a**irborne **l**aser **t**errain **m**apping*, flugzeugbasierte Laser-Geländekartierung) oder als *topographic LiDAR* (topographisches LiDAR) bezeichnet (EL-SHEIMY et al. 2005: 45, LI et al. 2005: 50f, GALLAY 2013). Die Laserscanmethode zählt zu den aktiven Fernerkundungsmethoden, sendet also Energie aus und ist somit unabhängig von Tageslicht und Wetterbedingungen (EL-SHEIMY et al. 2005: 45, 50, LI et al. 2005: 53, GALLAY 2013). Aufgrund des hohen Auflösungs- und Genauigkeitspotentials wird diese Methode unter anderem zur hochgenauen Landvermessung eingesetzt und ermöglicht die Beobachtung von Landformen und landschaftsverändernden Prozessen, da entsprechend gefilterte Punktwolken die Geländeoberfläche wiedergeben und unabhängig von Vegetation und Schnee sind (LI et al. 2005: 50f, GALLAY 2013).

Die Vorteile der Laserscanmethode liegen darin, dass sie hochgenaue Modelle mit hoher Auflösung liefert, die sowohl zu digitalen Oberflächenmodellen als auch zu digitalen Geländemodellen prozessiert werden können (WEHR & LOHR 1999, EL-SHEIMY et al. 2005: 2, 6). Die Genauigkeit liegt nach GALLAY (2013: 3, 50) im Bereich von Zentimetern bis Dezimetern, nach EL-SHEIMY et al. (2005: 49) zwischen 15 und 25 cm. LI et al. (2005: 56) unterscheiden zwischen Höhengenaugkeit (vertikale Genauigkeit, zwischen 15 und 20 cm) und planimetrischer Genauigkeit (Genauigkeit in horizontaler Richtung, zwischen 0,3 und 1 m). Nach GALLAY (2013) ist die vertikale Genauigkeit zwei bis dreimal größer als die Genauigkeit in horizontaler Richtung. Ein wesentlicher Faktor ist die Auflösung, für die GALLAY (2013) eine Punktdichte von 0,1 bis 20 Punkten pro Quadratmeter nennt.

Das Ergebnis einer Laserscanbefliegung ist ein Datensatz, welcher die Oberfläche in einer inhomogenen Punktwolke abbildet. Diese Daten können zu digitalen Oberflächen- oder Geländemodellen mit einem regelmäßigen Gitter prozessiert werden. Ein digitales Oberflächenmodell (DOM) bildet die Oberfläche mitsamt den Erhebungen von Vegetation und Gebäuden ab, wohingegen ein Digitales Geländemodell (DGM) nur die Geländeoberfläche (= Erdoberfläche) abbildet. Dies ist möglich, weil der Laserstrahl zumindest teilweise auch bewaldete Flächen durchdringt (EL-SHEIMY et al. 2005: 50). Als weiterer Vorteil ist zu nennen, dass die Prozessierung der Daten im Vergleich zur photogrammetrischen Luftbildvermessung deutlich schneller ist, weil die LiDAR-Methode direkt eine räumliche Punktwolke liefert und der Zwischenschritt, Passpunkte zu ermitteln, entfällt (EL-SHEIMY et al. 2005: 49f). Darüber hinaus sind die hohen Kosten in den letzten Jahren durch eine Verbesserung der Technik deutlich gesunken und die Datenprozessierung erfolgt nun zumindest teilweise automatisiert (EL-SHEIMY et al. 2005: 49, 50, GALLAY 2013: 2, 8). Die Aufnahme der Daten – auch für große Gebiete – kann in einem überschaubaren Zeitraum durchgeführt werden (LI et al. 2005: 62, GALLAY 2013) und nur wenig Personal ist notwendig. Ein Nachteil der flugzeugbasierten Laserscanmethode liegt darin, dass die Kosten trotz weiterentwickelter Technik immer noch verhältnismäßig hoch sind; außerdem werden sehr viele, häufig redundante Daten produziert und bis heute gibt es keine standardisierte kommerzielle Software, die in der Lage ist, solch große Datenmengen effektiv zu bearbeiten (LI et al. 2005: 62, EL-SHEIMY et al. 2005: 50).

2.1.1 LiDAR-Methode

Bei der Laserscanmethode wird die Oberfläche mit einem Lasersystem, das sich auf einer Plattform befindet, abgetastet. In Abhängigkeit der vorgesehenen Datenanwendung und der Gebietsgröße kommen verschiedene Plattformen (unbemannte Drohne, Helikopter, Flugzeug oder Satellit) zum Einsatz (WEHR & LOHR 1999, GALLAY 2013). Zur Datenaufnahme sind drei Systemgruppen notwendig: eine Gruppe zur Navigation, ein Positionierungs- und Orientierungssystem und ein Laserscanner (Abb. 2). Diese drei Systemgruppen verteilen sich auf die Plattform und eine Bodenstation. Auf der Plattform befindet sich der Laserscanner und ein System zur Positionierung und Orientierung der Plattform (GPS-Empfänger und IMU in Abb. 2), an der Bodenstation befinden sich die Refe-

renzstation eines globalen Navigationssatellitensystems (GNSS) und entsprechende Rechner und Messgeräte mit den notwendigen Programmen zur Datensammlung und -synchronisation (GALLAY 2013, EL-SHEIMY et al. 2005, Abb. 2).

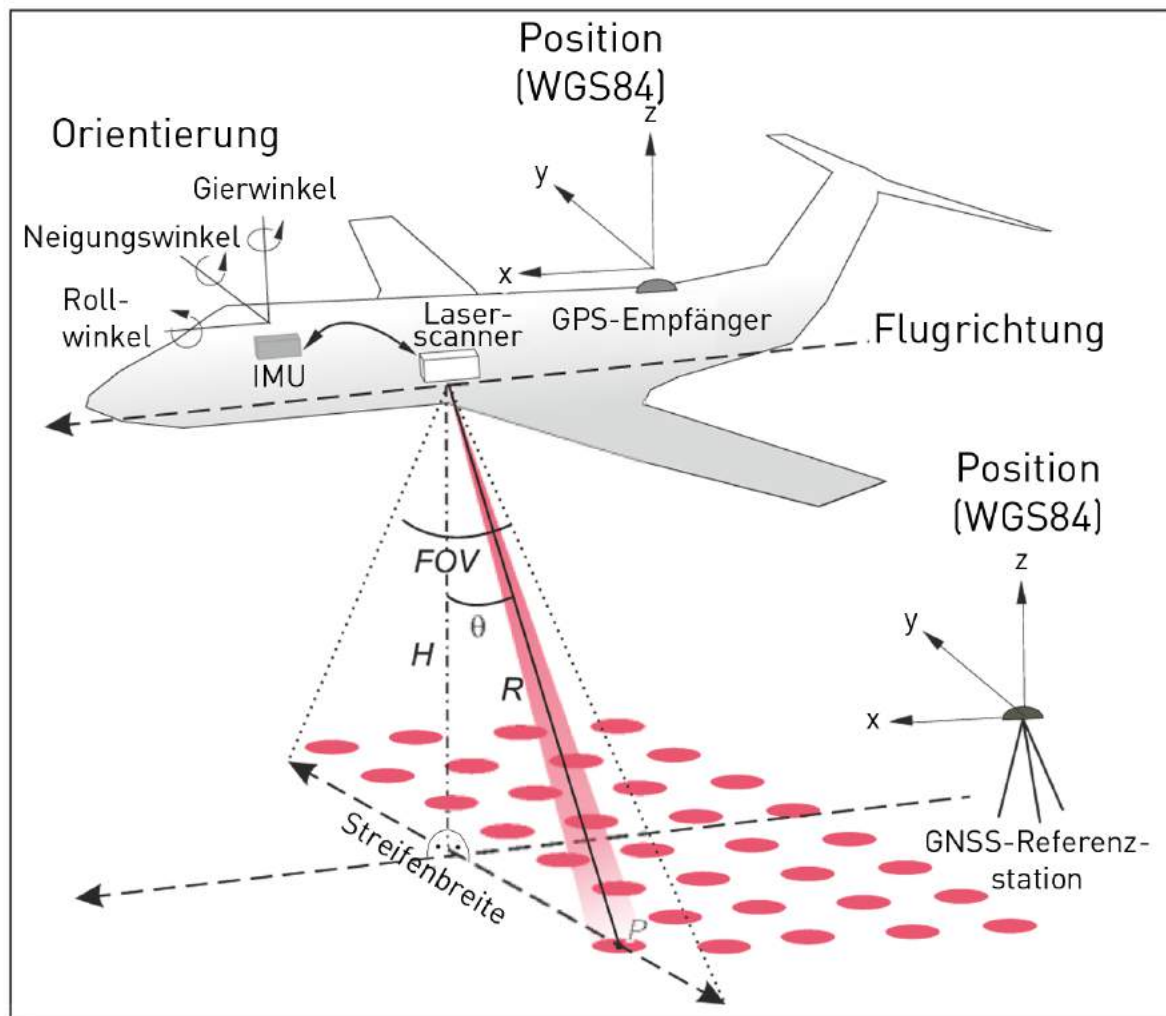


Abb. 2: Flugzeugbasierte Laserscanbefliegung mit Laserscanner, Positionierungs- und Orientierungssystem im Flugzeug und der Referenzstation eines globalen Navigationssatellitensystems (GNSS) am Boden. IMU (*internal measuring unit*): Inertialnavigationssystem, GNSS: Globales Navigationssatellitensystem, FOV (*field of view*): Sichtfeld, Θ : Einfallswinkel, H : Flughöhe, R : Entfernung zum Objekt, P : Reflexionsintensität; verändert nach GALLAY (2013).

Der Laserscanner sendet und empfängt Laserstrahlen (WEHR & LOHR 1999, EL-SHEIMY et al. 2005: 46). Ein Laser (engl. *light amplification by stimulated emission of radiation*; dt. Lichtverstärkung durch stimulierte Emission von Strahlung, TIPLER 1994: 1293) sendet elektromagnetische Wellen mit annähernd konstanter Wellenlänge und nahezu gleicher Phase in eine Richtung aus. Ein Teil des ausgesandten Laserstrahls wird von der Oberfläche reflektiert und der Laserscanner empfängt den zurückgeworfenen Strahl. Anhand der Laufzeit kann die Entfernung zu dem Objekt ermittelt werden, welches den Laserstrahl reflektiert hat, da die Laufzeit (t) über die Lichtgeschwindigkeit (c) direkt mit der Entfernung zum Objekt (R) zusammen hängt (LI et al. 2005: 53, EL-SHEIMY et al. 2005: 47):

$$t = 2 \frac{R}{c}$$

Diese Formel gilt für gängige Laserscanner, welche ein gepulstes Signal aussenden (*pulse laser*). Seltener kommen Laserscanner zum Einsatz, welche ein kontinuierliches Signal (*continuous-wave laser, CW*) aussenden (LI et al. 2005: 53, GALLAY 2013).

Bei den heute gängigen Laserscanmethoden kommen Wellenlängen im nahen Infrarotbereich (1040 bis 1050 nm bzw. 1100 bis 1200 nm bzw. 1064 nm, LI et al. 2005 bzw. EL-SHEIMY et al. 2005 bzw. GALLAY 2013) zum Einsatz. Für bathymetrische Messungen müssen simultan Laser im grün-blauen Wellenlängenbereich (532 nm, GALLAY 2013) eingesetzt werden. Sowohl Vegetation als auch Gebäude und Bauwerke sowie die Erdoberfläche reflektieren den Laserstrahl mit unterschiedlicher Intensität (Reflexionsintensität, P in Abb. 2). Bei der Registrierung des Laserstrahls wird automatisch zwischen dem ersten (*first pulse* oder *first echo*) und dem letzten (*last pulse* oder *last echo*) zurückkehrenden Signal (Abb. 3) unterschieden.

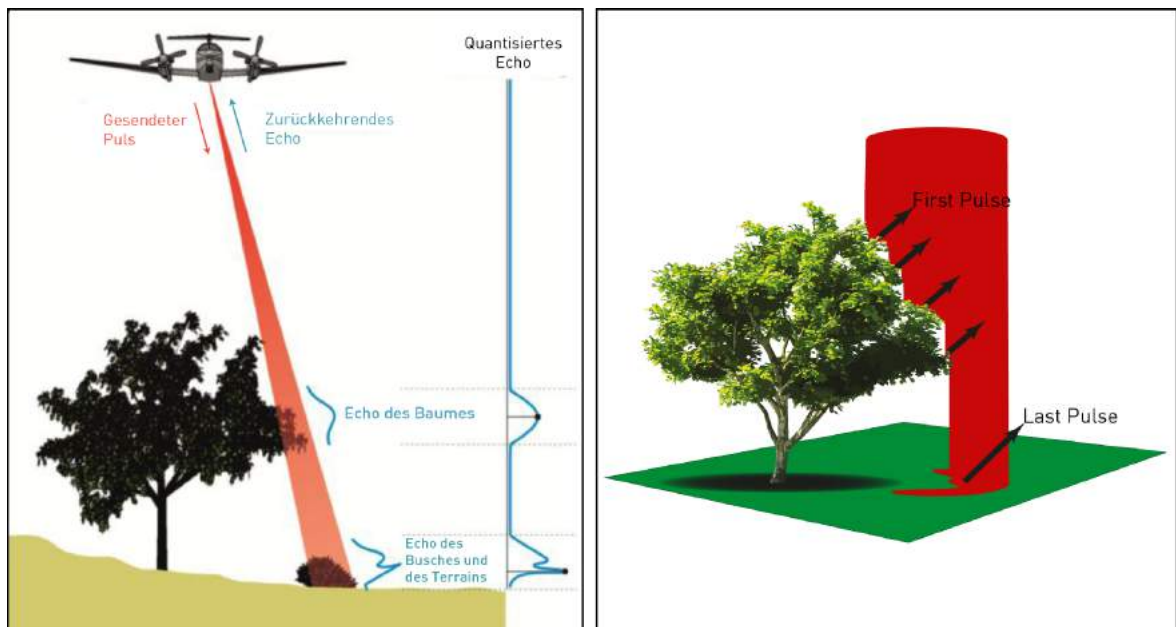


Abb. 3: Schematische Darstellung des gesendeten und zurückkehrenden Laserstrahls (links) und der Reflexion als First- und Last-Pulse (rechts); nach GALLAY (2013) und ZOLLINGER (2012-09-18).

Der Laserscanner bestimmt zahlreiche weitere Parameter wie Scanmethode (rotierender oder schwingender Spiegel, zwei Spiegel, faser-optisches Abtasten), Pulsfrequenz und Laserintensität (EL-SHEIMY et al. 2005: 48, WEHR & LOHR 1999). In Abhängigkeit von der Flughöhe (H in Abb. 2) zwischen 300 und 1000 m bzw. zwischen 100 und 4000 m (EL-SHEIMY et al. 2005 bzw. GALLAY 2013) und Einfallswinkel (Θ in Abb. 2) ist die Weite des Sichtfeldes (FOV in Abb. 2) und die abgetastete Streifenweite. Eine Kombination aus Flughöhe, Fluggeschwindigkeit (200 bis 250 Kilometer pro Stunde: EL-SHEIMY et al. 2005: 47 bzw. 180 Kilometer pro Stunde: GALLAY 2013), Scanmethode, Laserintensität und Einfallswinkel bestimmt den Laserstrahldurchmesser und das Scanmuster am Boden sowie die Eindringtiefe des Laserstrahls in die Vegetation (GALLAY 2013). Neben dem

Reflexionsvermögen der abgetasteten Oberfläche hat dies wiederum direkt Auswirkung auf die Dichte der Messpunkte am Boden und die räumliche Auflösung der Daten (GALLAY 2013).

In die Datenaufzeichnung gehen neben den Messungen des Laserscanners die jeweilige Position und Lage der Plattform ein, welche an die Bodenstation gesendet und mit den dort aufgenommenen Daten synchronisiert werden. Mit diesen Informationen werden die Höhendaten georeferenziert (EL-SHEIMY et al. 2005: 45, GALLAY 2013). Nach der Klassifikation der Daten können aus den First-Pulse-Signalen DOM und aus Teilen der Last-Pulse-Signale (Bodenpunkte) DGM prozessiert werden (EL-SHEIMY et al. 2005: 49).

2.1.2 Laserscanbefliegung

Das Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung in Baden-Württemberg stellte der ausführenden Firma (TopScan) Vorgaben an die flugzeugbasierte Laserscanbefliegung (Petra Zollinger, LGL; mündliche Mitteilung 18.09.2012). Die flächendeckende Aufnahme des Landes Baden-Württemberg (35 751 km², STATISTISCHES LANDESAMT) sollte in den laubfreien Wintermonaten stattfinden. Darüber hinaus stellte das Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung folgende Bedingungen (ZOLLINGER 2012-09-18):

- mittlerer Punktabstand circa 1,5 m;
- Höhengenaugigkeit $\pm 0,15$ m (einfache Standardabweichung); also 97 % der aufgenommenen Punkte stimmen $\pm 0,5$ m mit den tatsächlichen Höhen überein;
- simultane First- und Last-Pulse-Registrierung;
- Erfassen der Reflexionsintensität;
- Georeferenzierung ins Europäische Terrestrische Referenzsystem 1989 mit der transversalen Mercatorprojektion (ETRS 89/UTM);
- automatische Klassifizierung der aufgenommenen Punkte in Boden- und Hochpunkte.

Eine Befliegung während der vegetationsarmen Monate gewährleistet die größtmögliche Anzahl an Bodenpunkten und somit kann das mit dieser Methode genauest mögliche DGM berechnet werden. Eine weitere Voraussetzung für ein präzises DGM ist, dass die primär aufgenommenen Messpunkte verhältnismäßig homogen in der Fläche verteilt sind, was sich in der Vorgabe des mittleren Punktabstandes (1,5 m) widerspiegelt. Die wesentliche Qualitätsvoraussetzung für ein hochgenaues DGM ist die Höhengenaugigkeit der Messpunkte.

Auch in den kommenden Jahren wird das Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung gezielt Befliegungen in den vegetationsarmen Monaten durchführen und so (bauliche) Veränderungen objektbezogen aktualisieren. Darüber hinaus sollen möglicherweise Ergänzungen durch Messungen

mit terrestrischem Laserscanner und/oder GPS erfolgen (Petra Zollinger, LGL; mündliche Mitteilung 18.09.2012).

2.2 Datenprozessierung

Das Ergebnis der Laserscanbefliegung ist eine inhomogene dreidimensionale Punktwolke. Sie umfasst alle aufgenommenen Signale, also Höhendaten von Objekten, Vegetation und Geländeoberfläche (DOM, Abb. 4). Zur weiteren Bearbeitung der Daten müssen die Punkte der Punktwolke zunächst in Hochpunkte (weiß in Abb. 4) und Bodenpunkte (schwarz in Abb. 4, repräsentieren die Erdoberfläche) klassifiziert werden. Auch beim Einsatz von Klassifizierungssoftware müssen die Daten manuell nachbearbeitet werden (LANDESVERMESSUNGSAMT 2008). Aus den Bodenpunkten der Last-Pulse-Signale lässt sich ein DGM (Abb. 4) erstellen.

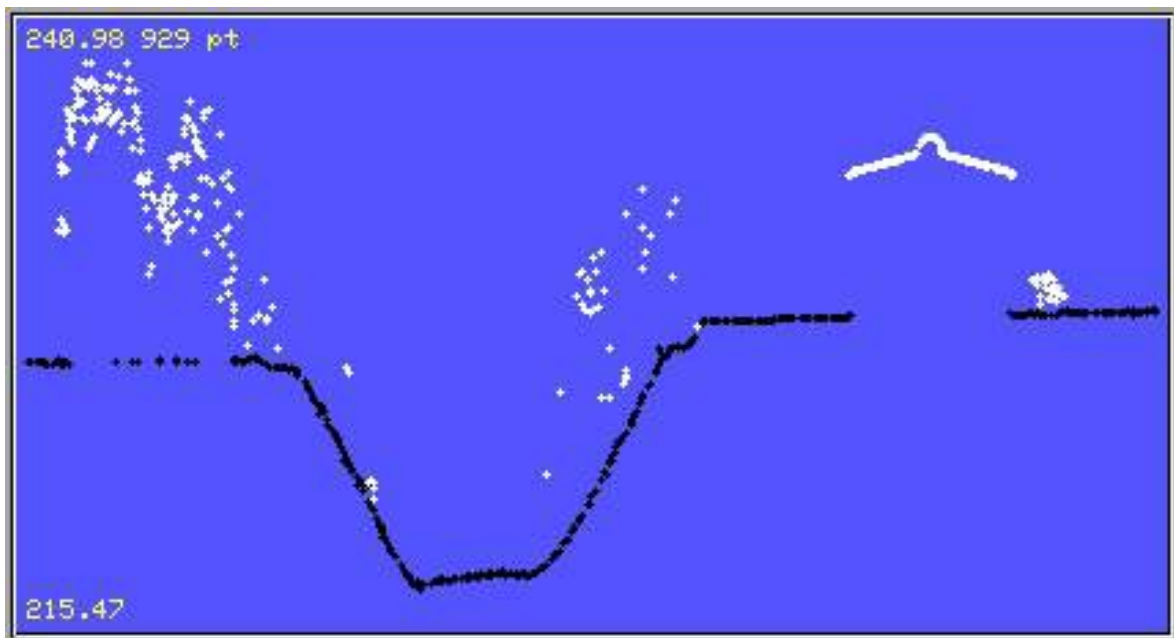


Abb. 4: Digitales Oberflächenmodell (DOM) mit einer Klassifizierung der Last-Pulse-Signale in Hochpunkte (weiß) und Bodenpunkte (schwarz); aus den Bodenpunkten lässt sich ein digitales Geländemodell (DGM) erstellen (ZOLLINGER 2012-09-18).

Der Klassifizierung folgt die Berechnung eines regelmäßigen, lückenlosen, geglätteten Punktrasters aus der Punktwolke (Abb. 5). Zu Projektbeginn wurden die Berechnungsparameter mit der Softwarefirma (INPHO, jetzt Trimble) empirisch ermittelt: Das regelmäßige Gitter sollte eine Gitterweite von 1 m aufweisen, bei dessen Glättung keine Geländestrukturen verloren gehen. Ziel war ein lückenloses DGM, folglich mussten stützpunktfreie Flächen mit rechnerisch erzeugten Punkten überbrückt werden. Das Gebiet wurde in Recheneinheiten von 20 m x 20 m bearbeitet, wobei der Überlappungsbereich der Recheneinheiten untereinander groß war. So war gewährleistet, dass Punkte aus benachbarten Recheneinheiten zur Berechnung notwendig neuer Punkte herangezogen werden konnten. Rechnerisch

zu erzeugende Punkte wurden mit der Methode der linearen Prädiktion so berechnet, dass mit einem 2,5 m-Intervall 250 m überbrückt werden konnten. Als Grundfunktion wurde die Glockenkurve gewählt. Alle Recheneinheiten wurden nacheinander mit dem Softwareprogramm SCOP++ und den oben genannten Berechnungsparametern berechnet (Petra Zollinger, LGL; mündliche Mitteilung 18.09.2012).

Zu Projektbeginn wurde die angestrebte Genauigkeit des DGMs empirisch ermittelt und auf durchschnittlich ± 2 dm in Gebieten mit ausreichender Messpunktdichte festgesetzt.

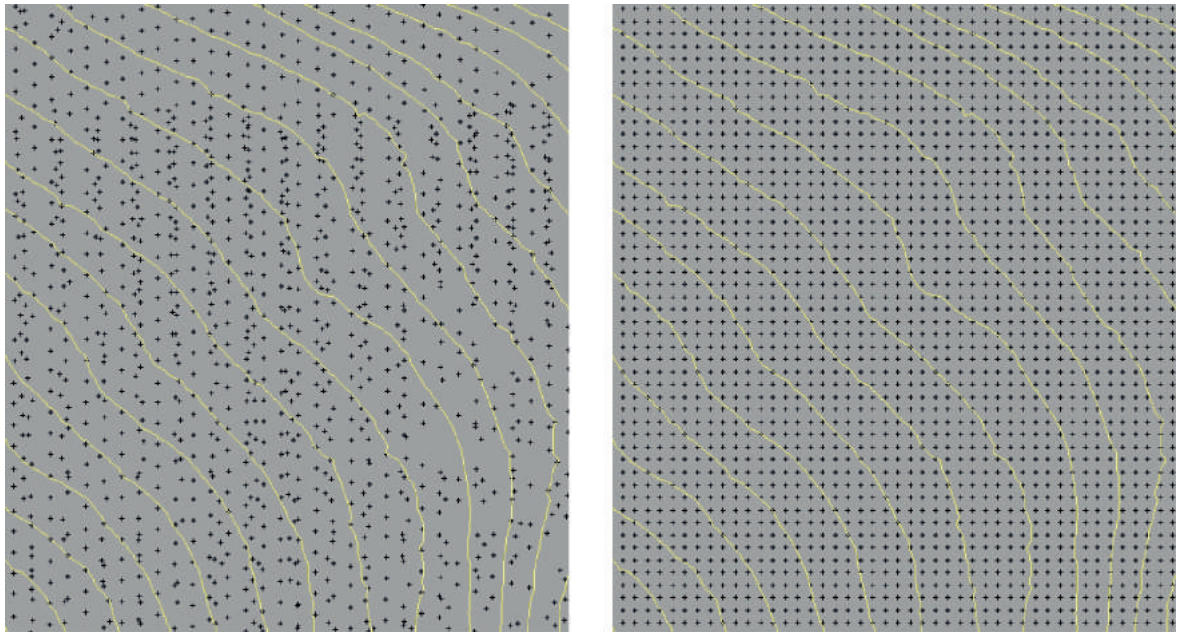


Abb. 5: Darstellung der aufgenommenen Punkte als Punktwolke (links) und aus der Punktwolke mittels linearer Prädiktion berechnetes regelmäßiges Raster (rechts, ZOLLINGER 2012-09-18).

2.3 Datensatz und Datenqualität

2.3.1 Datensatz

Der übermittelte Datensatz (Geobasisdatenmodell) umfasst das geopolitische Gebiet von Baden-Württemberg mit 35 751 km² (STATISTISCHES LANDESAMT) und endet an den Landes- und Staatsgrenzen. Dies hat zur Folge, dass im Südwesten das schweizerische Gebiet nördlich von Schaffhausen im visualisierten Datensatz als „Loch“ erscheint. Der ursprüngliche Datensatz steht im ASCII-Format als *.xyz-Textdatei zur Verfügung und umfasst knapp 1 TB (966 GB) Datenvolumen. Da die Daten mit der Laserscanmethode aufgenommen wurden, beinhalten sie oberflächliche Höhendaten (z-Daten) sowie geographische Koordinaten (x: Rechtswert, y: Hochwert).

Die Daten sind in Kacheln zu je 1001 m² x 1001 m² organisiert und umfassen somit für ein regelmäßiges 1 m-Raster 1 002 001 Tripel-Punkte der x-, y-, z-Werte. Um das gesamte Landesgebiet darzustellen,

sind also 37 676 Kacheln notwendig. Im ursprünglichen ASCII-Format ist eine vollständige Kachel 27 399 KB groß, entlang der Landesgrenzen sind nicht alle Kacheln vollständig und entsprechend kleiner.

2.3.2 Datenqualität

Mitarbeiter des Landesamtes für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg haben nach der Befliegung die Qualität der Laserscanmessung überprüft. Drei Kategorien von Flächen mit unterschiedlich bewegtem Gelände und Vegetationsgrad dienten als Kontrollflächen: Sportplätze, Waldflächen und topographisch bewegtes Gelände mit Kanten. Insgesamt haben die Mitarbeiter 150 Kontrollflächen mit bodengestütztem GPS vermessen und diese mit den Werten der Laserscanbefliegung verglichen. Der Vergleich von Messpunkten, die bei der Laserscanbefliegung aufgenommen wurden und Messpunkten, die mit bodengestütztem GPS aufgenommen wurden, zeigte, dass bei der Laserscanbefliegung die geforderten Vorgaben eingehalten wurden. Insbesondere die Standardabweichung der Höhenwerte lag innerhalb der vorgegebenen Streubreite von $\pm 0,15$ m und 97 % aller Punkte wichen weniger als 0,5 m von der tatsächlichen Höhe ab (Abb. 6). Außerdem haben Mitarbeiter des Landesamtes für Geoinformation und Landentwicklung 1-2 km lange Profile mit fahrzeugbasiertem, kinematischem GPS aufgenommen und so die Streifenverkipfung kontrolliert. Sowohl die firmeninterne als auch die Kontrolle durch Mitarbeiter des Landesamtes für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg ergaben, dass alle Anforderungen an den Datensatz erfüllt sind.

Trotz aufmerksamer Qualitätskontrolle weist das fertige DGM einige „Besonderheiten“ auf, die mit dem Ziel einer Qualitätssteigerung behoben werden könnten. Zumindest müssen sie dem Betrachter des Geländemodells bekannt sein, damit dieser keine falschen Schlüsse zieht. Zu den Besonderheiten zählen beispielsweise zerklüftete Dammkronen („Kamelrücken“), wofür die Ursache mangelnde Bodenpunkte aufgrund dichter Vegetation ist. Eine weitere Besonderheit ist das Aufwölben der Fahrbahn unter Brücken, deren Ursache wiederum in fehlenden Bodenpunkten und dem großen Höhenunterschied zwischen der Brückenoberfläche und dem Gelände unter der Brücke liegt (Petra Zollinger, LGL; mündliche Mitteilung 18.09.2012).

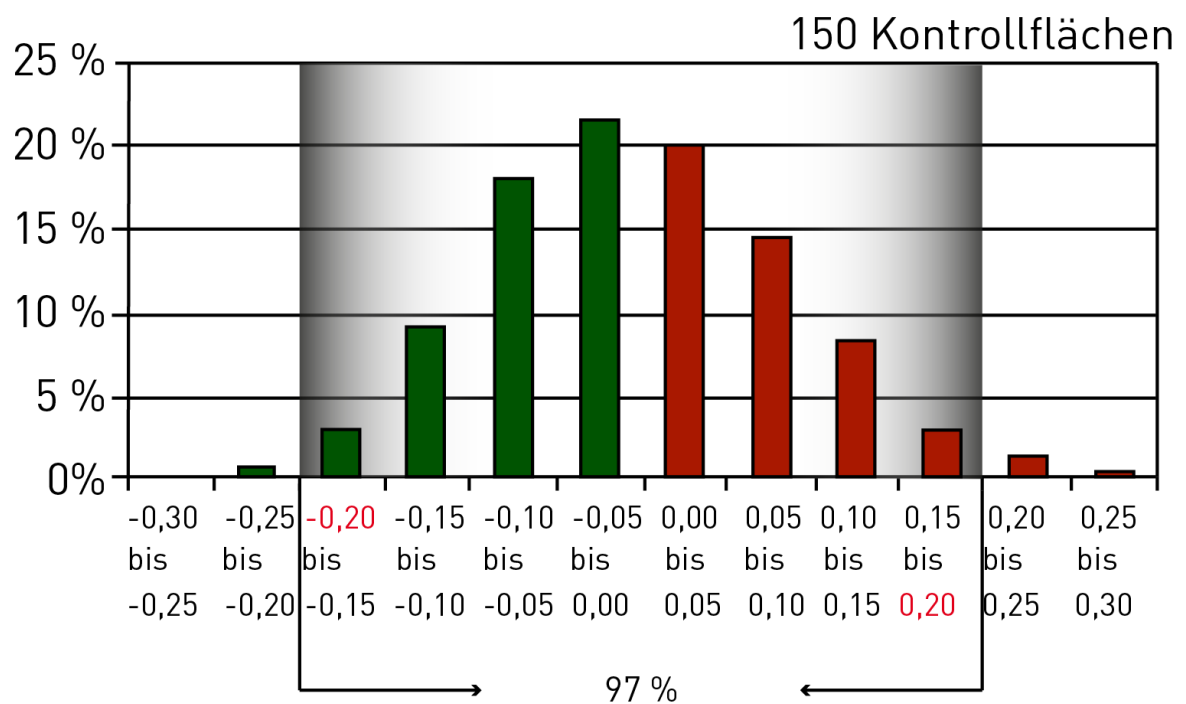


Abb. 6: Das **Ergebnis der Qualitätskontrolle** auf 150 Kontrollflächen zeigt die Abweichung der mittels Laserscanbefliegung erhobenen Höhendaten von den tatsächlichen Höhenwerten. 97 % aller ermittelten Punkte liegen innerhalb einer Höhenabweichung von 0,2 m, mehr als 35 % weichen weniger als 0,05 m ab (nach ZOLLINGER 2012-09-18).

3 Visualisierung der Daten

3.1 Anforderungen

Eine Software zur Visualisierung einer Datenmenge von 189 GB (in Binärdaten umgewandelte Daten mit einem ursprünglichen Umfang von 966 GB im ASCII-Format) muss bestimmte Anforderungen erfüllen, um effektiv mit dem Datensatz arbeiten zu können. Diese sind:

- verzögerungsfreie Navigation in unterschiedlichen Vergrößerungsstufen;
- verzögerungsfreie Darstellung beliebiger und beliebig großer Landschaftsausschnitte;
- Visualisierung des Datensatzes in Standardansichten wie Schummerungsmodell und perspektivische Darstellung;
- gängige Parameter wie Farbhöhenkodierung, vertikale Überhöhung und Beleuchtungsrichtung variabel einstellbar;
- morphometrische Untersuchungswerkzeuge (Längs-, Querprofile), die in allen Auflösungsstufen einsetzbar sind;
- spezielle Werkzeuge für weiträumige geomorphologische Korrelation zur Erkundung, Kartierung und Vermessung einzelner Landschaftsformen;
- Abspeichern aller Einstellungen und Ansichten als Skripte;
- alle Darstellungen, Profile und Untersuchungsergebnisse müssen in sehr hoher Auflösung exportierbar sein.

3.2 Das Softwareprogramm TerrainView

Zu Projektbeginn habe ich eine intensive Suche nach geeigneter Software durchgeführt. Keines der getesteten Softwareprogramme (Pointtools, Rivertools, Terra solid, toolmap, SCOP++, ArcGIS) erfüllte die oben genannten Anforderungen (Kap. 3.1). Die meisten Programme scheiterten bereits am Import des Datensatzes, weil die Daten im ASCII-Format und/oder alle Daten zugleich geladen werden. Für einzelne Teilgebiete und Anwendungen konnten zwar Teilerfolge erzielt werden, jedoch dauerte dabei beispielsweise die Berechnung von Schummerungsmodellen extrem lange (Stunden

bis Tage). Ebenfalls war es mit den Programmen nicht möglich, im gesamten Modell zu navigieren und zu zoomen. Daher lag es nahe, eine Software zu entwickeln, die auf die Visualisierung großer Datensätze und deren geologische und geomorphologische Untersuchung abgestimmt ist.

Bei der Suche nach einem Kooperationspartner aus dem Bereich Softwareentwicklung/Visualisierung hat sich das Institut für Visualisierung der Universität Stuttgart (VISUS) unter Leitung von Herrn Prof. Dr. Thomas Ertl zu einer Zusammenarbeit bereit erklärt. Dort entwickelte Dr. Thomas Müller eine OpenGL-basierte Software, die alle Anforderungen (Kap. 3.1) erfüllt. Da es noch keine publizierte Programmbeschreibung gibt, ist im Anhang eine ausführliche Erläuterung über die Funktionen beigefügt.

Die Geobasisdaten umfassen ein Gebiet von $35\,751\text{ km}^2$ und lagen ursprünglich in einem 966 GB großen Datensatz im ASCII-Format vor. Zunächst war es notwendig, diese Daten als binäre Daten abzuspeichern und in eine Quadtree-Struktur (Abb. 7) zu überführen. Indem die Menge der redundanten Daten reduziert wird (EL-SHEIMY et al. 2005: 10), kann eine Datenmenge effizient komprimiert werden (LI et al. 2005: 227). Die Datenreduktion hat im Geobasisdatenmodell an verschiedenen Stellen gegriffen: zunächst waren für jeden Gitterpunkt „Rechtswert“, „Hochwert“ und „Höhe“ als Zahlen ausgeschrieben. Im ASCII-Format benötigt das für einen Gitterpunkt 26 Bytes, wenn die Zahlen binär gespeichert werden jedoch nur $3 \cdot 4 = 12$ Bytes. Weiter sind Rechtswert und Hochwert überflüssig, weil die Höhenwerte auf einem regulären Gitter gespeichert werden und anhand der Kachel-ID im Quadtree die genaue Position zu rekonstruieren ist. Folglich müssen nur 4 Byte für den Höhenwert gespeichert werden. Jede Kachel ist $1024 \cdot 1024$ Pixel groß, weil jeder Höhenwert als float (4 Bytes) gespeichert wird, ergibt dies eine Kachelgröße von 4097 KB. Nach der Umwandlung in binäre Daten und der Datenreduktion umfasst der Datensatz noch 189 GB.

Eine Quadtree-Struktur hat den Vorteil der einfachen Datenstrukturierung, da die Daten hierarchisch in verschiedenen Ebenen einer Baumstruktur gespeichert sind. Dazu wird das Gebiet in Quadrate unterteilt; jedes Quadrat zerfällt in vier gleichgroße, quadratische Ebenen und jede Ebene wiederum in vier gleichgroße Unterebenen (Abb. 7). Ein Quadrat, welches das gesamte Gebiet umfasst, stellt die Wurzel dar. Zur Visualisierung wird nur die jeweils notwendige Auflösungsebene geladen. Bei der Visualisierung von Details, also einem Kamerastandpunkt näher an der Szenerie, wird die nächsthöhere Ebene mit einer besseren Auflösung dargestellt (LI et al. 2005: 198, 205, EL-SHEIMY et al. 2005: 74). Die verschiedenen Auflösungsstufen werden als *Level of Detail* oder kurz *LOD* bezeichnet.

Die Quadtree-Struktur hat zur Folge, dass aufeinanderfolgende *Levels of Detail* sich jeweils um den Faktor zwei unterscheiden. Die Anforderung zu Beginn des Projektes war, dass keine Interpolation der Daten stattfindet. Daher stellt das Programm TERRAINVIEW in jedem *Level of Detail* den Höhenwert pixelgenau dar. Dies bedeutet, dass jeder Pixel einem Höhenwert entspricht. Ausgehend von der genauesten Ebene wird jede höhere Ebene durch einfache Mittelwertbildung von vier Pixeln aus dem feineren Level bestimmt.

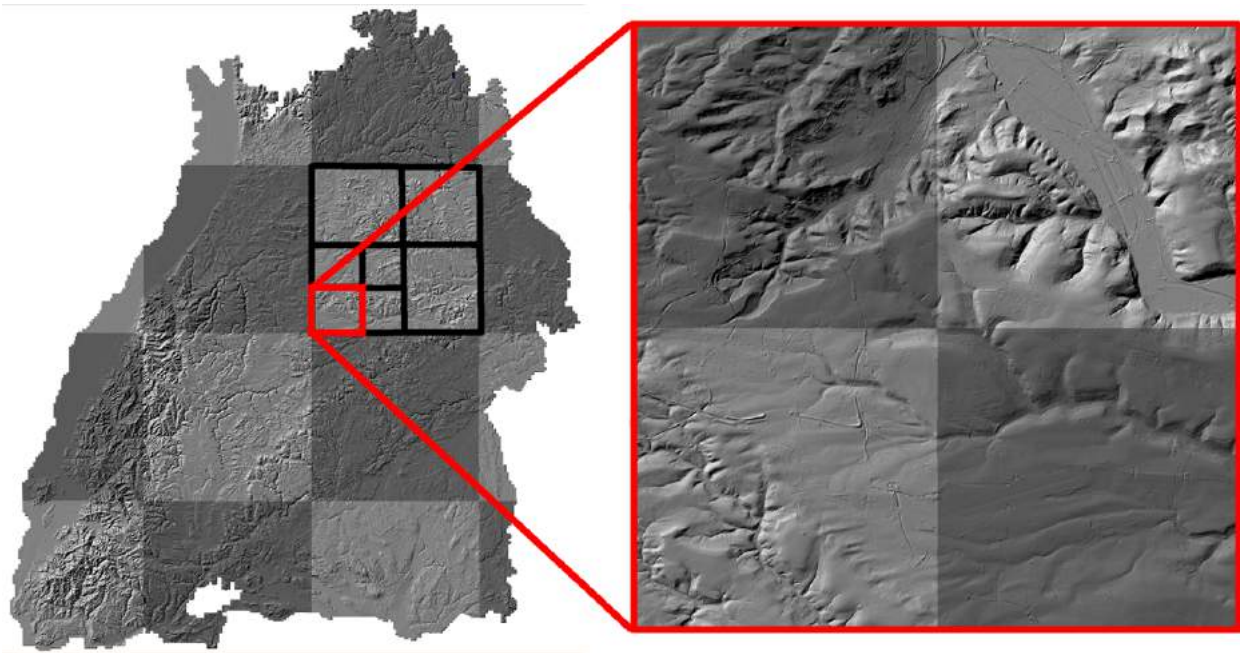


Abb. 7: Schema der Funktionsweise einer Quadtree-Struktur. Links LOD 2, rechts LOD 5.

Die maximale Ausdehnung von Baden-Württemberg ist in Nord-Süd-Richtung und beträgt etwa 260 km, als quadratische Grundfläche für Baden-Württemberg ergeben sich daraus 67 600 km². Wegen der Größe beziehungsweise der Nord-Süd-Erstreckung des Geobasisdatenmodells werden in der Quadtree-Struktur neun Auflösungsstufen (LOD) notwendig, die von LOD 0 (Pixelgröße: 256 m) bis LOD 8 (Pixelgröße: 1 m; zur Übersicht siehe Tab. 2) reichen.

Die Anzahl der LODs ergibt sich daraus, dass a) im LOD 0 ganz Baden-Württemberg auf einer Kachel dargestellt werden soll und b) im LOD mit der höchsten Auflösung die Pixelgröße 1 m beträgt und so alle Ursprungsdaten beinhaltet. Damit in der Quadtree-Struktur die Unterteilung der Kacheln komplett funktioniert, sind Zweierpotenzen zu bevorzugen. Bei Kacheln mit einer Seitenlänge von 1024 Pixeln ($2^{10} = 1024$) ergeben sich für a) eine Kachel mit 256 m pro Pixel und 262 144 m Kachelbreite und für b) $2^8 \times 2^8$ ($256 \times 256 = 65\,536$) Kacheln mit 1 m pro Pixel, wobei die Hochzahl 8 die Nummer des LODs mit der besten Auflösung beschreibt. Die Summe der tatsächlich notwendigen Kacheln ist kleiner (48 399, Tab. 2), weil einige Kacheln im Randbereich nicht mehr im Landesgebiet liegen.

Tab. 2: Die Geobasisdaten als Quadtree-Struktur, wie sie für TERRAINVIEW aufbereitet wurden, jede Kachel ist 4 097 KB groß.

LOD	Anzahl Kacheln	Ebenengröße	Seitenlänge pro Kachel	Genauigkeit
8	35 978	140,00 GB	1 024 m	1 m/Pixel
7	9 176	35,80 GB	2 048 m	2 m/Pixel
6	2 373	9,26 GB	4 096 m	4 m/Pixel
5	629	2,45 GB	8 192 m	8 m/Pixel
4	171	684 MB	16 384 m	16 m/Pixel
3	52	208 MB	32 768 m	32 m/Pixel
2	15	60 MB	65 536 m	64 m/Pixel
1	4	16 MB	131 072 m	128 m/Pixel
0	1	4 MB	262 144 m	256 m/Pixel
Summe	48 399	189 GB		

4 Digitale geomorphologische Kartierung

4.1 Geomorphologische Kartierung

Geomorphologie ist die „Wissenschaft von den Formen der Erdoberfläche und deren Veränderungen“ (DUDEN - Fremdwörterbuch 1974). Entsprechend geben geomorphologische Karten anschaulich das Aussehen einer Landschaft wieder und liefern damit eine Grundlage, die Entwicklung dieser Landschaft zu ergründen. Zugleich liefern geomorphologische Karten auch Interpretationen etwa zu Ablagerungsprozessen (zum Beispiel fluviale oder äolische Ablagerungen). Auf einer (geomorphologischen) Karte erhält der Leser zeitgleich inhaltliche Informationen in Bezug auf die Lage im Raum (OTTO & SMITH 2013).

Die Visualisierung der Geobasisdaten umfasst zunächst nur topographische Informationen. Aufgrund ihrer Darstellungsweise, zum Beispiel als höhencodiertes Schummerungsmodell mit unterschiedlichen Beleuchtungsrichtungen oder als Reliefkarte, werden die topographischen Informationen visuell aufgearbeitet. Bis zu diesem Punkt hat noch keine Interpretation stattgefunden. Die drängenden Fragen an eine geomorphologische Karte sind jedoch *“where a landform is, why it is there, what it is made of and how it has changed”* (OTTO & SMITH 2013, „wo ist eine Landform, warum ist sie dort, woraus ist sie aufgebaut und wie hat sie sich verändert“). Antworten auf einige dieser Fragen sieht das geschulte Auge beim ersten Blick in eine geomorphologische Karte.

Bei der traditionellen Geländekartierung gehen die subjektiven Kenntnisse und Erfahrungen des Kartierenden in die Kartierung ein. Es liegt auf der Hand, dass dies Vor- und Nachteil zugleich ist. Eine objektive Geländeaufnahme kann zumindest teilweise mit Fernerkundungsmethoden gewährleistet werden. Insbesondere Höhendaten werden systematisch mit Fernerkundungsmethoden erhoben (SMITH & PAIN 2009) und auch große Gebiete können so in kurzer Zeit, mit hoher Genauigkeit und überschaubarem finanziellen und personellen Aufwand erkundet werden (SMITH & CLARK 2005). Seit Ende der 1970er Jahre werden DGMs zur geomorphologischen und geologischen Erkundung (ONORATI et al. 1992) der Erde und planetarer Körper eingesetzt.

4.2 Geomorphologische Kartierung im digitalen Geländemodell von Baden-Württemberg

Nachdem der Datensatz mit TERRAINVIEW verzögerungsfrei dargestellt werden konnte, boten sich unzählige Möglichkeiten zur Erkundung des Datensatzes. Variationen in der Höhencodierung, dem Farbkonzept, dem Lichteinfall oder der Überhöhung führten zu gänzlich neuen Ansichten. Diese Vielzahl an Ansichten ermöglicht dem Betrachter, Gebiete gezielt auf Auffälligkeiten zu untersuchen.

Im Folgenden zeige ich anhand dieser Gebiete, welches Potential in dem großräumigen hochauflösenden DGM von Baden-Württemberg hinsichtlich der Visualisierung und Kartierung junger Landschaftsformen liegt, welche geomorphologischen Details sichtbar gemacht werden können und wo dabei die Grenzen liegen. Ein entscheidender Vorteil gegenüber der bisherigen Methodik liegt darin, dass durch das verzögerungsfreie Navigieren und Ein- und Auszoomen großflächige Zusammenhänge unmittelbar hergestellt beziehungsweise überprüft werden können.

Im DGM von Baden-Württemberg treten ältere Landformen nur dann in Erscheinung, wenn sie in Relikten flächig erhalten geblieben sind. So sind beispielsweise die verschiedenen morphologischen Einheiten der Schichtstufenlandschaft sehr gut zu erkennen. Tektonische Krustendeformationen hingegen sind unterschiedlich gut aus dem DGM abzulesen: Verwerfungen beispielsweise sind nur dann gut zu erkennen, wenn sie mit deutlichen linearen Erosionserscheinungen verbunden sind. Anders verhält es sich mit Lineationen, denn diese sind über das Talmuster nahezu quantitativ abgebildet. Jüngere Landschaftsformen sind im DGM von Baden-Württemberg eindeutig und klar zu erkennen, darunter insbesondere die junge Flussgeschichte von Talauen, beispielsweise im Oberrheingraben und die jungpleistozänen Eiszerfallslandschaften in Oberschwaben. Darauf werde ich mich in den anschließenden Kapiteln im Wesentlichen konzentrieren.

In Einzelfällen war das vorhandene geologische Kartenmaterial eine wichtige Hilfe zur Interpretation der morphologischen Strukturen (*Kartenviewer* LGRB). Grundsätzlich bin ich so vorgegangen, dass nur in den Fällen, in denen der Befund aus dem DGM im Widerspruch zur Literatur stand, eine Überprüfung im Gelände erfolgte. Dies war nur in seltenen Fällen nötig. Neuentdeckte Oberflächenformen hingegen habe ich im Gelände überprüft. Ich muss jedoch ausdrücklich darauf hinweisen, dass es in keinem dieser Fälle möglich war, den morphologischen Befund fotografisch zu dokumentieren, weil die Höhendifferenzen zumeist so gering sind, dass sie aus einem Foto nicht ersichtlich werden. Im Untersuchungsgebiet Oberschwaben lag dies daran, dass es sich vorwiegend um kleinräumige Strukturen handelt, die meistens in waldbestandenen Gebieten vorkommen und damit weder im Geländefoto noch im Ortholuftbild oder Satellitenbild zu erkennen sind. Im Untersuchungsgebiet Oberrheingraben lag es daran, dass es sich weit überwiegend um Landformen handelt, die sich nur minimal (im Bereich von Dezimetern) in ihrer Höhenlage unterscheiden und überhaupt erst im extrem überhöhten (20- bis 30-fache Überhöhung) DGM in Erscheinung treten. Hinzu kommt, dass

die Überbauung mit Siedlungen in manchen Gebieten so dicht ist, dass direkt vor Ort eventuelle Höhenunterschiede allenfalls zu erraten sind.

Das methodische Vorgehen konzentrierte sich auf die geeignete Visualisierung des Untersuchungsgebiets durch Anpassen der Höhencodierung, des Lichteinfalls und der Überhöhung. Wo Profile aussagekräftig sind, wurden diese zur Untersuchung im DGM eingesetzt. Die Ergebnisse der Visualisierung sind als Abbildungen dokumentiert. Es liegt in der Natur der Sache, dass die Interpretation und Diskussion der Landschaft und ihrer Entstehung direkt am Bild stattfinden. Deshalb habe ich zur besseren Verständlichkeit farbige Markierungen (Linien, Buchstaben, Zahlen) in die Abbildungen eingefügt. Soweit nicht anders angegeben sind die Abbildungen in Orthoprojektion, sodass Norden oben ist und die Standardbeleuchtung kommt aus Richtung 315°/30°.

4.2.1 Geomorphologischer Bau von Baden-Württemberg

Im LOD 0 ist das Geobasisdatenmodell in seiner gesamten Fläche, also ganz Baden-Württemberg, als farbhöhenkodiertes Schummerungsmodell dargestellt (Abb. 8). Seine Datengrundlage richtet sich nach den politischen Grenzen, mit der Konsequenz, dass an der Grenze zur Schweiz im Süden und an der Grenze zu Bayern im Osten Löcher entstehen. Die Farbcodierung ist so angepasst, dass die wesentlichen morphographischen Einheiten Südwestdeutschlands (1 bis 8 in Abb. 8) zu erkennen sind, was der Vergleich mit einer geologischen Übersichtskarte (Abb. 9) bestätigt.

Oberrhein Graben

Entlang der Südwest-Nordost-verlaufenden Grenze zwischen Baden-Württemberg und Frankreich erstreckt sich als graugrünes Band der Oberrhein Graben (1 in Abb. 8). Er ist ein etwa 300 km langer und im Durchschnitt 40 km breiter (GEYER et al. 2011) tektonischer Graben, der Teil des Europäischen Känozoischen Riftsystems (VILLINGER 2011) und ein aktiver Sedimentationsraum ist. Daraus folgt, dass die Oberfläche im Oberrhein Graben nur verhältnismäßig geringe Höhendifferenzen aufweist und im DGM in Abb. 8 als einheitliche Fläche erscheint. Im südlichen Drittel hebt sich der Kaiserstuhl-Vulkan rund 370 m über die Oberrheinebene heraus, der hauptsächlich im Miozän aktiv war (VILLINGER 2011). Die Entwicklungsgeschichte des Oberrhein Grabens ist eng verknüpft mit der Flussgeschichte in Südwest-Deutschland (SEMMELE 1996, SIMON 2012).

Schwarzwald

Markant treten die beiden baden-württembergischen Mittelgebirge im DGM (rötlich-braun und blau in Abb. 8) hervor. Als östliche Grabenschulter des Oberrhein Grabens hat sich der Schwarzwald herausgehoben, der im Süden mit dem Feldberg (1 493 m) die höchste Erhebung Baden-Württembergs bildet. Seine Nord-Süd-Ausdehnung ist etwa 150 km und seine Ost-West-Ausdehnung etwa 30 bis 50 km. Auf der rheinzugewandten Seite ist der Schwarzwald tief zertalt, weil das Gefälle zur Erosionsbasis groß ist, wohingegen er auf der danubischen Seite flacher ist, hier sind größere Reste alter Landformen erhalten (DONGUS 2000).

Im Südschwarzwald (2 in Abb. 8) war die Heraushebung stärker (blaue und violette Färbungen um 2 in Abb. 8) und hat dazu geführt, dass das Deckgebirge abgetragen wurde und nun in weiten Teilen das neoproterozoische bis paläozoische Grundgebirge die Oberfläche bildet (DONGUS 2000: 55, GEYER et al. 2011). Hier haben sich tiefe Kerbtäler eingeschnitten („Talschwarzwald“, DONGUS 2000: 55), sodass nur wenige, schmale Hochflächen erhalten sind (ZIENERT 1986: 66). Die Entwässerung des Südschwarzwaldes erfolgt zum Rhein oder zur Donau.

Der Nordschwarzwald wurde nicht so stark herausgehoben, der höchste Berg ist hier die Hornisgrinde mit lediglich 1 163 m (hellblaue Flächen zwischen 1 und 3 in Abb. 8). Östlich der Murg ist der Hohloh (984 m) die höchste Erhebung (dunkelblau und oberhalb der 3 in Abb. 8). In diesem Gebiet ist das neoproterozoische bis paläozoische Grundgebirge zu großen Teilen von Perm- und Untertrias-Sedimenten überdeckt (GEYER et al. 2011). Außerdem ist im DGM zu erkennen, dass die Täler nicht so tief eingeschnitten und flächige Hochebenen erhalten sind („Flächenschwarzwald“, DONGUS 2000: 55). Die Entwässerung erfolgt indirekt (über den Neckar) oder direkt zum Rhein.

Kraichgau-Mulde

Im Norden schließt sich an den Schwarzwald eine morphologische Mulde, die Kraichgau-Mulde (graugrün bei 4 in Abb. 8) an, die auf etwa 120 bis 320 m über NN liegt. In der Kraichgau-Mulde steht an der Oberfläche hauptsächlich Unterkeuper an, der von Löss überlagert ist. Nur entlang der Ränder streicht Muschelkalk aus, dessen Verbreitung in etwa mit der dunkelgrünen Färbung in Abb. 8 einhergeht. Hieraus ist abzuleiten, dass die Kraichgau-Mulde auch eine tektonische Muldenstruktur ist, die nach Westen offen ist und bewirkt, dass die Keuperausstrichsfläche im Westen bis an den Oberrheingraben reicht. Die hellgrünen Erhebungen in der Kraichgau-Mulde sind Stromberg und Heuchelberg, die in Reliefumkehr entstanden sind (SEMMELE 1996). Auf ihren Rücken sind Sandsteine des mittleren Keupers aufgeschlossen.

Keuperbergland

Von der Kraichgau-Mulde zieht sich die Verbreitung des Unterkeupers nach Nordosten und fächert sich im Hohenloher Land (5 in Abb. 8) auf. Hier ist Unterkeuper weitflächig aufgeschlossen und wird nach Süden hin von der Keupersandstein-Schichtstufe (hellbraun bei 6 in Abb. 8) der Ellwanger und Löwensteiner Berge überragt. Weiter nach Süden sind auf den Höhenzügen untere Lias α -Schichten erhalten. Das Keuperbergland ist geprägt von Kocher, Jagst und deren Nebenflüssen, die mit ihren Mündungswinkeln häufig eine ehemals danubische Entwässerungsrichtung anzeigen (STRASSER et al. 2009).

Schwäbische Alb

Neben dem Schwarzwald ist die Schwäbische Alb (7 in Abb. 8) ein weiteres Mittelgebirge in Südwestdeutschland. Von Südwest nach Nordost misst die Schwäbische Alb rund 180 km und ist etwa 40 km breit. Im DGM tritt insbesondere der bis 400 m hohe Albtrauf als nordwestliche Grenze hervor, der sich als Weißjuraschichtstufe über einem Braunjurasockel erhebt.

Im Südosten bildet auf weite Strecken das Donautal eine natürliche Grenze. Die Schwäbische Alb fällt nach Südosten ein, auch dies zeigt die Farbhöhenkodierung im DGM. So liegt der Südwestteil der Schwäbischen Alb topographisch höher (blau und rot gefärbt in Abb. 8, Lemberg 1015 m) als der Nordostteil (Grünenberg bei Aalen 733 m). Dennoch verläuft eine geomorphologische Zweiteilung der Alb parallel zu ihrer Südwest-Nordost-Ausrichtung und ist im DGM erkennbar: entlang der Nordwestkante ist die Oberfläche der Schwäbischen Alb von rundlichen Erhebungen in Zehnermeter-Dimensionen geprägt, den „Kuppen“ („Kuppenalb“), wohingegen der südöstliche Rand flächig abgetragen ist („Flächenalb“). Die „Klifflinie“ bildet die Grenze zwischen Kuppenalb und Flächenalb. Diese „Steilstufe“ ist eine fossile Abrasionsplattform, die während des Meeresspiegelhöchststandes des miozänen Molassemeers entstand (SEMMELE 1996, DONGUS 2000, GEYER et al. 2011).

Nordalpines Vorlandbecken

Das Gebiet im Südosten von Baden-Württemberg liegt auf mittleren Höhen zwischen etwa 410 und 620 m über NN im Vorland der Alpen. Mit der Heraushebung der Alpen entstanden in deren Vorland Senkungszonen, die mit Abtragungsmaterial aus den Alpen verfüllt wurden (GEYER et al. 2011, VILLINGER 2011). In Südwestdeutschland war das nordalpine Vorlandbecken zeitweise über den Oberrheingraben mit dem Meer verbunden und während der quartären Vereisungsphasen überprägte der Rheingletscher dieses Gebiet.

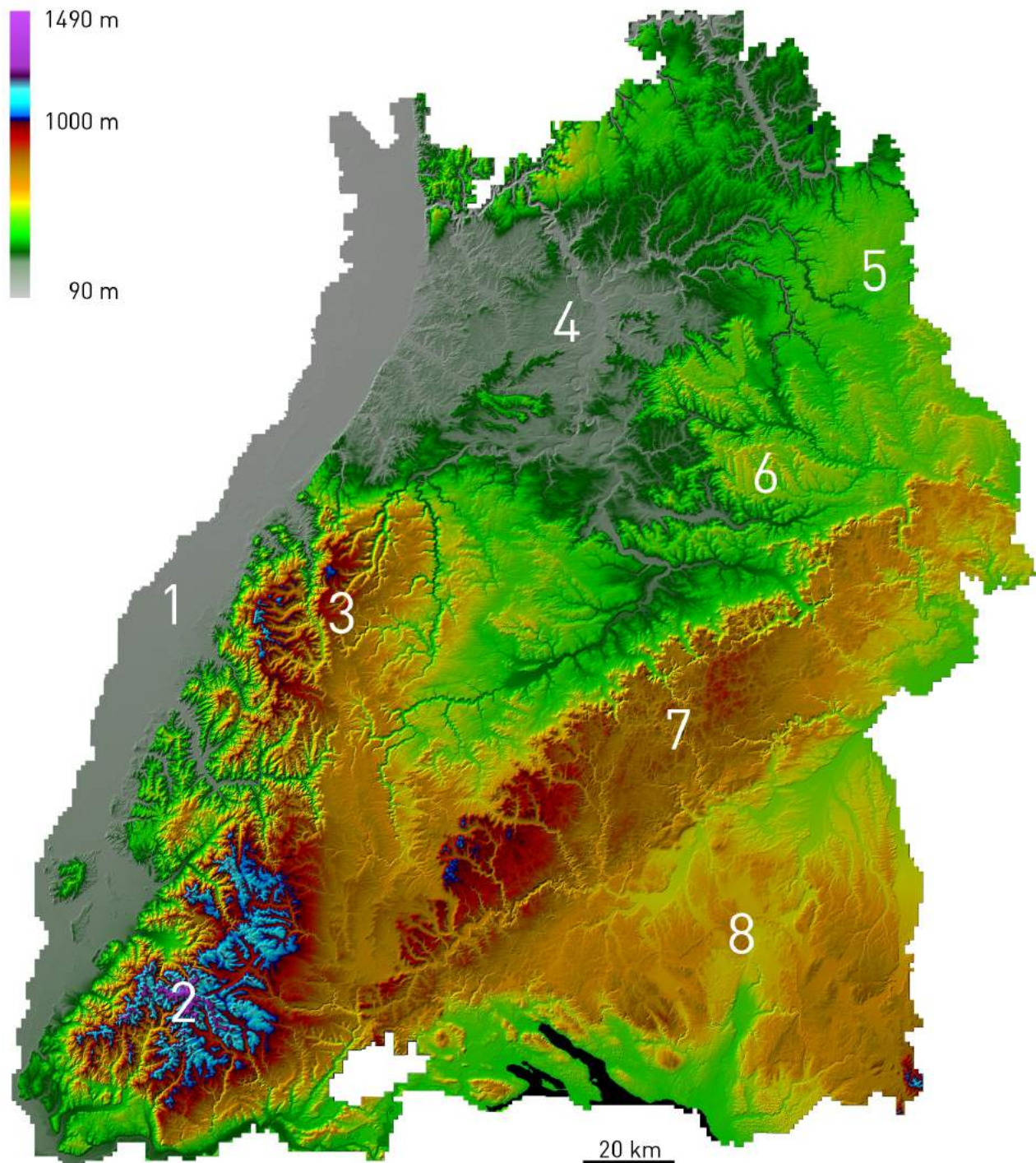


Abb. 8: Farbhöhencodiertes schattiertes Relief von Baden-Württemberg, erstellt auf der Grundlage der Geobasisdaten (LGL). **Die wesentlichen morphographischen Einheiten Südwestdeutschlands** sind zu erkennen: Oberrheingraben (1), Grundgebirge des Südschwarzwalds (2), Buntsandstein-Schichtstufenfläche im Nordschwarzwald (3), Kraichgau-Mulde (4), Unterkeuper-Gäufäche in Hohenlohe (5), Keupersandstein-Schichtstufenfläche (6), Weißjurakalk-Schichtstufenfläche (Schwäbische Alb, 7), glazial überprägte Füllung des nordalpinen Vorlandbeckens (8). Schwarz: Teil des Bodensees. Angewandte Werkzeuge und Darstellungen: Anpassung der Farbhöhencodierung, Beleuchtungsrichtung: 315/37, 4-fach vertikal überhöht. Darstellung des gesamten Datensatzes (Pixelgröße 256 m) im LOD 0.

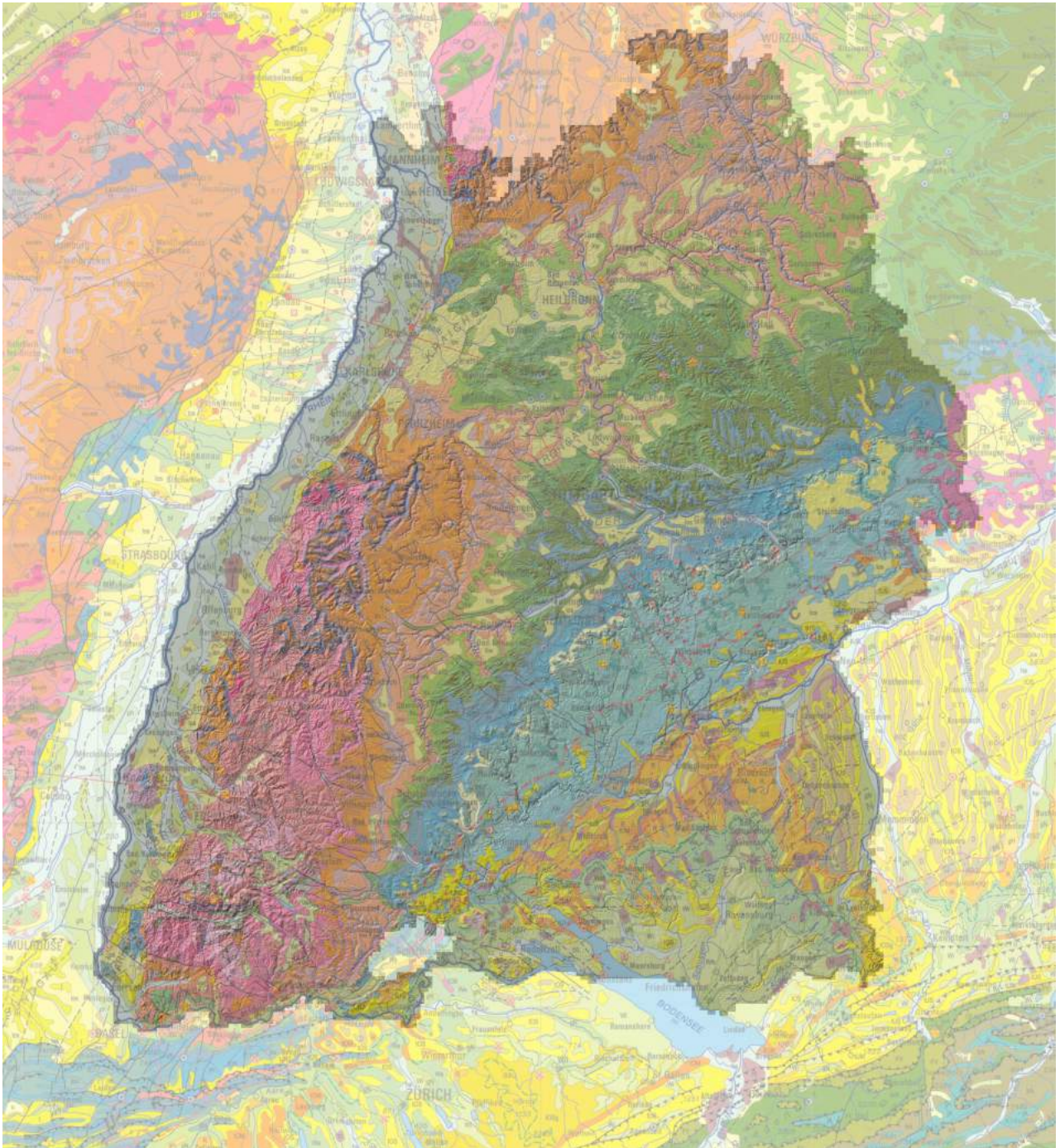


Abb. 9: Das DGM als schattiertes Schwarzweiß-Relief von Baden-Württemberg (LOD 4) überlagert mit der **geologischen Karte von Baden-Württemberg** (Geologische Karte aus VILLINGER 2011).

4.2.2 Lineationen in Baden-Württemberg

Bereits bei den ersten Vorstudien mit Visualisierungen des Geobasisdatenmodells fielen auf den Hochflächen von Mittelwürttemberg zahlreiche abflusslose Rinnen auf, deren dominante Ausrichtung Südwest-Nordost ist (Kap. 1). Sobald mit TERRAINVIEW der gesamte Datensatz dargestellt werden konnte, wurde offensichtlich, dass Lineationen (auch: Fotolineation, Gefügespur, Lineament) sehr deutlich im DGM zu erkennen sind. Mit Lineationen paust sich stellenweise die Tektonik (Kluft- und Störungszonen) des Untergrunds an der Oberfläche durch und sie geben somit unter anderem Aufschluss über das Bruchmuster der Oberkruste. Im DGM sind sie meist durch Mulden und Talverläufe zu erkennen. In Abb. 10 ist das DGM von Baden-Württemberg im LOD 0 mit eindeutig erkennbaren Lineationen dargestellt, wobei das entscheidende Kartierkriterium eine talübergreifende Fortsetzung der Lineation war.

Bereits bei der Analyse in der Übersichtsansicht zeigt sich, dass die im DGM gut zu erkennenden Lineationen das bekannte Störungsmuster in Südwestdeutschland (GEYER et al. 2011: Abb. 150) nachzeichnen. SCHWARZ (2012) sieht in den prominenten Störungen im schwäbisch-fränkischen Raum sechs aufeinanderfolgende konjugierte Bruch- und Spannungssysteme. Seit dem Oberjura bis ins Quartär überprägen sie phasenweise das bis dahin weitgehend undeformierte mesozoische Deckgebirge (SCHWARZ 2012).

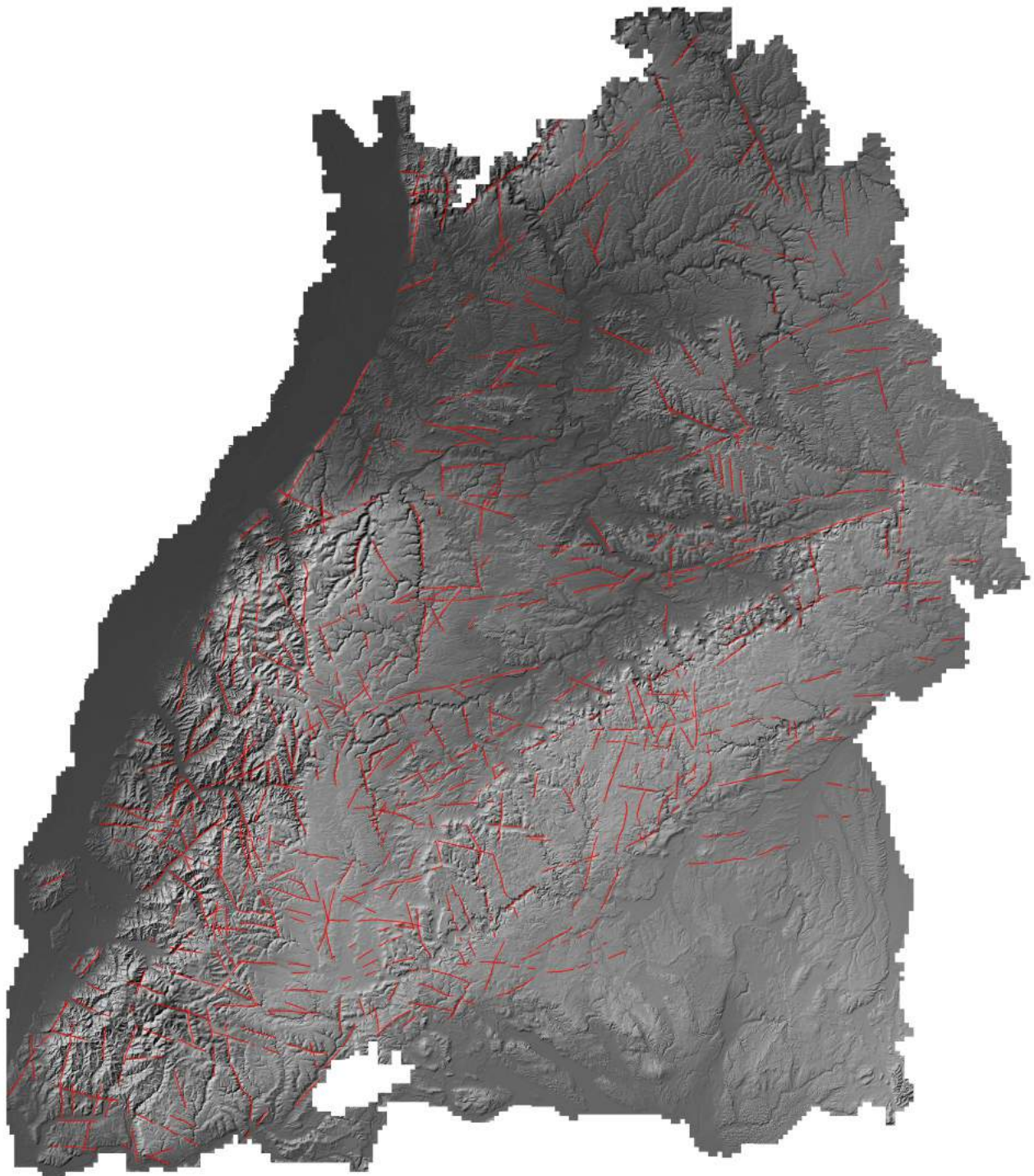


Abb. 10: Eindeutig erkennbare, talübergreifende Lineationen (rote Linien) im DGM von Baden-Württemberg.

4.2.3 Die Fränkische Furche in Nordost-Württemberg

Im DGM ist ein Beispiel für junge Krustendeformation im Nordosten von Baden-Württemberg zu beobachten, die Fränkische Furche. Diese Struktur ist geradlinig und streicht Südwest-Nordost (Abb. 11, GEYER & GWINNER 1991: Abb. 158). Ihre morphologische Spur zwischen den südöstlichen Waldenburger Bergen, Geislingen und Reubach ist etwa 40 km lang, maximal 2 km breit und deutlich in perspektivischer Ansicht in Abb. 12 und 13 zu erkennen, wo sie als maximal 50 m tiefe Geländedepressionen in Erscheinung tritt.

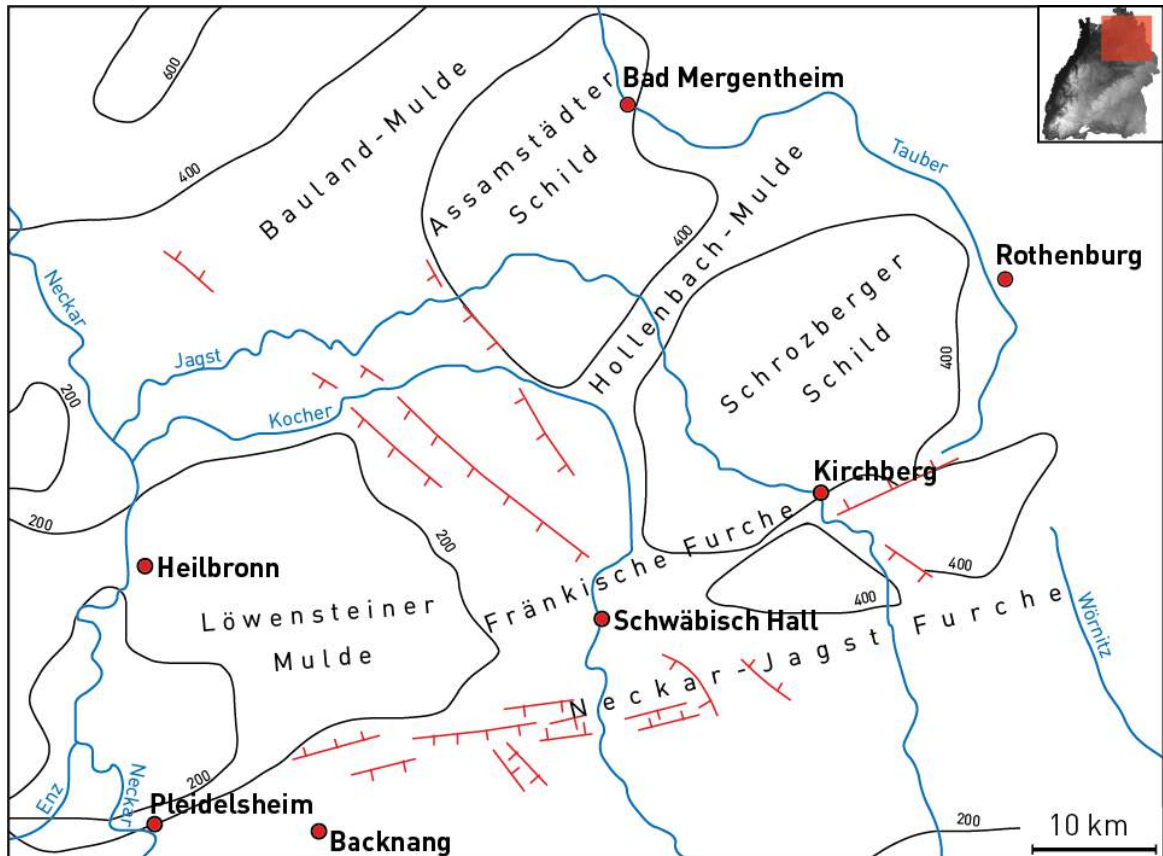


Abb. 11: Ausschnitt aus einer **tektonischen Übersichtskarte** mit Strukturlinien der Grenze Muschelkalk/Keuper (schwarz) und prominenten Störungen (rot) (nach GEYER & GWINNER 1991).

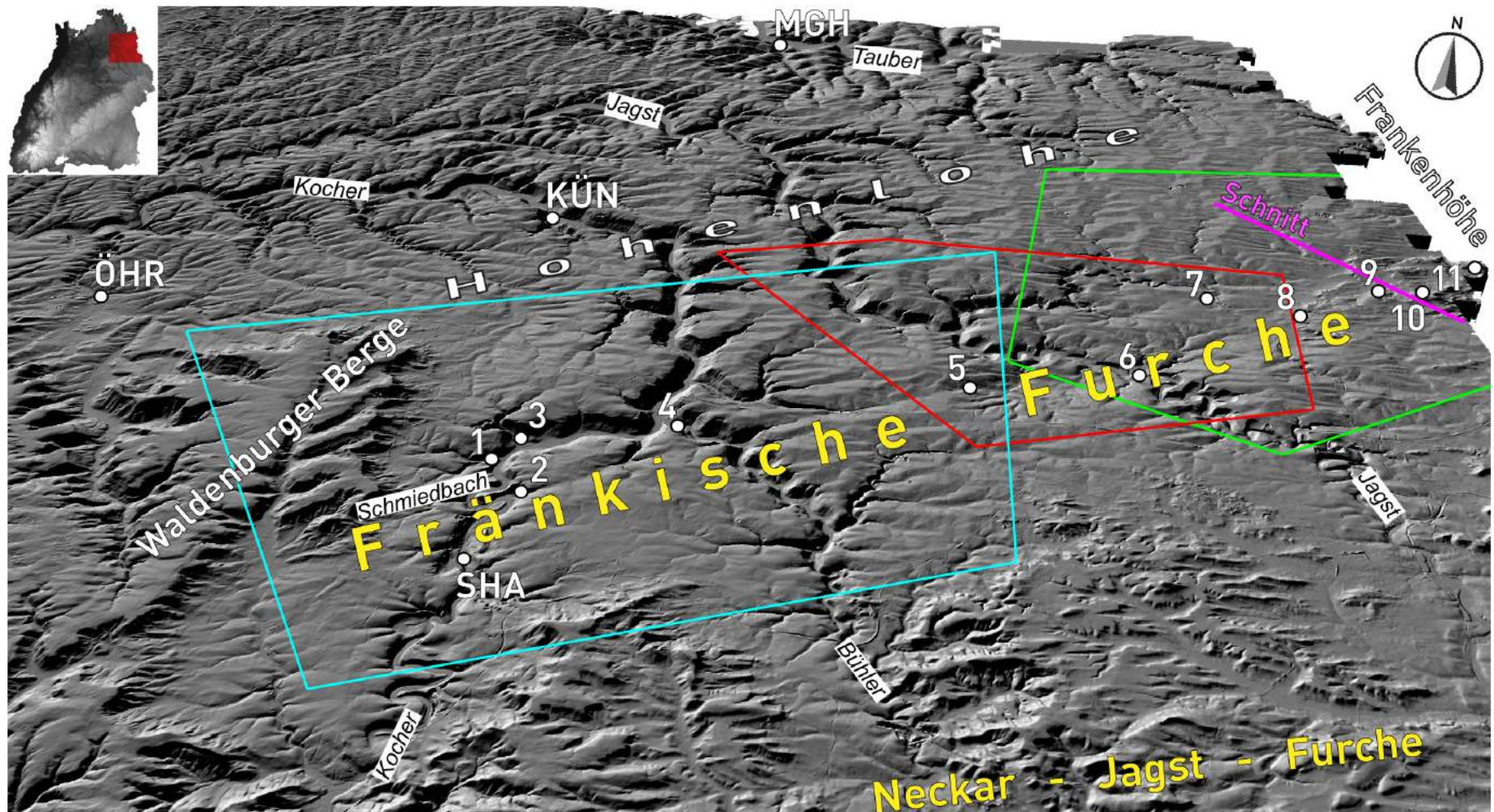


Abb. 12: Ein Teil von **Nordost-Württemberg** im Schummerungsmodell mit weiterführenden geographischen (weiß) und tektonischen (gelb) Einzelheiten und den Bildausschnitten der Abbildungen 14 (blau), 15 (rot), 17 (grün) sowie der Schnittpur (violett) des Schnitts aus Abb. 18. ÖHR - Öhringen, SHA - Schwäbisch Hall, KÜN - Künzelsau, MGH - Bad Mergentheim. 1 - Obermünkheim, 2 - Gelbingen, 3 - Untermünkheim, 4 - Geislingen, 5 - Ruppertshofen, 6 - Kirchberg an der Jagst, 7 - Rot am See, 8 - Schainbach, 9 - Reubach. Berge: 10 - Rothberg, 11 - Großes Ramholz. Der Maßstab ist wegen der perspektivischen Ansicht nicht einheitlich, zwischen Geislingen und Kirchberg an der Jagst beträgt der Abstand etwa 15 km. Die Frankenhöhe liegt in Bayern. Dreifach überhöht. Verändert nach BECKENBACH et al. (2013a).

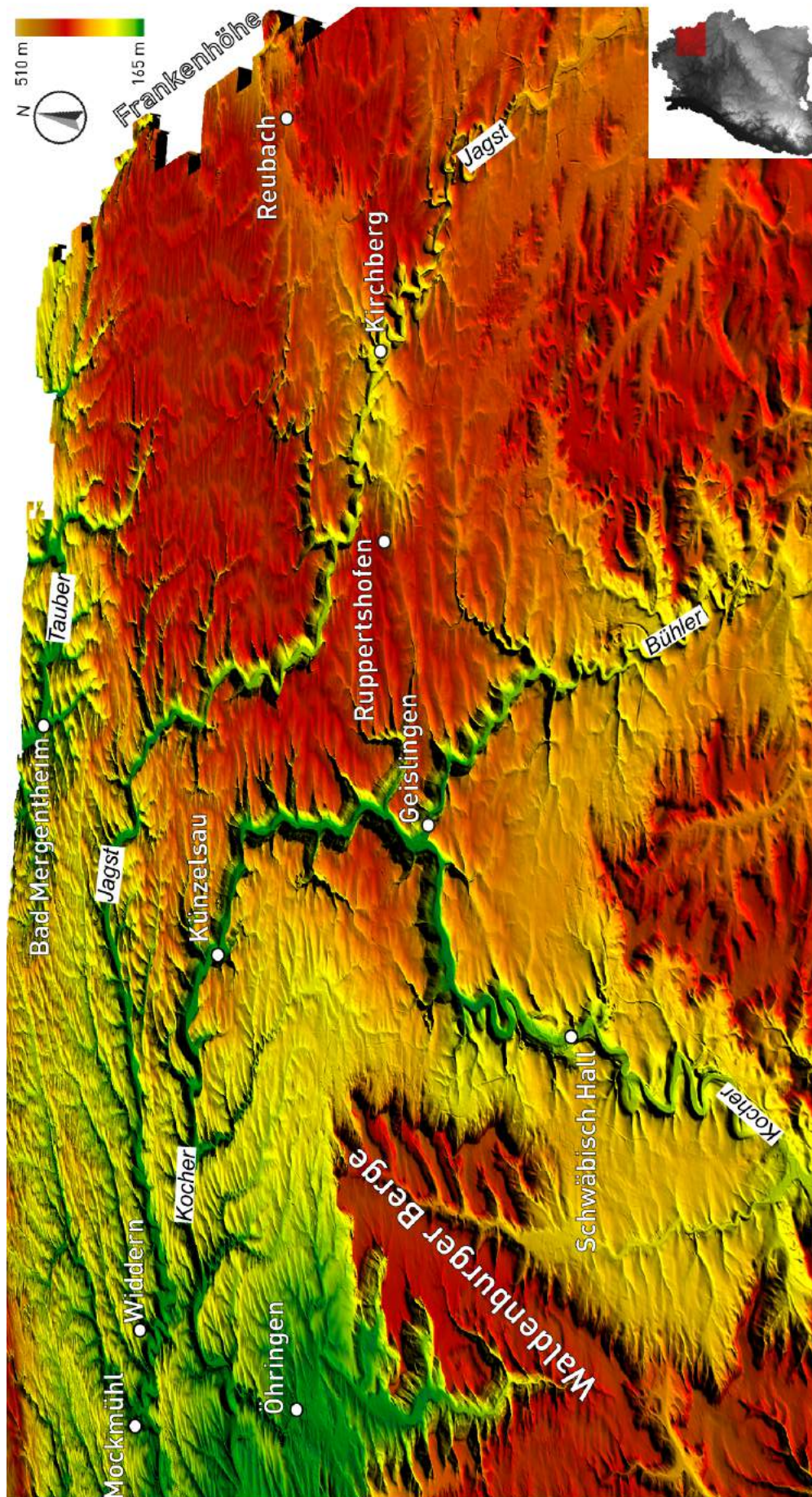
Aus dem Vergleich mit einer tektonischen Übersichtskarte (Ausschnitt in Abb. 11) geht hervor, dass sich die Fränkische Furche von Pleidelsheim am Neckar („Pleidelsheimer Mulde“) über die Löwensteine Berge (tektonische „Löwensteiner Mulde“) zieht, den Kocher nördlich von Schwäbisch Hall und die Jagst bei Kirchberg quert und weiter bis an die bayerische Grenze reicht. Insbesondere südlich des Schrozberger Schildes fallen die Schichten stark zur Fränkischen Furche ein (HAGDORN & SIMON 1988: 90). Von DÜRR (1982) und FREUDENBERGER (1996) ist bekannt, dass sich die Fränkische Furche in Bayern bis wenige Kilometer nördlich von Nürnberg fortsetzt. Ihr Südwest-Nordost-ausgerichtetes Streichen folgt der variszischen Hauptspannungsrichtung und stellt möglicherweise die Grenze zwischen Moldanubikum im Süden und Saxothuringikum im Norden dar (DÜRR 1982, STROBACH 1991, SIMON 2002), die sich bis ins Deckgebirge durchpaust. Andere vermuten diese Grenze (auch) unter der Neckar-Jagst-Furche (Abb. 11, SCHWARZ 2012).

Anhand der morphologischen Detailbeobachtungen im DGM lässt sich die Fränkischen Furche zwischen den Waldenburger Bergen und der Grenze zu Bayern in vier Abschnitte unterteilen: Abschnitt 1 reicht von den Waldenburger Bergen bis zur Bühlermündung in den Kocher bei Geislingen (4 in Abb. 12, Abb. 13); Abschnitt 2 von Geislingen bis 2 km westlich von Ruppertshofen (5 in Abb. 12, Abb. 13); Abschnitt 3 von Ruppertshofen bis Schainbach (8 in Abb. 12) und Abschnitt 4 von Schainbach bis zur Modellgrenze und an die bayerische Landesgrenze. Diese Abschnitte sind im Detail in den Abb. 14, 15 und 17 zu sehen.

Abschnitt 1

Der westliche Abschnitt reicht von den südöstlichen Waldenburger Bergen bis zum Zusammenfluss von Bühler und Kocher bei Geislingen (4 in Abb. 12) und ist im Detail in Abb. 14 dargestellt.

Abb. 13 : Ein Teil von Nordost-Württemberg mit Farbhöhencodierung, die **Fränkische Furche** streicht Südwest-Nordost und erstreckt sich nordöstlich von Schwäbisch Hall über Geislingen bis Reubach. Der Maßstab ist wegen der perspektivischen Ansicht nicht einheitlich, zwischen Geislingen und Reubach beträgt der Abstand etwa 25 km. Die Frankenhöhe liegt in Bayern. Dreifach überhöht. Verändert nach BECKENBACH et al. (2013a).



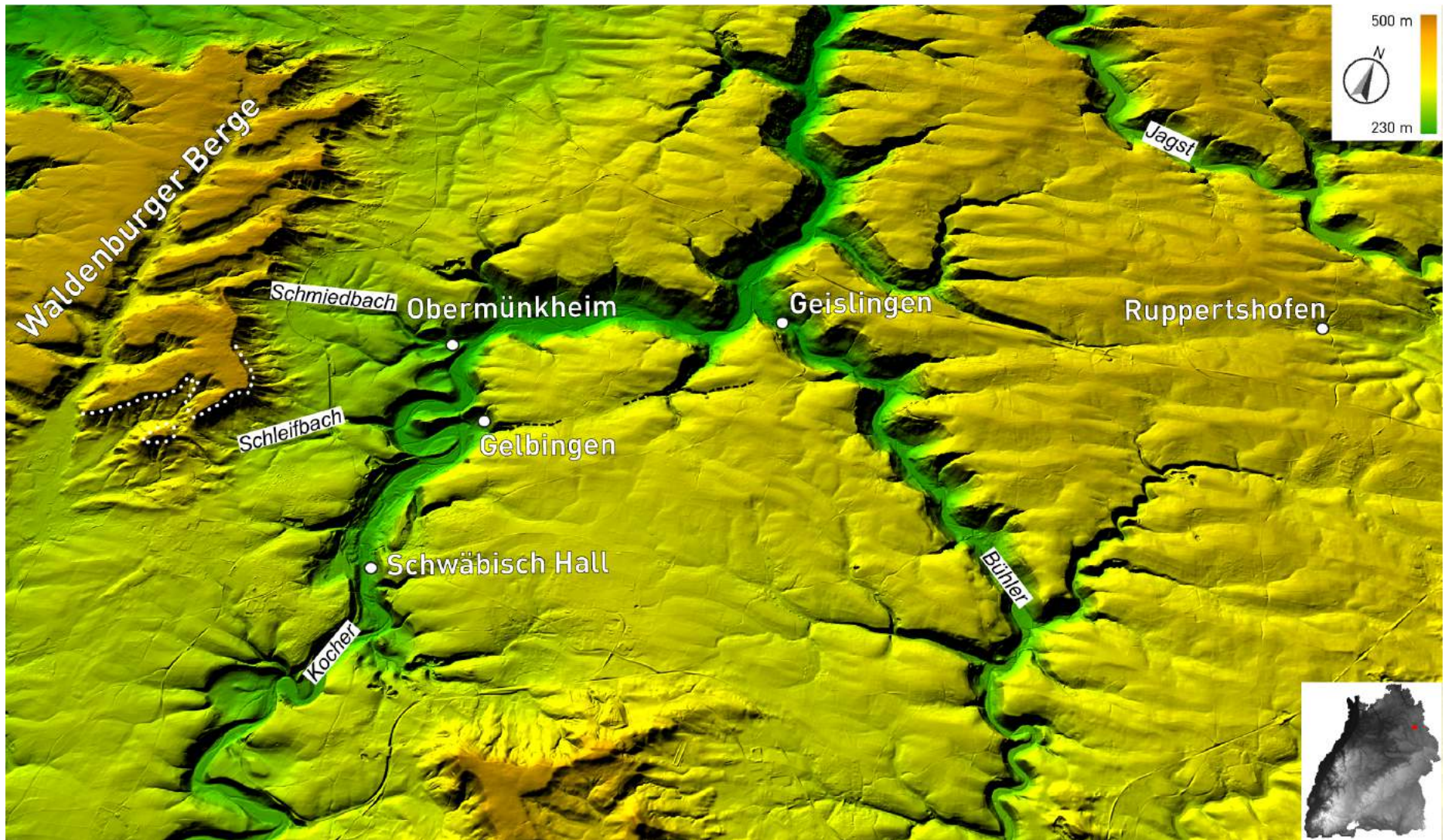


Abb. 14: Der westliche Abschnitt der Fränkischen Furche in Nordost-Württemberg zwischen den Waldenburger Bergen und Ruppertshofen (blauer Kasten in Abb. 12, zur weiteren geographischen Orientierung siehe dort). Hier paust sich die Fränkische Furche entlang der Keuperschichtstufe (weiß gepunktete Linie), im Schleifbach und in Nebentäler des Kochers (schwarz gestrichelte Linien) durch. Die zweifach-überhöhte, höhencodierte Ansicht ist perspektivisch, der Abstand zwischen Geislingen und Ruppertshofen beträgt 9 km. Verändert nach BECKENBACH et al. (2013a).

Der südöstliche Teil der Waldenburger Berge liegt in der tektonischen Löwensteiner Mulde (Abb. 11); hier hat sich der Keuperschichtstufenrand (km³, weiß gepunktet in Abb. 14) durch Reliefumkehr gebildet (SIMON 1987). Die südliche Front des Schichtstufenrands streicht wie die Mulde Westsüdwest-Ostnordost (Abb. 14). Zwischen den südöstlichen Waldenburger Bergen und dem Kocher liegt die Landoberfläche im Durchschnitt 20 m tiefer als in der südlich und nördlich anschließenden Hohenloher Ebene. Hier hat sich der Schleifbach in die weichen Schichten des Gips- und Unterkeupers geschnitten und so eine morphologische Senke geschaffen, welche die tektonische Absenkung nachzeichnet (Abb. 14).

Ebenfalls im Streichen des Schichtstufenrandes und der Fränkischen Furche hat der Kocher bei Gelbingen eine Schlinge ausgebildet. Auch die beiden verlassenen Schlingen südlich und östlich von Obermünkheim (Abb. 14) folgen dieser Streichrichtung. Dasselbe gilt für das Kochertal zwischen Obermünkheim und der Bühlermündung bei Geislingen. Die Ausrichtung von Flussschlingen nach tektonischen Richtungen ist in Baden-Württemberg häufig zu beobachten, beispielsweise bei der Jagst zwischen Widdern und Möckmühl (SIMON 2009, Abb. 13). Die Kocherseitentäler auf der Hochfläche zwischen Gelbingen und Geislingen (schwarz gestrichelt in Abb. 14) zeichnen die Richtung der Fränkischen Furche nach und deuten eine Fortsetzung über die Bühler hinweg bis nach Ruppertshofen an.

Abschnitt 2

Dieser Abschnitt schließt sich westlich an die Kocherseitentäler (schwarz gestrichelt in Abb. 14) an und reicht von Geislingen bis 2 km westlich von Ruppertshofen (4 und 5 in Abb. 12). Im DGM ist dieser Abschnitt als Lineation zu erkennen, die in der Streichrichtung der Fränkischen Furche verläuft. Die topographische Karte zeigt, dass teilweise Bäche der Lineation folgen und die morphologische Senke die Wasserscheide Kocher/Jagst quert. Die tektonische Mulde ist etwa 10 bis 20 m eingesenkt und zumindest im östlichen Teil dieses Abschnitts auch als morphologische Mulde ausgebildet.

Abschnitt 3

Eine morphologische Mulde zwischen Ruppertshofen (5 in Abb. 12) und Schainbach (8 in Abb. 12), welche die Jagst bei Kirchberg quert (Abb. 15), bildet den Abschnitt 3. In der Schichtlagerungskarte der Umgebung von Kirchberg an der Jagst (Abb. 16) ist zu erkennen, dass diese morphologische Mulde der tektonischen Muldenstruktur folgt. Bei Kirchberg an der Jagst ist die Furche tektonisch etwa 50 m abgesenkt.

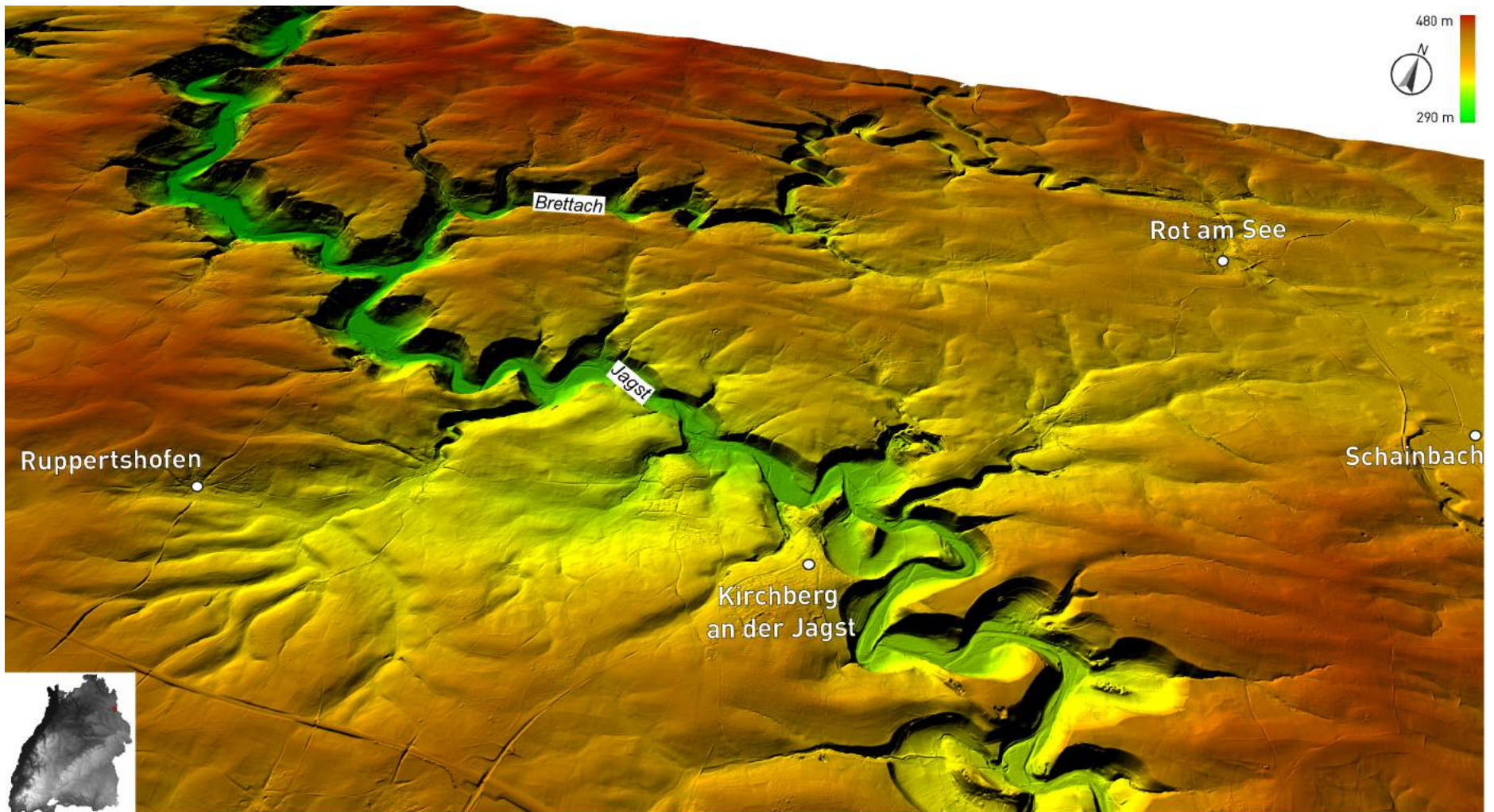


Abb. 15: Der mittlere Abschnitt der Fränkischen Furche in Nordost-Württemberg zwischen Ruppertshofen und Schainbach (roter Kasten in Abb. 12, zur weiteren geographischen Orientierung siehe dort). Die zweifach-überhöhte, höhencodierte Ansicht ist perspektivisch, der Abstand zwischen Ruppertshofen und Rot am See beträgt 11 km. Aus BECKENBACH et al. (2013a).

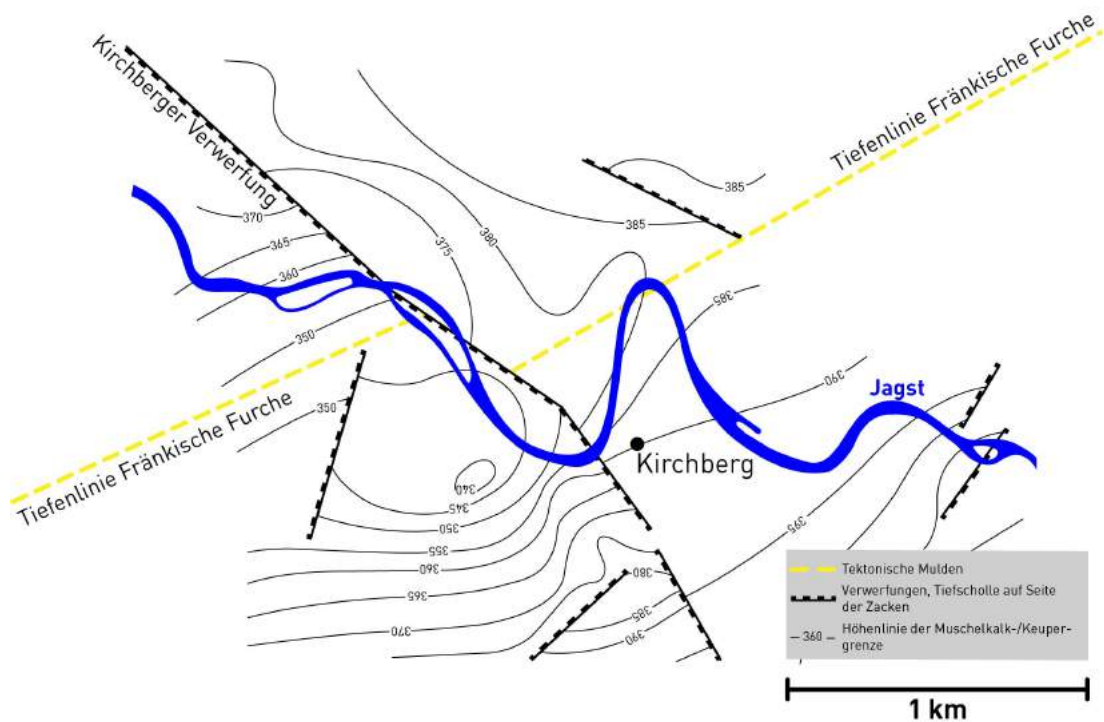


Abb. 16: Schichtlagerung bei Kirchberg an der Jagst mit Kirchberger Verwerfung und Tiefenlinie der Fränkischen Furche. Der Punkt „Kirchberg“ markiert die Altstadt. Aus SIMON (2005).

In dieser Mulde sind Jagstsedimente aus der Rißkaltzeit abgelagert, deren Mächtigkeit mehrere Meter annehmen können („Kirchberg-Schotter“ und „Kirchberg-Sande“, SIMON 2012, 47ff). Auf der südlichen Flanke fallen die Kirchberg-Schotter und -Sande nach Norden und auf der nördlichen Flanke nach Süden mit etwa 4 % (SIMON 2012, 47ff) ein. Die unterlagernden mesozoischen Schichten aus Muschelkalk und Unterkeuper fallen hingegen steiler, mit 5 bis 7 % (SIMON 2012, 59ff und Beilage 1) zur Furchenachse hin ein. Damit zeigt sich, dass in den letzten 0,5 Ma tektonische Bewegung stattgefunden haben muss.

Einen weiteren Hinweis auf den Zeitraum der tektonischen Bewegung liefern Residualsedimente („ältere Feuersteinfluren“) nördlich der Furche, die im Pliozän und Quartär fluvial abgelagert wurden. Sie stammen von einem Flusssystem, das nördlich von Crailsheim in die Jagst mündete, als diese noch nach Süden zur Donau entwässerte (SIMON 1988). Ihr Einfallen entspricht dem Einfallen der mesozoischen Schichten. Somit muss in diesem Teil der Furche die tektonische Hauptbewegung in die Zeit zwischen der Wende Pliozän/Quartär und der Rißkaltzeit fallen.

Abschnitt 4

Der östliche Abschnitt 4 reicht von Schainbach (8 in Abb. 12) bis zur Modellgrenze und ist im Detail in Abb. 17 dargestellt. Im Nordwesten fällt die Morphologie leicht ab; sonst ist dieser Abschnitt von morphologischen Erhebungen geprägt, die uneinheitlich erodiert sind. Ein Hinweis auf die Entstehung dieser Erhebungen ist an der östlichen Landesgrenze mit den Bergen Rothberg und Großes Ramholz (x in Abb. 17) gegeben: durch Reliefumkehr sind sie als Zeugenberge in der tektonischen Furche entstanden und erhalten geblieben.

Dies verdeutlicht der geologische Schnitt (violett in Abb. 12) durch die tektonische Mulde. Südlich und nördlich des Rothbergs auf den Hochflächen der Hohenloher Ebene (Abb. 17) sind Gesteine der Unterkeupers (ku in Abb. 18) und der unteren Grabfeld-Formation (kmG in Abb. 18) erhalten. In der tektonischen Furche hingegen reicht die Schichtfolge bis in die Hassberg-Formation (kmH in Abb. 18). Dies entspricht einer Schichtdifferenz von etwa 100 m, wobei die topographische Höhendifferenz lediglich 50 m beträgt.

Ergebnisse zur Fränkischen Furche

Die morphologischen Detailbeobachtungen im DGM zeigen, dass die vier Abschnitte der tektonischen Fränkischen Furche zwischen den Waldenburger Bergen und der östlichen Landesgrenze morphologisch unterschiedlich stark eingetiefte Mulden (Abschnitt 1, 2 und 3) oder morphologische Erhebungen (Abschnitt 2 und 4) sein können, die sich durch Reliefumkehr gebildet haben. Die Entstehung von Zeugenbergen dauerte wahrscheinlich mehrere Millionen Jahre und hat ab der Wende Oligozän/Miozän begonnen (SIMON 2005: 212, BECKENBACH et al. 2013a: 251, SIMON 2013). In den mittleren Bereichen haben sich keine Zeugenberge entwickelt, weil hier die Furchenbildung jünger ist und erst einsetzte, als die Schichten über der Grabfeld-Formation (kmG) bereits abgetragen waren. Unter Berücksichtigung des Schichteinfallens bei Kirchberg an der Jagst zeigt sich, dass der dortige Abschnitt bis ins Pleistozän tektonisch aktiv war.

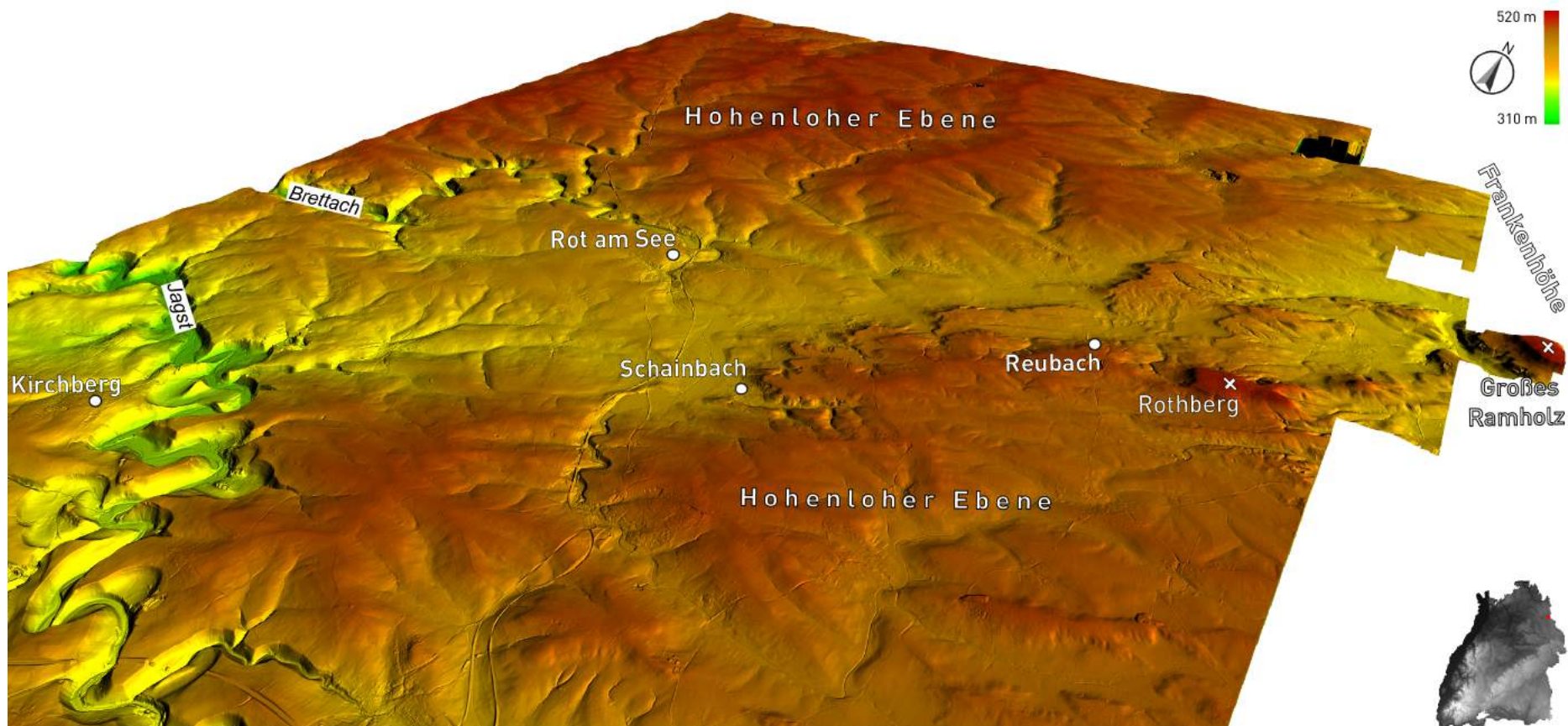


Abb. 17: Der östliche Abschnitt der Fränkischen Furche in Nordost-Württemberg von Kirchberg bis an die Modellgrenze zu Bayern (grüner Kasten in Abb. 12, zur weiteren geographischen Orientierung siehe dort). X markieren die Berge Rothberg und Großes Ramholz. Die zweifach-überhöhte, höhenodierte Ansicht ist perspektivisch, der Abstand zwischen Kirchberg an der Jagst und Reubach beträgt 11 km. Aus BECKENBACH et al. (2013a).

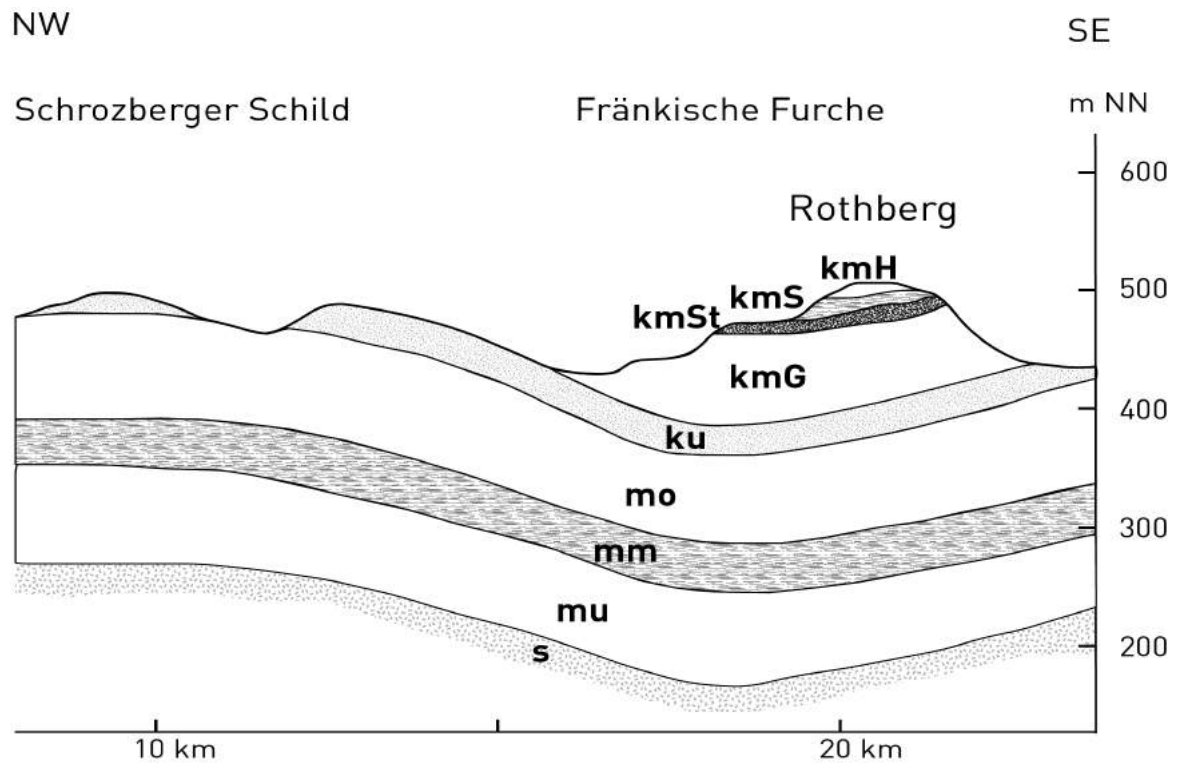


Abb. 18: Schnitt durch eine tektonische Mulde entlang der violetten Schnittspur in Abb. 12. Der Schnitt verläuft vorbei an Reubach und dem Ausläufer des Rothbergs, der sich durch die Reliefumkehr als morphologischer Berg herausgebildet hat. Die Schichtfolge ist von unten nach oben Buntsandstein (s), Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk (mu, mm, mo), Unterkeuper (ku); darauf Grabfeld-Formation (kmG), Stuttgart-Formation (kmSt), Steigerwald-Formation (kmS) und Hassberg-Formation (kmH) des Mittelkeupers (km). Nach SIMON (2003), Ausschnitt.

5 Junge glaziale und periglaziale Landformen in Oberschwaben

Das Alpenvorland wurde im Laufe des Pleistozäns (2,6 bis 0,012 Ma; STD 2002, LITT et al. 2005) mehrfach eiszeitlich überprägt, zuletzt während und in Folge des Letzteiszeitlichen Maximums (*Last Glacial Maximum*, LGM; STD 2002). Nach dem Abschmelzen der Eismassen sind Landformen zurück geblieben, die typisch sind für Eiszerfallslandschaften. Weil die Überprägung geologisch jung ist, sind diese Landformen verhältnismäßig gut erhalten und können im DGM sehr gut sichtbar gemacht und identifiziert werden. Zudem ist das Gebiet umfassend geologisch untersucht. Die systematische geologische Erkundung dieses Gebietes reicht mindestens zurück bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts (FESSELER & GOOS 1988) und die Ergebnisse dieser DGM-Studie können mit zahlreichen Veröffentlichungen und Karten verglichen werden. Neuentdeckungen waren daher kaum zu erwarten. Dennoch offenbart die Kombination von detaillierten und großflächigen Ansichten Landformen wie Mikromoränen und Merkmale wie die Bifurkation bei Binzen (Kap. 5.2), die aus der Literatur und aus den Karten bisher nicht bekannt sind.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf die Region südöstlich der Donau bis an die Landesgrenzen (Abb. 19). Im Osten zum bayerischen Gebiet ist die Iller eine natürliche Grenze, im Süden sind es der Hochrhein und der Bodensee. Größere Städte, welche das Untersuchungsgebiet begrenzen oder in demselben liegen, sind Tuttlingen und Sigmaringen entlang der Donau, Radolfzell und Friedrichshafen am Bodensee sowie Ravensburg und Biberach (Abb. 20).

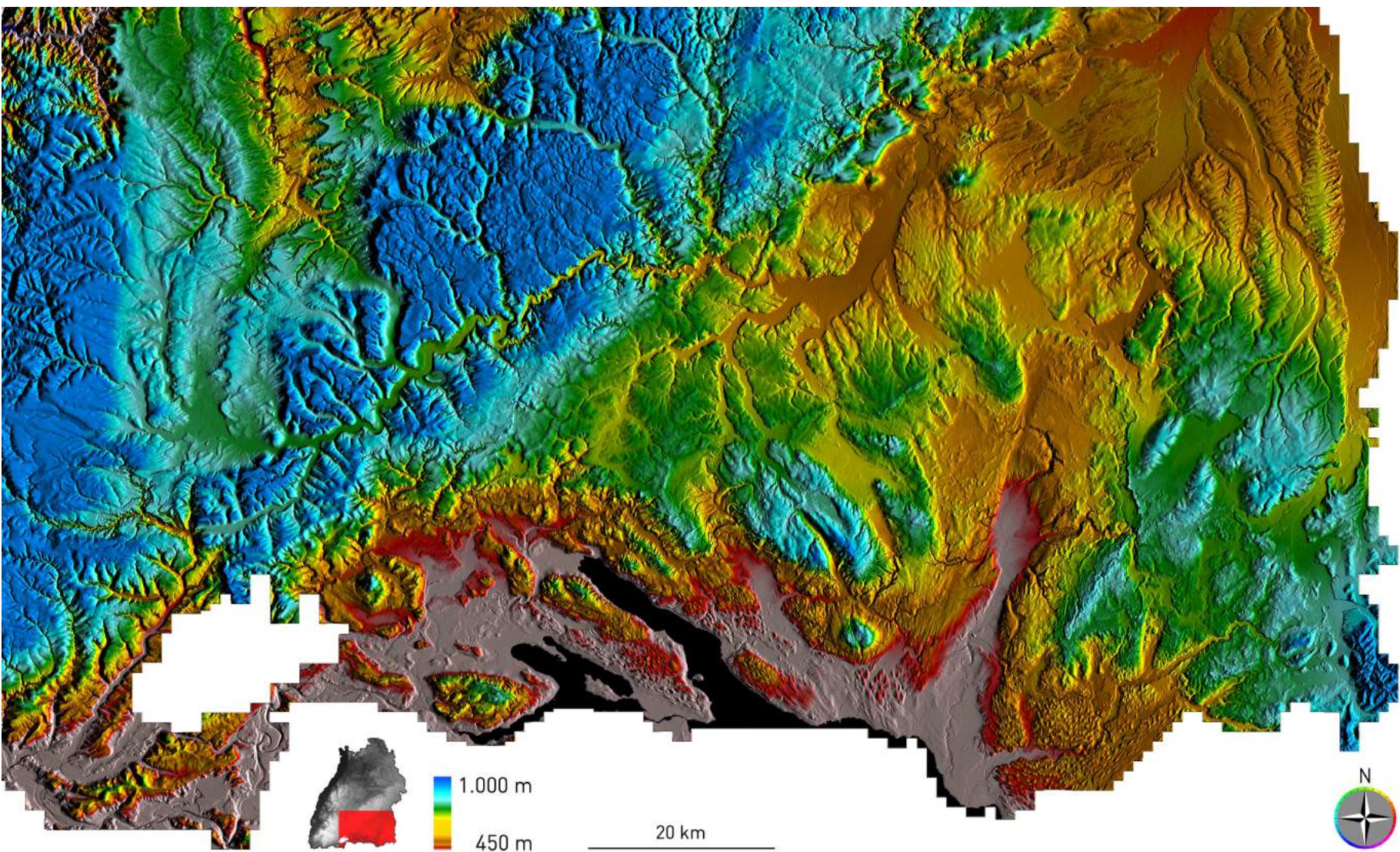
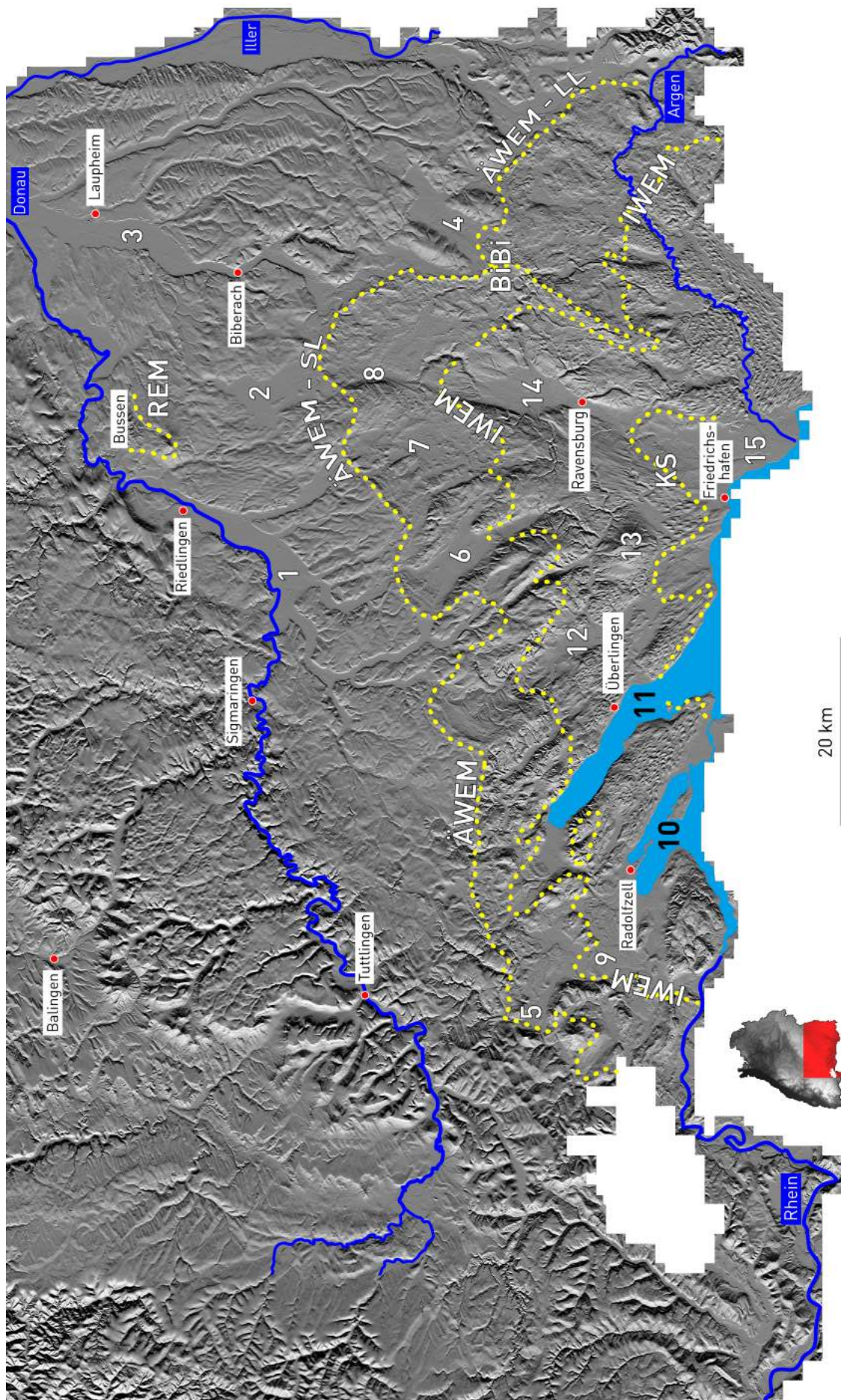


Abb. 19: Farbhöhencodiertes Schummerungsmodell des Untersuchungsgebietes in Oberschwaben. Schwarz: Teile des Bodensees. DGM im LOD 2, mit 4-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 90/33. Nach BECKENBACH et al. 2014.

Abb. 20 : Wichtige **quartärgeologische Merkmale in Oberschwaben**. In diesem Maßstab erkennbare glaziale Landformen sind **Endmoränen** (gelb gepunktete Linien): Reißendmoräne (REM), Äußere Würmendmoräne (ÄWEM) mit Bifurkation bei Binzen (BiBi), Innere Würmendmoräne (IWEM) mit Leutkirchlobus (ÄWEM-LL) und Schussenlobus (ÄWEM-SL) des Rheingletschers, Endmoräne des „Konstanzer Stadiums“ (KS). **Subglaziale Becken und Schotterebenen:** Riedlinger Ebene (1), Federsee-Ebene (2), Laupheimer Ebene (3), Wurzacher Ried (4), Bibertal (5), Pfrunger Ried (6), Altshausener Becken (7), Oberes Schussenbecken (8), Aachener Ebene (9), Zeller See (10), Überlinger See (11), Tal von Salem (12), Föhrenried (14), Unteres Schussenbecken (15). **Drumlins und weitere glaziale bis periglaziale Strukturen:** Radial angeordnete Drumlins, überwiegend zwischen Innerer Würmendmoräne und Konstanzer Stadium. Der Gehrenberg (13) ist aus spätmiozäner Oberer Süßwassermolasse aufgebaut. Blau: Teile des Bodensees. DGM im LOD 2, mit 4-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 90/33. Nach BECKENBACH et al. 2014.



5.1 Landschaftsgeschichte von Oberschwaben

Oberschwaben ist deutlich geprägt von alpinen pleistozänen Vereisungen, bei denen der Rheingletscher mehrmals bis ins Alpenvorland vordrang und die tertiäre Landschaft umgestaltete. PENCK & BRÜCKNER führten 1909 für die Kaltzeiten im süd(west)deutschen Alpenvorland die Bezeichnungen Günz, Mindel, Riß und Würm ein (HABBE 2007). Mittlerweile wurde die Gliederung mehrmals angepasst; eine Übersicht für Süddeutschland gibt Abb. 21. Hiernach umfasst das Frühpleistozän die Donau- und Mindelkaltzeit, das Mittelpleistozän den Hoßkirch- und Rißkomplex und das Spätpleistozän den Würmkomplex. Nach ELLWANGER et al. (2011a) und VILLINGER (2011) drangen die Gletscher im Früh- und Mittelpleistozän weiter ins Alpenvorland vor als im spätpleistozänen Würmkomplex.

Der spätpleistozäne Würmkomplex (in der Schweiz: Birrfeld-Vereisung; GRAF 2009, KELLER & KRAYSS 2010, ELLWANGER et al. 2011b, PREUSSER et al. 2011) dauerte von 115 Ka bis 11,6 Ka (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002, LITT et al. 2005). Im nordalpinen Alpenvorland dauerte diese letzte Vereisung bis 11,5 Ka (SCHREINER 1997, EBERLE et al. 2007, DE GRAAFF et al. 2007 und VILLINGER 2011). Die Zeitspanne von etwa 115 Ka bis 25 Ka ist geprägt von wiederholten Wechseln zwischen wärmeren und kälteren Episoden (SCHREINER 1997, EBERLE et al. 2007, DOPPLER et al. 2011 und VILLINGER 2011). Erst ab 25 Ka, also am Beginn des LGMs, waren nicht nur die Alpen, sondern auch das nördliche Alpenvorland vereist (VILLINGER 2011). Die Eisdecke baute sich mehr als 60 km weit ins Vorland vor (EHLERS 2011).

DE GRAAFF et al. (2007) stellen die maximale Vereisung in die Zeit von 25 Ka bis 15 Ka; lokal habe der Eisvorbau möglicherweise bereits 30 Ka begonnen. Kalibrierte ^{14}C -Altersdatierungen deuten auf eine maximale Eisausdehnung zwischen 24 Ka und 20 Ka (Tab. 3). Im Unterschied dazu setzen BINI et al. (2009) die maximale Eisausbreitung in der Zeit von 20 Ka bis 18 Ka an. Zu dieser Zeit sind aus den Untersuchungen der Sauerstoff-Isotopie die niedrigsten Temperaturen bekannt (DOPPLER et al. 2011). Nach PREUSSER et al. (2011) dauerte die Eisbedeckung im heutigen Bodenseegebiet von 26 Ka bis 17,5 Ka, wohingegen die Gletscher in Bayern erst zwischen 16 Ka und 15 Ka abschmolzen (REUTHER et al. 2011). Nach SCHREINER (1992) ist das Alpenvorland in der spätglazialen Phase (15 Ka bis 11,5 Ka) eisfrei. Nach dem Abschmelzen blieb eine Eiszerfallslandschaft zurück, die in weiten Teilen noch heute erhalten ist.

Äußere und Innere Würmendmoräne

Innerhalb des Würmkomplex gab es zwei Eisvorstöße ins Vorland, welche markiert sind durch die ältere Äußere (Außenwallwürm oder Äußere Jungendmoräne, ÄJE) und die jüngere Innere (Innenwallwürm oder Innere Jungendmoräne, IJE) Würmendmoräne. Im Vergleich zu den vorangegangenen Vereisungen reichte die Würmvereisung weniger weit nach Norden, jedoch etwas weiter nach Westen (VILLINGER 2011: 181). Während des letzten großen Gletschervorstoßes im Würmhochglazial (SCHREINER 1997, Schaffhausen-Stadium: SCHREINER 1992, Recessional Complex, RC I: De Jong 1983 in DE GRAAFF et al. 2007: 27ff) bildete sich vor etwa 20 Ka (Tab. 3) die Äußere Würmendmoräne. Der Gletscher,

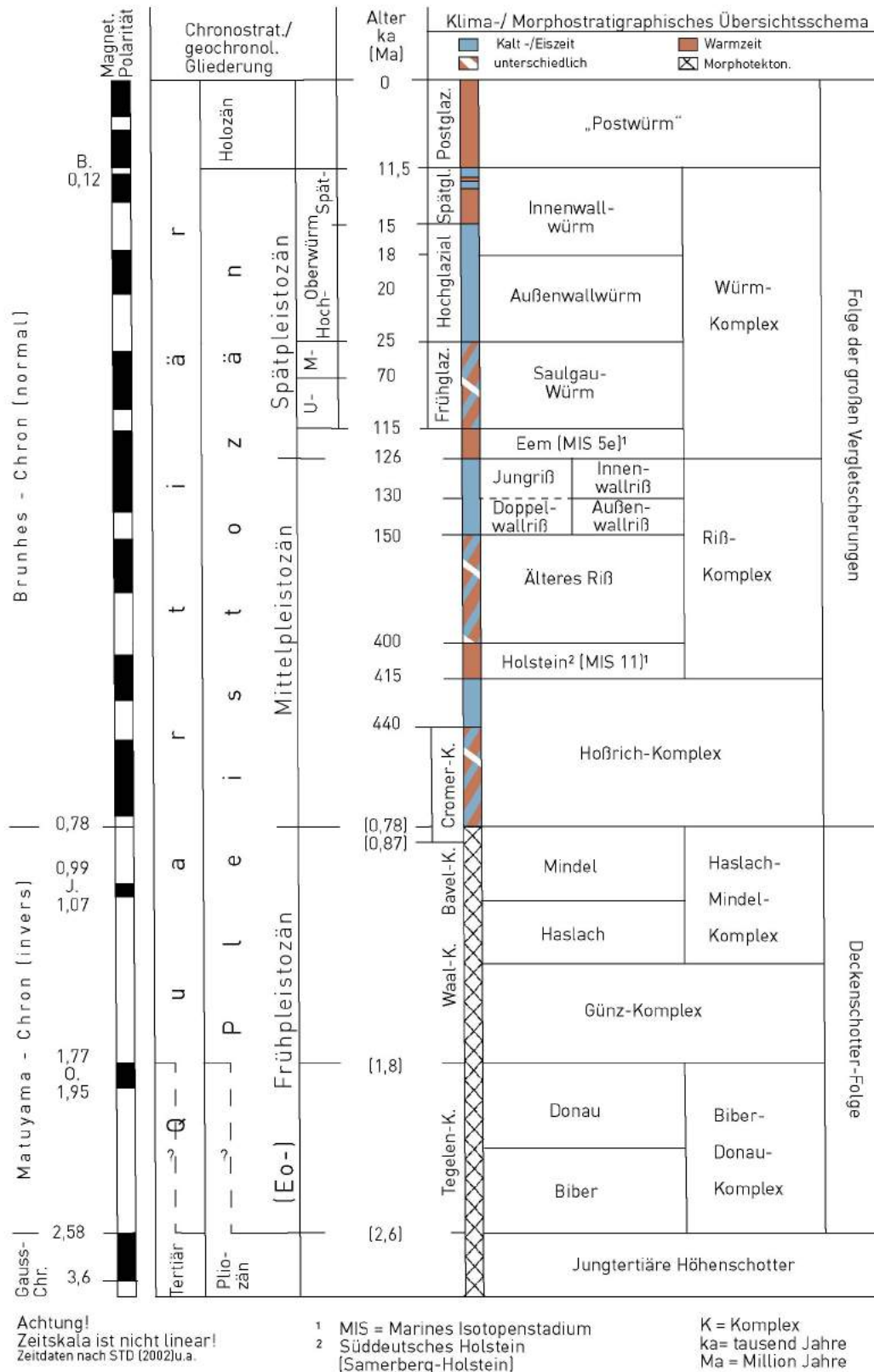


Abb. 21: Klima und Morphostratigraphie im Pleistozän in Südwestdeutschland; verändert nach EBERLE et al. (2007).

der die Innere Würmendmoräne (SCHREINER 1992: Stein am Rhein-Stadium, De Jong 1983 in DE GRAAFF et al. 2007: RC II) schuf, war kleiner als der Gletscher, der die Äußere Würmendmoräne schuf (Abb. 20). In der Literatur werden zahlreiche Alter für die Innere Würmendmoräne genannt; kalibrierte ^{14}C -Alter streuen um 18,5 Ka (Tab. 3).

Der Abschmelzprozess zwischen diesen beiden Stadien verlief nach EBERLE et al. (2007) ungleichmäßig und war sehr wahrscheinlich von zwei oder drei erneuten Vorstößen unterbrochen, die ein komplexes Muster unvollständiger, lokaler Moränenrücken („Eiszerfallsmoränen“) hinterließen. Am westlichen Rand des Bodensees machte SCHREINER (1992) eine Folge von neun lokalen Moränenrücken aus; sie spiegeln die Stadien des Abschmelzprozess wider. Den sechsten bis achten Moränenrücken in dieser Sequenz parallelisiert SCHREINER (1992) mit der Inneren Würmendmoräne. Für das letzte mit Endmoränen dokumentierte Stadium der Vorlandvereisung führte er das „Konstanzer Stadium“ ein (De Jong 1983 in DE GRAAFF et al. 2007: Recessional complex III, RC III). In der Literatur veröffentlichte Alter für dieses Stadium streuen weit; kalibrierte ^{14}C -Alter häufen sich um 14 Ka (Tab. 3). Nach SCHREINER (1992) verweilte der Rheingletscher während des Konstanzer Stadiums nur kurz an einer Position, bis er so weit abschmolz, dass er nur noch das von ihm selbst ausgehobelte (VILLINGER 2011, KELLER 2009) Bodenseebecken ausfüllte.

Tab. 3: Veröffentlichte Altersdaten (BP, before present) zu den Würmendemoränen bzw. zum Alter der Vorstöße in Oberschwaben und angrenzenden Gebieten. * = ^{14}C -Alter, recalibriert von DE GRAAFF et al. (2007); - keine Aussage zur Höhe der Gletscheroberfläche.

Zitat	Alter	Lokalität	Höhe Gletscheroberfläche
Äußere Würmendemoräne			
VILLINGER (2011)	20 Ka	Außenwallwürm	-
DE GRAAFF et al. (2007)	20 Ka (ca. 24 Ka cal.*)	Bregenz	1500-1600 m
		Feldkirch	>1700 m
PREUSSER (2004)	24 bis 21 Ka	Nordschweiz	-
KELLER & KRAYSS (1993b)	20 bis 18 Ka	Bregenz	ca. 1150 m
DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN (1993)	17,5 Ka	-	-
Geyh (in SCHREINER 1992)	20 195 ± 140 a bis 19 895 ± 1580/1320 a (ca. 24,5 bis 21,5 Ka cal.*)	Binningen und Geißlingen	-
Innere Würmendemoräne			
DE GRAAFF et al. (2007)	19,4 bis 18,4 Ka	Bregenz	1100-1250 m
		Feldkirch	1500-1400m
De Graaff & De Jong 1995 (in DE GRAAFF et al. 2007)	16 bis 15 Ka	-	-
Geyh (in SCHREINER 1992)	18 530 ± 1045/925 a	Markelfingen	-
GEYH & SCHREINER (1984)	14 800 ± 120 a (ca. 18 Ka cal.*)	Steisslingen	-
De Jong 1983 (in DE GRAAFF et al. 2007)	15 090 ± 80 a (ca. 18,4 Ka cal.*)	Karsee bei Wangen	-
Konstanzer Stadium			
DE GRAAFF et al. (2007)	17,3 bis 16,8 Ka	Bregenz	700 bis 750 m
		Dornbirn	850 m
De Jong et al. 1995 (in DE GRAAFF et al. 2007)	14,6 bis 14,1 Ka	Bregenzer Wald	-
KELLER & KRAYSS (1993a)	14,5 Ka	Feldkirch	1050 m
GEYH & SCHREINER (1984)	14,1 ± 115 Ka (ca. 16,8 Ka cal.*)	Hinterhausen, Konstanz	-

Dauer und Korrelation der verschiedenen Stadien der spätpleistozänen Würmvereisung im nordalpinen Alpenvorland sind noch immer Gegenstand kontroverser Diskussion (PREUSSER 2004, LITT et al. 2005, DE GRAAFF et al. 2007, IVY-OCHS et al. 2008, KELLER & KRAYSS 2010, DOPPLER et al. 2011, ELLWANGER et al. 2011b, PREUSSER et al. 2011 und REUTHER et al. 2011). Möglicherweise liegt die Ursache dafür in lokalen oder regionalen Unterschieden, wie der Gletscher auf Klimaveränderung reagierte (LITT et al. 2005) oder in unterschiedlicher Eisdynamik in Abhängigkeit vom Relief des Untergrunds und mikroklimatischen Besonderheiten (DOPPLER et al. 2011, REUTHER et al. 2011). Außerdem ist nach PREUSSER (2004) die Korrelation zwischen gut datierten terrestrischen Ablagerungen und den marinen Isotopenstadien unvollständig und liefert daher keine weiteren Hinweise auf das Alter der Moränen oder anderer glazialer Phänomene. GEYH & SCHREINER (1984) liefern einige radiometrische ^{14}C -Altersdatierungen an Knochen- und Stoßzahn-Fragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet aus Baden-Württemberg und REUTHER et al. (2011) geben ^{10}Be -Oberflächenaltersdaten von Moränenblöcken des Vorlandgletschers aus Bayern. Eine Übersicht über die Abfolge der Würmvereisungen im Spätpleistozän des Bodenseegebiets bieten DE GRAAFF et al. (2007: 27).

5.2 Glaziale Strukturen in Oberschwaben

Dieses Kapitel bietet eine Übersicht über den eiszeitlichen Formenschatz Oberschwabens und zeigt, wie diese Landformen im DGM qualitativ zu erkennen und zu kartieren sind. Neben bekannten Strukturen, wie beispielsweise Moränen oder Drumlins, stelle ich neue geomorphologische Strukturen vor, die bei der Erkundung des DGMs aufgefallen (Kap. 5.2.6 und 5.2.7), aber bisher in der Literatur nicht erwähnt sind.

5.2.1 Endmoränen

In den Kartenblättern der amtlichen geologischen Kartierungen im Maßstab 1:25 000 sind Endmoränen durchweg präzise ausgewiesen. Die ältesten Endmoränen (Rißvereisung und älter) sind im DGM nicht zu erkennen. Eine Ausnahme ist die rißeiszeitliche Endmoräne am Bussen in der Nähe von Riedlingen (REM in Abb. 20). Im Gegensatz dazu bilden die Endmoränen des Letzteiszeitlichen Maximums (ÄWEM in Abb. 20) typischerweise 15 bis 20 m hohe Rücken, welche deutlich im DGM zu erkennen sind und im Detail kartiert werden können. Die Identifizierung im DGM entspricht von der Genauigkeit her derjenigen in den 1:25 000-Kartenblättern und übertrifft diese stellenweise (zum Beispiel im Bereich der Bifurkation von Binzen und der Moräne des Konstanzer Stadiums, BiBi und KS in Abb. 20). Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind die Würmendmoränen (ÄWEM und IWEM in Abb. 20) weniger gut erhalten als im östlichen Bereich, können im DGM aber dennoch

nachgezeichnet werden. Eine Ursache für den unterschiedlichen Erhaltungszustand liegt im steileren Gradienten des Untergrunds am westlichen Rand der großen subglazialen Becken (Abb. 19).

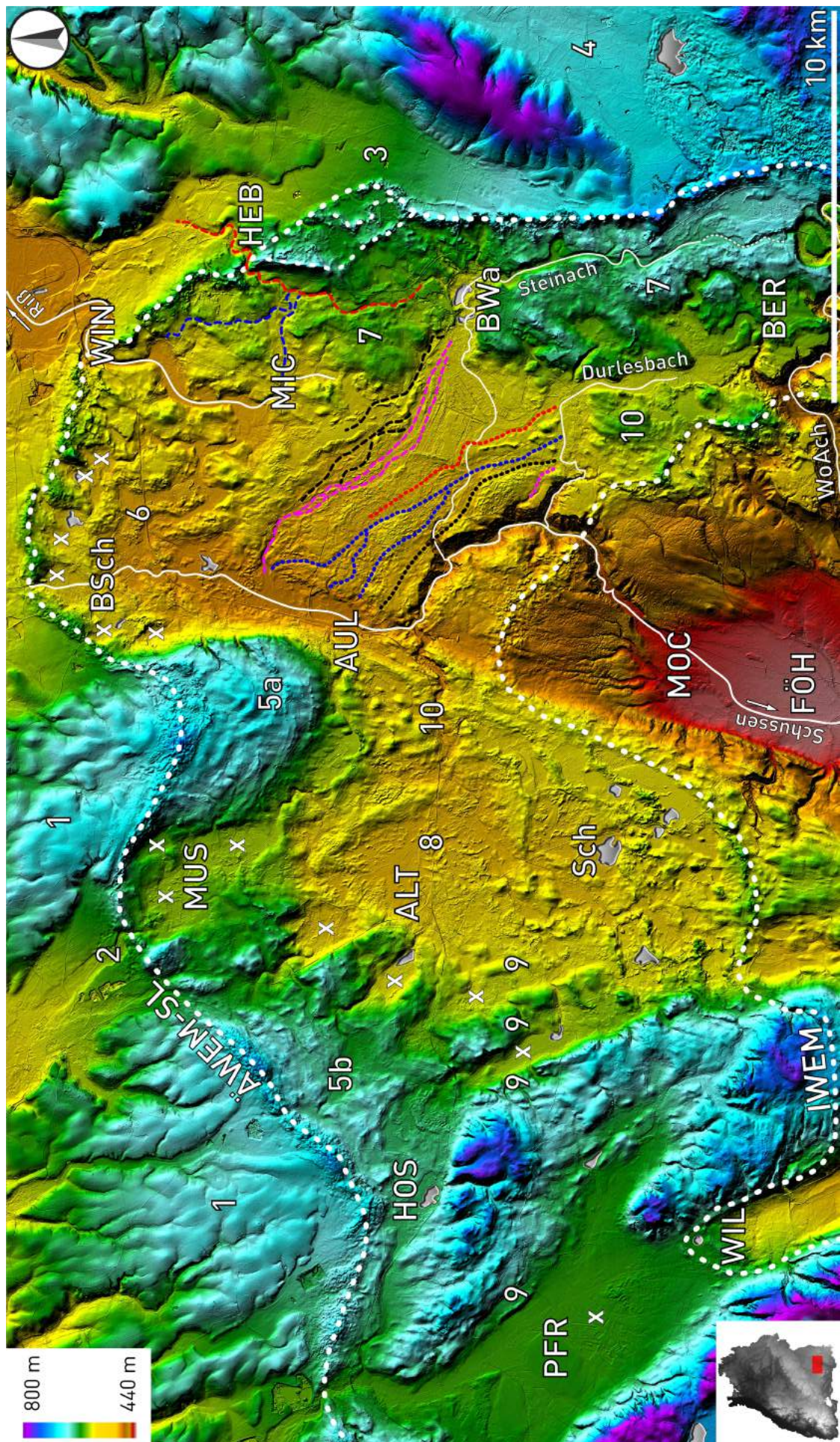
In der Nähe des Dorfes Binzen weist die Äußere Würmendoräne eine deutliche Gabelung (Bifurkation) auf (BiBi in Abb. 20). An dieser Stelle schneidet die Äußere Würmendoräne des westlichen Schussenlobus (ÄWEM-SL in Abb. 20) die Äußere Endmoräne des östlichen Leutkirchlobus (ÄWEM-LL in Abb. 20) ab. Dieses Überschneidungsmerkmal beweist, dass der Schussenlobus (ÄWEM-SL) länger aktiv war als der Leutkirchlobus (ÄWEM-LL); mehr dazu im Kapitel 5.2.7.

Zwischen der Äußeren und der Inneren Würmendoräne liegt ein Gürtel unvollständiger, lokaler Moränenrücken. Diese Moränenrücken haben einen ähnlichen Querschnitt wie die Endmoränen und verlaufen parallel zu diesen, sind jedoch im Vergleich zu den Endmoränen nur abschnittsweise vorhanden. Zahlreiche Toteislöcher verleihen diesen diskontinuierlichen, lokalen Moränenrücken eine muldenreiche Oberfläche, wie aus dem DGM hervor geht.

Innerhalb dieses Gürtels finden sich weitere Formen von Moränen beziehungsweise Moränenrelikten (*fragmentary, kettled* und *hummocky moraines* nach DYKE & SABELLE 2000 und SALCHER et al. 2010, Kap. 5.2.2), die typisch sind für Eiszerfallslandschaften; mehr dazu im folgenden Kapitel 5.2.2. Im Gebiet des Schussenlobus (ÄWEM-SL in Abb. 20), insbesondere in den flachen Becken bei Aulendorf und Altshausen (7 und 8 in Abb. 20), dokumentiert eine Vielfalt von Landformen den Prozess des Eisabschmelzens. Details finden sich in Abb. 22 und 25. Dass die Eiszerfallsmorphologie dort so gut erhalten ist, liegt an der Nähe zur heutigen Wasserscheide von Donau und Rhein, die verhindert, dass die Landformen starker Erosion ausgesetzt sind. Im gesamten Untersuchungsgebiet sind Moränenrelikte lokal verbreitet. Eine systematische, konzentrische Anordnung, wie sie SCHREINER (1974, 1992) erkannte, ist bereichsweise zu beobachten, jedoch gibt es aus Mangel an radiometrischen Altersdaten keine Möglichkeit, daraus kurzzeitige Vorstoßstadien zu rekonstruieren.

Abb. 22 : Die **Eiszerfallslandschaft im Großraum Aulendorf** zwischen der Äußeren (weiß gepunktete Linie, ÄWEM-SL) und der Inneren Würmendmoräne (weiß gepunktete Linie, IWEM), entstanden während des Abschmelzen des Schussenlobus des Rheingletschers (Gebiete 6, 7, 8 in Abb. 20). Außerhalb der Äußeren Würmendmoräne sind ältere (rißeiszeitliche) **Drumlinfelder** (1) von mehrfachen Soliflukationsprozessen überprägt und die **Schotterebenen** Saulgauer Ebene (2), Riedtal-Ebene (3) und Haidgauer Heide (4) sind von Durchbrüchen durch die Äußere Würmendmoräne gespeist. Der **Schussenlobus der Äußeren Würmendmoräne** (ÄWEM-SL) hat im westlichen und nördlichen Bereich viele Toteislöcher. Auf der Innenflanke der Äußeren Würmendmoräne liegen zahlreiche kilometergroße **Randbecken** (x). **Moränenrelikte** innerhalb der Äußeren Würmendmoräne sind im nordwestlichen Bereich gut zu erkennen (5a, 5b); flache Rücken reliktscher Moränen im obersten Schussental (6) sind im östlichen Teil zu chaotischen Eiszerfallsformen mit unregelmäßigen Moränenrelikten (7) überarbeitet. Abb. 25 zeigt diese Details in höherer Auflösung. Weitere Eiszerfallsformen sind **Eskerrelikte** (8), **mögliche Kameterrassen** (9) und **mögliche Relikte älterer (rißeiszeitlicher) Drumlins** (10). Steinachtal und Durlesbachtal entstanden wahrscheinlich als **eisrandparallele Rinnen**, wobei der Oberlauf der Steinach sich zunächst parallel zum Eisrand nach Norden fortsetzte (rot und blau gestrichelte Linien) und als möglicherweise subglaziale Rinne die Äußere Würmendmoräne durchbrach. Mit fortschreitendem Eiszerfall verlagerte sich das nun verflochtene System (schwarz und violett gestrichelte Linien) zum schwindenden Eisrand. Möglicherweise überformte es dabei lokale Moränenrelikte stromlinienartig. Als Nachfolger des Steinach-Systems entwickelte sich der Durlesbach ähnlich, entwässerte zunächst ebenfalls nach Norden (rot, blau und schwarz gepunktete Linien) in die mittlerweile wohl von der Steinach verlassene Zopfstrom-Ebene und verlagert seinen Lauf zum schwindenden Eisrand. Schließlich bricht er zum Schussental durch (violett gepunktete Linie). Nachdem die Gletscherfront in das Föhrenried-Becken zurückgewichen war kam es im Schussentobel (zwischen Aulendorf, AUL und Mochenwangen, MOC) zur **postglaziale Flusseinschneidung**.

Die Beschriftung folgt von Nord nach Süd und von West nach Ost: BSch: Bad Schussenried, WIN: Winterstettenstadt, MUS: Musbach, HEB: Hebershaus, MIC: Michelwinnaden, AUL: Aulendorf, HOS: Hoßkirch, ALT: Altshausen, BWa: Bad Waldsee, PFR: Pfrunger Ried, SCH: Schrekensee, MOC: Mochenwangen, WIL: Wilhelmsdorf, BER: Bergatreute, FÖH: Föhrenried, WoAch: Wolfegger Ach. Graue Flächen sind Seen. DGM im LOD 3, mit 6-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 60/37. Nach BECKENBACH et al. (2014).



5.2.2 Eiszerfallsmoränen und lokale Moränenrücken („kettled moraines“, „hummocky moraines“ und „fragmentary moraines“)

Eine Moräne, deren Oberfläche viele Mulden aufweist, wird von SALCHER et al. (2010) als „*kettled moraine*“ bezeichnet; ehemalige Toteislöcher sind für diese Mulden verantwortlich. Diese *kettled moraines* sind besonders gut in hochauflösenden DGM zu erkennen. Als „*hummocky moraines*“ bezeichnen EVANS (2006) und MUNRO-STASIUK & SJOGREN (2006) unregelmäßige Hügel, die entstanden, als der Gletscher abschmolz und sein mitgeführtes Geschiebe abgelagerte. Stellenweise wurden diese Ablagerungen von Schmelzwasser überarbeitet; seitlich können sie sich mit Eskern oder Kameterrassen verzahnen.

Im nördlichen und nordwestlichen Teil von Abb. 22 ist die Äußere Würmendoräne (weiß gepunktete Linie, ÄWEM-SL) von zahlreichen Toteislöchern durchsetzt, wohingegen sie sich im östlichen Teil als scharf begrenzter Rücken durch die Landschaft zieht. Innerhalb der Äußeren Würmendoräne pausen sich parallel zum Hauptrücken Abfolgen von eng nebeneinander liegenden (etwa 1 km Abstand) Moränenfragmenten durch (WEIDENBACH 1975a; 5a,b in Abb. 22). In größerem Maßstab (Abb. 25) sind bis zu sechs parallele Rücken auszumachen, die stellenweise (von Schmelzwasser) überarbeitet oder von Toteislöchern durchsetzt sind, insbesondere östlich und südöstlich von Bad Schussenried (6 in Abb. 22 und weiß gestrichelte Linien in Abb. 25). Im östlichen Teil ist dieser Gürtel aus Moränen und Moränenfragmenten nur als chaotische Eiszerfallsformen (7 in Abb. 22) erhalten.

Die Innere Würmendoräne bildet einen nahezu durchgängigen Rücken (IWEM in Abb. 22). Nur an den Stellen, an welchen sie das Schussental quert, ist sie teilweise erodiert. Nördlich der Inneren Würmendoräne sind Moränenfragmente („*fragmentary moraines*“) im Altshausener Becken (gestrichelte Linien in Abb. 26) erhalten. In den Senken zwischen diesen lokalen Moränenfragmenten entwickelten sich nach der Vereisung Torfmoore und kleine Seen wie beispielsweise der Schreckensee (Sch in Abb. 22) sind bis heute erhalten.

Bevor der Rheingletscher endgültig bis in das Zungenbecken des Bodensees abschmolz, verweilte er in einer kurzen stationären Phase („Konstanzer Stadium“ nach SCHREINER 1974; KS in Abb. 20 und Abb. 23) und hinterließ entweder eine Endmoräne oder eine erosive Stufe. Diese Stufe ist im DGM als Grenze zwischen gut erhaltenen (nördlich der KS-Linie) und teilweise abgeflachten (südlich der KS-Linie) Drumlins zu erkennen (Abb. 23, Details in Abb. 29).

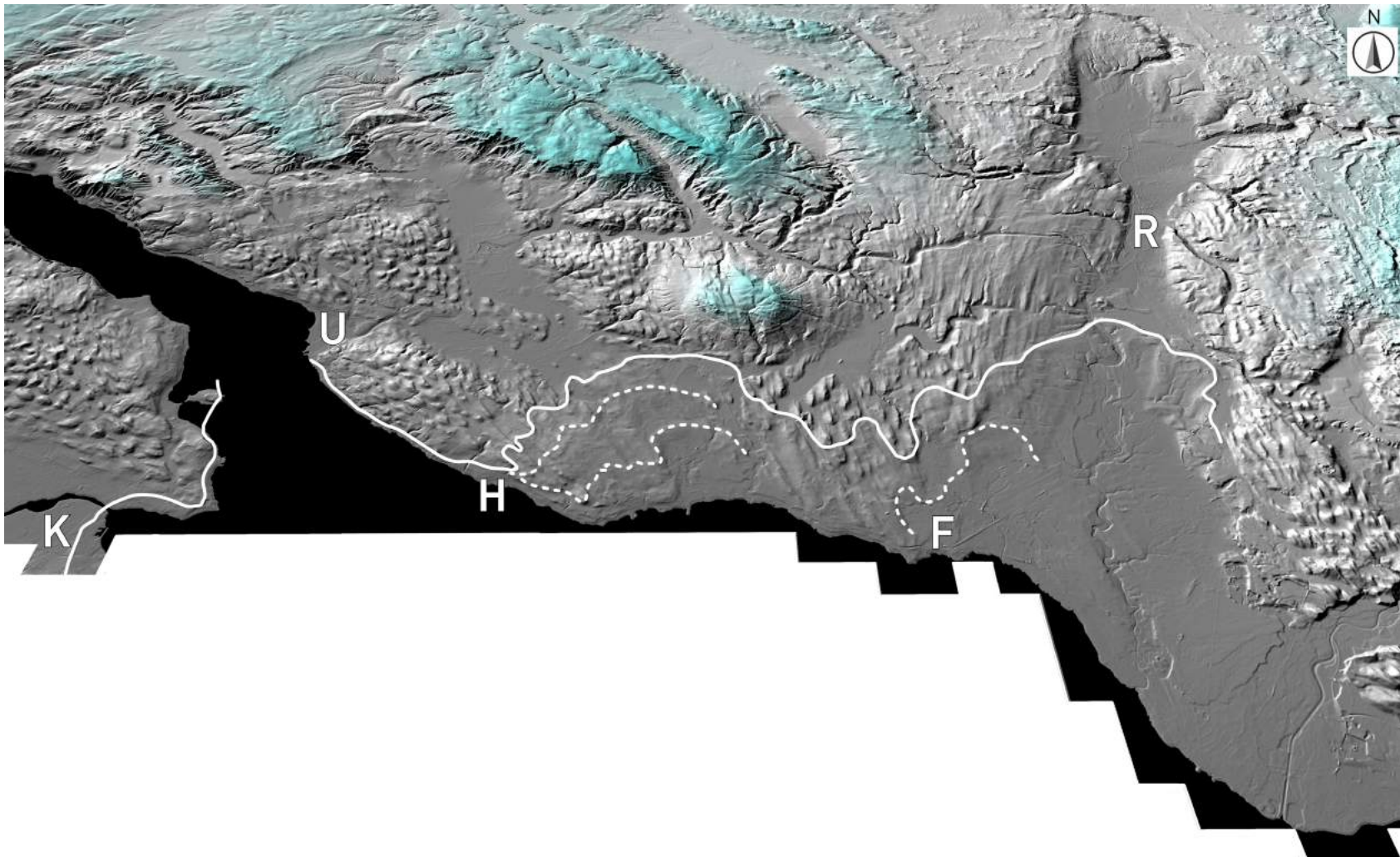


Abb. 23: Ausstrich von Endmoräne und lokalen kliffähnlichen Abschürfungsmerkmalen (weiße Linie) des **Konstanzer Stadiums**. Symmetrie und Gestalt der diskontinuierlichen Bögen von **lokalen Moränenrücken** (gestrichelte weiße Linien) deuten auf einen Eisstrom aus Südosten. K: Konstanz; U: Uhldingen; H: Hagnau; F: Friedrichshafen; R: Ravensburg; schwarz: Teil des Bodensees. Wegen der perspektivischen Ansicht verändert sich der Maßstab zwischen Vorder- und Hintergrund. Friedrichshafen ist von Konstanz etwa 22 km und von Ravensburg etwa 18 km entfernt. Für einen größeren geographischen Überblick siehe Abb. 20.

5.2.3 Subglaziale Becken (Zungenbecken) und Schotterebenen

Im DGM sind außerhalb der Äußeren Würmendoräne vier zehnerkilometerweite Ebenen zu beobachten. Die Ebenen von Riedlingen, Federsee, Laupheim und das Wurzacher Ried (1, 2, 3, 4 in Abb. 20) zeigen gut erhaltene Ablagerungen verflochtener Flusssysteme. SCHREINER (1992) und ELLWANGER et al. (2011a) betrachten diese Ebenen als späte (würmeiszeitliche) Schotterebenen, die auf älteren (rißeiszeitlichen) Ablagerungen in rißeiszeitlich oder älteren subglazialen Becken liegen und ihren Ursprung an Durchbrüchen durch die Äußere Würmendoräne hatten. Einige der alten subglazialen Becken reichen weit nach Norden (beispielsweise das Becken von Laupheim, 3 in Abb. 20). Sobald das würmeiszeitliche Eis bis hinter (also südlich) die Donau-Rhein-Wasserscheide abgeschmolzen war, reduzierte sich der Abfluss in die Schotterebenen außerhalb der Äußeren Würmendoräne (1, 2, 3 in Abb. 20) auf kleine Bäche. Im Donautal bei Riedlingen (Abb. 24) entstand als Konsequenz seines geringeren Gefälles und der geringeren Abflussmengen aus dem verflochtenen Flusssystem (1 in Abb. 24) ein mäandrierendes Flusssystem (6 in Abb. 24); die Donau arbeitete den nördlichen Teil der Talfüllung zu sich ständig verlagernden Mäanderbänken um. Im Riedlinger Becken ist es im DGM möglich, zwischen Relikten des verflochtenen proglazialen Systems und dem holozänen mäandrierenden Flusssystem zu unterscheiden (Abb. 24).

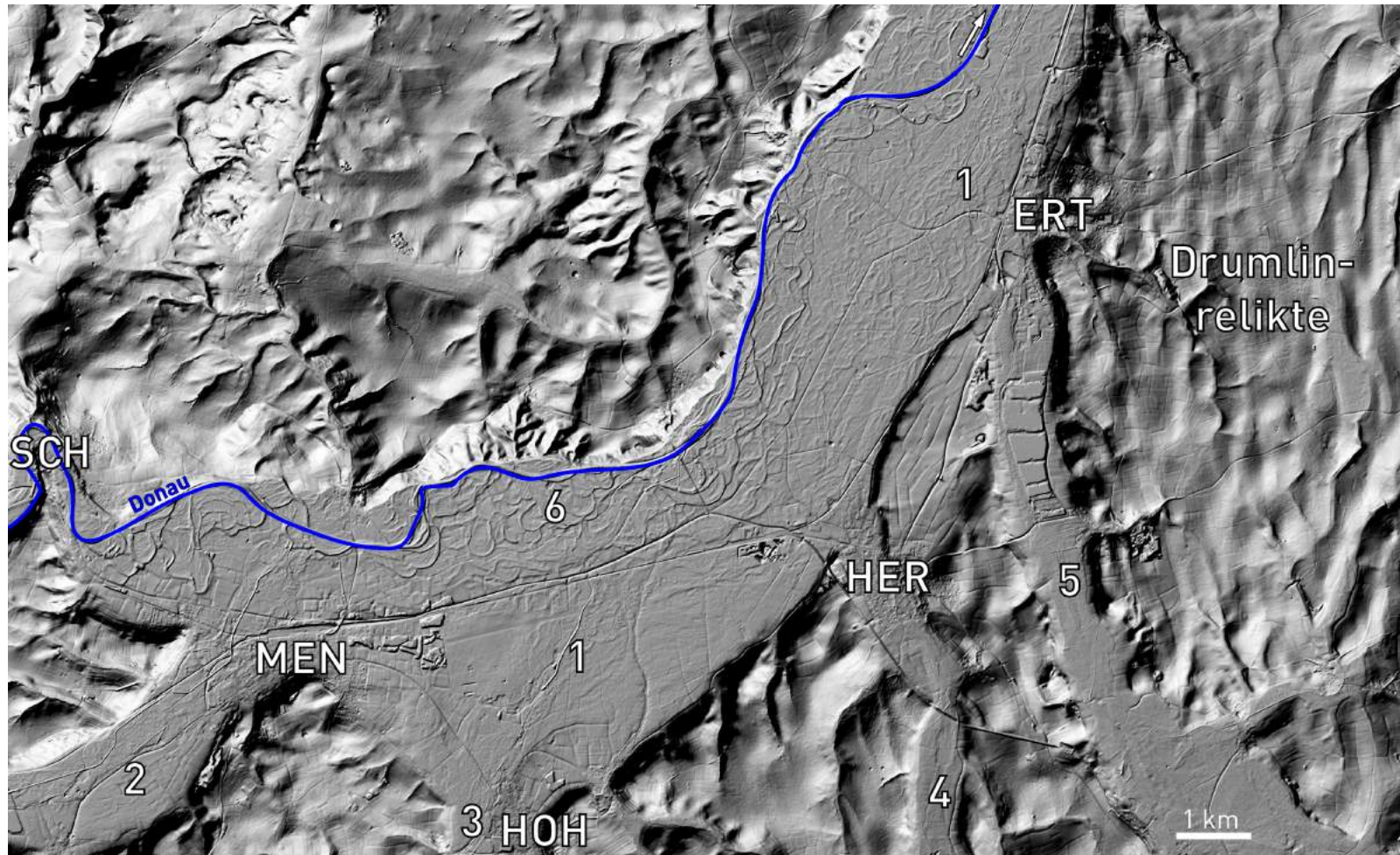


Abb. 24: Mäanderebene der Donau (blau) flussaufwärts von Riedlingen (zur Lage siehe 1 in Abb. 20). Während des beginnenden Abschmelzprozesses dominierte ein **verflochtenes Flusssystem** (1), gespeist von Vorläufern des Andelsbachs (2), der Ostrach (3), dem Wagenhauser Bach (4) und der Schwarzach (5), die heute nur noch kleine Bäche sind. Der Wechsel zu einem **mäandrierenden Abflussregime** (6) trat ein, als die Gletscherfront hinter (südlich) die Wasserscheide von Donau und Rhein zurückwich und sich dadurch die Abflussmenge stark verringerte. ERT: Ertingen; HER: Herbertingen; HOH: Hohentengen; MEN: Mengen; SCH: Scheer; Drumlinrelikte aus der vorhergehenden Vergletscherung (Riß). DGM im LOD 5, mit 10-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 135/35. Nach BECKENBACH et al. (2014).

Innerhalb der Äußeren Würmendemoräne zeigt das DGM mehrere radial angeordnete Randbecken in unterschiedlicher Höhe (5 bis 12, 14 und 15 in Abb. 20). Diese randliche Anordnung der Becken wird von ELLWANGER et al. (2011b) beschrieben und interpretiert. In Abb. 20 ist zu sehen, dass die Becken in Richtung des ehemaligen Eisrandes abflachen; die oberflächliche Ausdehnung dieser Becken ist deutlich geringer als diejenige der älteren Randbecken außerhalb der Äußeren Würmendemoräne. Direkt innerhalb der Äußeren Würmendemoräne des Schussenlobus (ÄWEM-SL in Abb. 20) ist eine Serie kleinster Becken zu finden; dies sind wenige Kilometer große, elliptische Mulden; Details sind in Abb. 22 und 25 dargestellt (mit x markiert). Die Schotterebenen 5, 6, 12 und 14 in Abb. 20 unterschneiden ehemals leicht nach Norden geneigte Kiesebenen, was an dem postglazialen Gewässernetz zu erkennen ist, das entgegengesetzt zur rheinischen Abflussrichtung ausgerichtet ist. Dies deutet darauf hin, dass die Kiesebenen mit dem Gletscherschutt verfüllt wurden, der beim Abschmelzen der Gletscher entstand (SCHREINER 1992).

Als Ergebnis der wiederholten Gletschervorstöße im Alpenvorland schürften die Gletscher an ihrer Sohle zum Teil sehr tiefe (SCHREINER 2008: Bodenseebecken 400 bis 500 m, SCHREINER 1996: Wurzacher Becken etwa 200 m) Becken aus und formten so die typische randalpine Seenlandschaft. KELLER (2009) geht davon aus, dass das Bodenseebecken bereits im frühen Pleistozän (ab etwa 1 Ma) entstand. Nach PREUSSER et al. (2010) entstand das Hauptbecken des Bodensees während des Letzteiszeitlichen Maximums (ca. 16 Ka). Nach ELLWANGER et al. (2011a: 399) fand die Ausschürfung des Bodenseebeckens erst im Stadium der Inneren Würmendemoräne statt. Dieselben Autoren weisen jedoch darauf hin, dass bereits zur Zeit der Inneren Rißendemoräne zwei kleinere Vorgängerbecken des heutigen Bodenseebeckens (bei Friedrichshafen-Wangen und Konstanz-Singen) ausgeräumt wurden.

5.2.4 Subglaziale und eisrandparallele Schmelzwasserrinnen

Als Folge der Lage an der Wasserscheide zwischen Donau und Rhein ist im Gebiet von Aulendorf/Hebershaus/Bad Waldsee ein komplexes Muster von Rinnen im Detail erhalten (Abb. 22 und 25). Die Rinnen verlaufen entweder parallel zum zurückweichenden ehemaligen Eisrand oder senkrecht auf diesen zu. Wegen der hohen Auflösung des DGMs ist es möglich, diese Muster detailliert morphometrisch zu analysieren und so die glazio-fluviale Entwicklung zu rekonstruieren.

Nach BENNETT & GLASSER (2009: 148, 154) verlaufen subglaziale Rinnen im Allgemeinen senkrecht zum Eisrand und weisen ein konvexes, unregelmäßiges Längsprofil auf. Das konvexe Längsprofil ist eine höchst ungewöhnliche geomorphologische Erscheinung und wird dadurch erklärt, dass der hydraulische Gradient in Richtung des Eisrands abnehmen. Im Alpenvorland beschreiben SALCHER et al. (2010) die Eigenschaften subglazialer Täler wie folgt: gewundene Rinnen mit konvexen Längsprofilen, Tiefen bis 40 m, Breiten bis 500 m und Längen von mehreren Kilometern. Die Rinnen fließen am Austritt aus dem Eis zusammen und treffen dort auf proglaziale Schotterflächen. In Norddeutschland sind aus

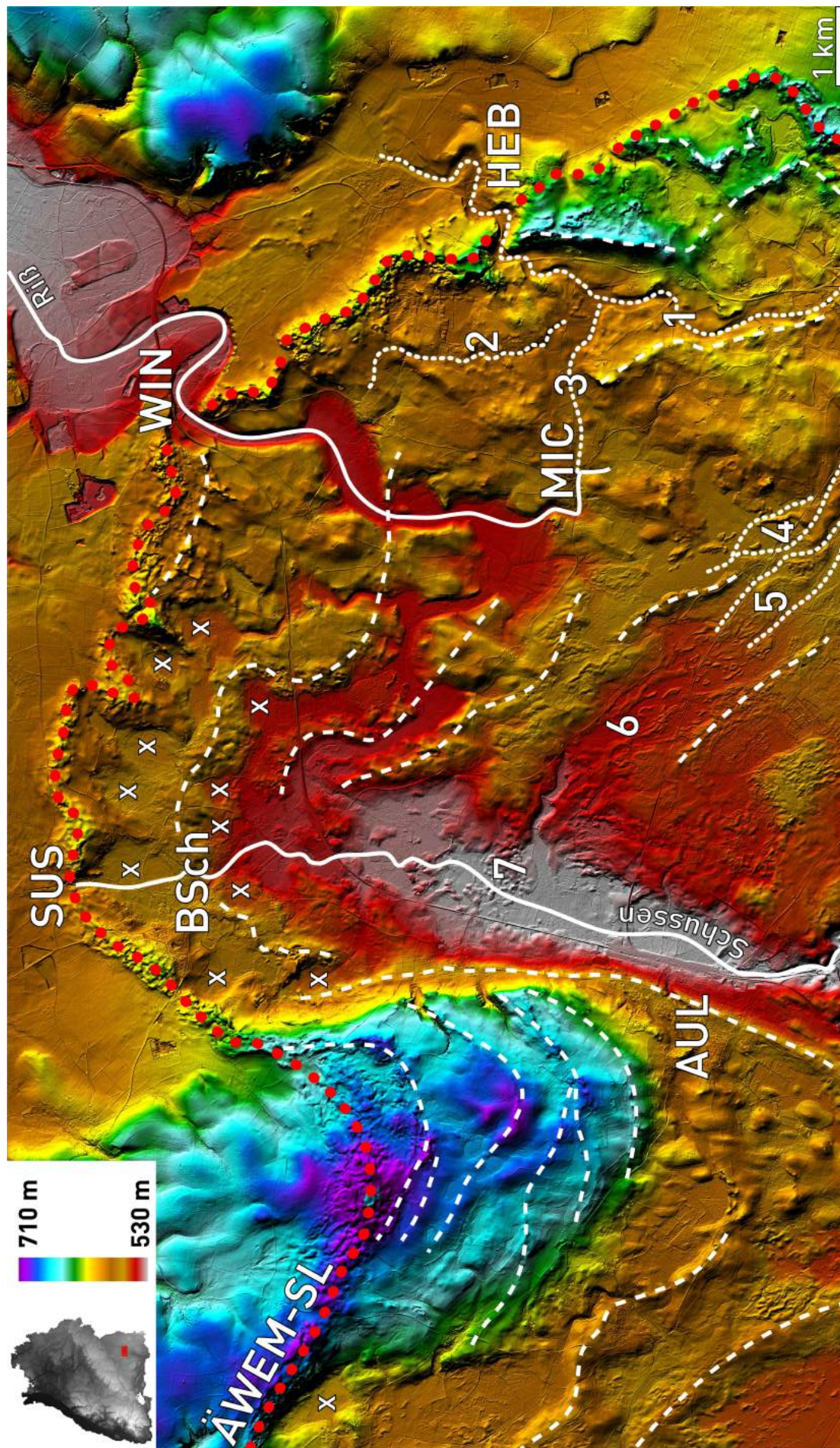
der Weichseleiszeit subglaziale Täler bekannt, die etwa zehnmal tiefer und zwanzigmal länger sein können als diejenigen im Alpenvorland (STACKEBRANDT 2009).

Aus Oberschwaben wurden solche subglazialen Täler bislang noch nicht beschrieben. Das hochauflösende DGM bietet nun die Möglichkeit, derartige Täler zu identifizieren. Im Einzelnen ist das der Oberlauf der Schussen. Flussaufwärts von Aulendorf flacht die Schussen in Richtung der Äußeren Würmendemoräne ab und erfüllt so teilweise die Merkmale subglazialer Rinnen, die BENNETT & GLASSER (2009) und SALCHER et al. (2010) auflisten. Möglicherweise entstand die Schussen als subglaziales Tal und entwässerte das kleine Obere Schussenbecken in Richtung des Schussenursprungs (SUS in Abb. 25) oder benachbarter Durchbrüche. Während der maximalen Ausdehnung des würmeiszeitlichen Gletschers hat die Entwässerung den Schussenursprung gequert und mit benachbarten Rinnen das angrenzende Federsee-Schotterfeld (2 in Abb. 20) gespeist. Ähnlich, aber in geringerem Ausmaß, könnte auch der Oberlauf der Riß zwischen Winterstettenstadt und Michelwinnaden (WIN und MIC in Abb. 25) ihren Ursprung als subglaziale Rinne haben und eine ehemalige Fortsetzung der Steinach bei Hebershaus (rot gestrichelt Linie und HEB in Abb. 22).

Eisrandparallele Rinnen haben GREENWOOD et al. (2007) und BENNETT & GLASSER (2009) als ein System beschrieben, das dazu neigt, eine Serie nahezu gerader Rinnenbetten zu bilden, die entlang der Höhenlinien verlaufen und plötzlich ihre Richtung ändern. Für den Bereich außerhalb der Äußeren Würmendemoräne beschreibt HANSEL (1989) nördlich von Isny im Allgäu ein ehemaliges Eisrandtal. Innerhalb der Äußeren Würmendemoräne ist im Raum Aulendorf (AUL in Abb. 22 und 25) ein gestaffeltes System von Rinnen zu erkennen, das parallel zur Endmoräne verläuft.

Das beste Beispiel bietet das Steinachtal, das im Oberlauf dem Verlauf der Äußeren Würmendemoräne folgt (Abb. 22). Im DGM wird offensichtlich, dass nördlich von Bad Waldsee (BWa in Abb. 22) das Steinachtal ursprünglich nach Norden entwässerte (gestrichelte rote Linie in Abb. 22 und gepunktete weiße Linie 1 in Abb. 25). Möglicherweise ist das Tal als subglaziale Rinne entstanden, die durch den Hebershaus-Durchlass entwässerte. Mit fortschreitendem Rückgang des Eises wanderten die

Abb. 25 : Eiszeitliche Landformen im nördlichsten Schussenlobus des Rheingletschers. Die Lage entspricht dem nordöstlichen Quadranten auf Abb. 22. Die Farbhöhenkodierung ist so angepasst, dass die weitläufige und komplex aufgebaute Ebene (rote Farbtöne) der Wasserscheide zwischen Donau (über die Riß) und Rhein (über die Schussen) deutlich wird. Auf der Innenseite der **Äußeren Würmendemoräne** (ÄWEM-SL, rot gepunktet) liegen zahlreiche elliptische **Randbecken** (x) und eine Folge von maximal acht lokalen Moränenrücken (weiß gestrichelt). Drei **subglaziale Täler** durchbrechen die Äußere Würmendemoräne: Das Tal entlang des oberen Schussenbeckens (grau) von Aulendorf (AUL) über Bad Schussenried (BSch) bis zum Schussenursprung (SUS), der Oberlauf der Riß nördlich von Michelwinnaden (MIC) bei Winterstettenstadt (WIN) und ein Durchbruch bei Hebershaus (HEB). Diese wurden gespeist von **eisrandparallelen Rinnen** (weiß gepunktet): Tal der Steinach (1) und deren Vorläufer (2, 3), Durllesbach und dessen Vorläufer (4, 5). Moränenrelikte sind bei 6 und 7 erhalten. Lage in Baden-Württemberg: siehe oben links mit Höhenfarbkodierung. DGM im LOD 5, mit 5-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 60/34. Nach BECKENBACH et al. (2014).



nun freiliegenden Teile der ehemaligen subglazialen Rinne als eisrandparallele Rinne in Richtung Westen (blaue gestrichelte Linie in Abb. 22; in Abb. 25 weiß gepunktete Linien 1, 2 und 3). Als das schmelzende Gletschereis schließlich das Gebiet um Bad Waldsee freilegte (BWa in Abb. 22), entstand eine Sequenz von Rinnen parallel zum sich immer weiter nach Süden verlagernden Eisrand (schwarz und violett gestrichelte Linie in Abb. 22; in Abb. 25 weiß gepunktete Linien 4 und 5). Dabei überarbeitete das Steinachsystem vereinzelte *hummocky moraines* zu stromlinienförmigen Relikten (6 in Abb. 25). Diese Formen sind im Gelände fast nicht zu erkennen, weil das Gebiet sehr stark bewaldet ist (Tannwald), wohl aber im stark überhöhten DGM.

Ein Nachfolger des eisrandparallelen Steinach-Systems ist der Durlesbach, der ursprünglich auch nach Norden entwässerte. Zunächst nährte er ein verflochtenes System nördlich von Bergatreute (rot und blau gepunktete Linie in Abb. 22) und floss dann nahe am heutigen Schussental (schwarz und violette gepunktete Linie in Abb. 22). Der tiefe Einschnitt des heutigen Schussentals begann erst, als der Gletscher das Föhrenrieder Becken freigelegt hatte.

5.2.5 Esker und Kameterrassen

Innerhalb des Untersuchungsgebietes sind Esker selten zu beobachten. Am besten erhalten sind sie ebenfalls in der Umgebung der Wasserscheide von Donau und Rhein, insbesondere in der Altshausener Ebene (7 in Abb. 20, ALT in Abb. 22 und 26).

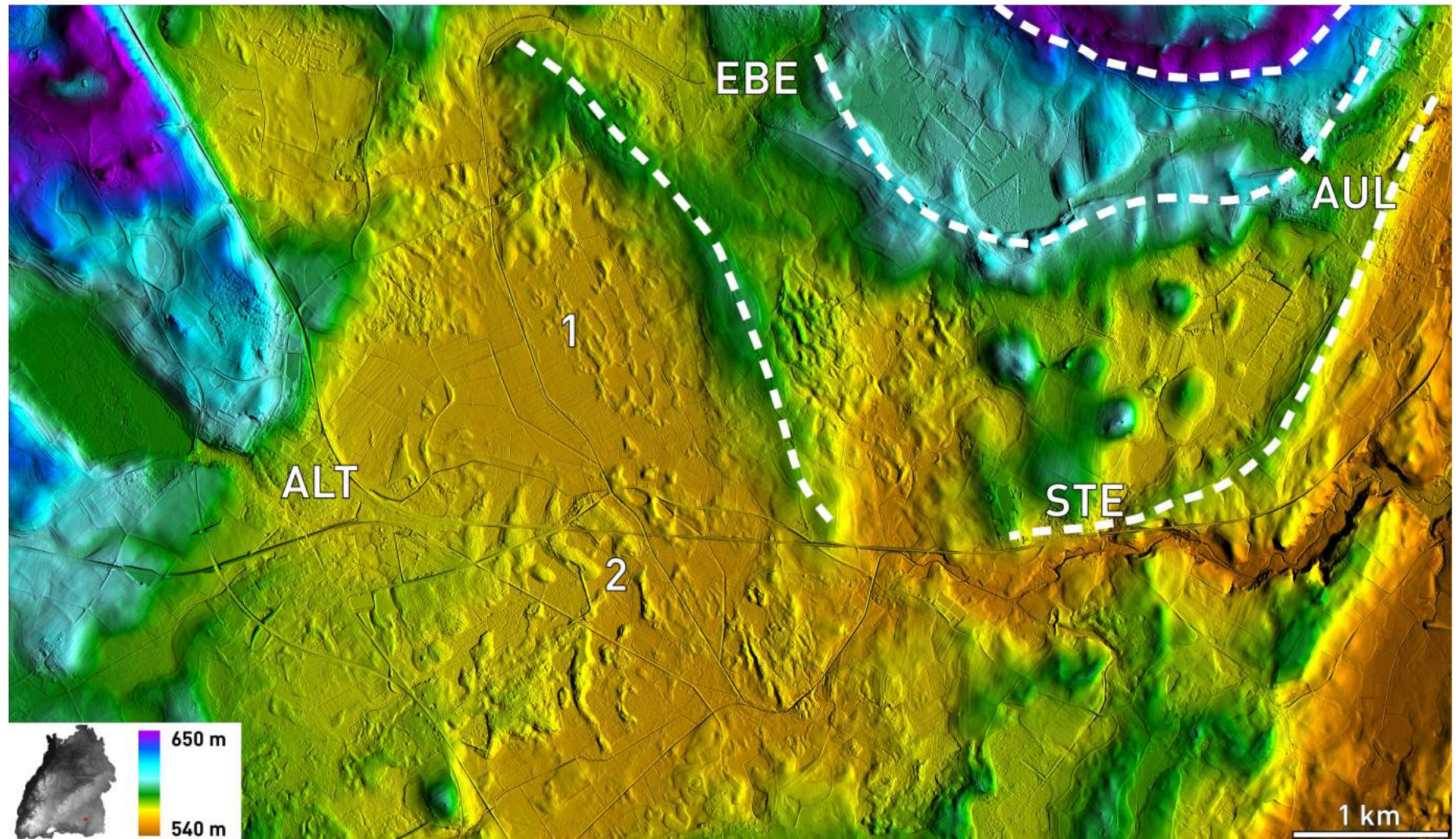


Abb. 26: Eiszeitliche Kleinformen in der Altshausener Ebene. **Esker** sind zwischen 1 m (1) und 5 m (2) hoch und bis 800 m lang. Gestrichelte weiße Linien: **lokale Moränenrücken** innerhalb der Äußeren Würmendemoräne. EBE: Ebersbach, AUL: Aulendorf, ALT: Altshausen, STE: Steinbach. Einlegekarte unten links: Lage innerhalb Baden-Württembergs und Farbhöhenkodierung. DGM im LOD 6, mit 4-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 90/35. Aus BECKENBACH et al. (2014).

Esker sind geschwungene, subglaziale Rücken, die einzeln oder verflochten auftreten (GRIPP 1978, STREHL 1998, GRUBE 2011 und BENNETT & GLASSER 2009: 248, 296f). Verflochtene Esker sind oft mit Kameterrassen, Toteislandschaften und „*hummocky moraines*“ vergesellschaftet (EVANS 2006 und BENNETT & GLASSER 2009: 298). Nach SALCHER et al. (2010) und BENNETT & GLASSER (2009) entwickeln sich Kameterrassen zeitgleich mit Eiszerfallsstrukturen entlang der Ränder von Gletscherloben. Häufig besitzen Kameterrassen diamiktische Sedimente und gelegentlich grobklastische Deltas verschiedener Dimensionen; sie können einzeln auftreten oder als parallele Terrassenreihen mit mehreren Metern Höhenunterschied. Mögliche Beispiele im Arbeitsgebiet sind auf Abb. 22 (9) zu sehen.

Die Altshausener Ebene scheint ein Verbund mehrerer kleiner Randbecken zu sein, die mit basalem Till verfüllt sind (WEIDENBACH 1975a, Abb. 26, zum geographischen Überblick vgl. Abb. 22 und 20). Langgestreckte, bis 800 m lange Rücken, die zwischen 1 bis 5 m aus dem umgebenden basalen Till herausragen, sind aufgrund ihres geringen Reliefs und der dichten Vegetationsdecke im Gelände kaum zu erkennen und im Maßstab 1:25 000 (WEIDENBACH 1975a) nicht kartiert. Im DGM hingegen treten sie bei vertikaler Überhöhung deutlich hervor (8 in Abb. 22, 1 und 2 in Abb. 26) und können als Esker gedeutet werden. Entlang der Bahntrasse östlich des Bahnhofs von Altshausen sind Querprofile aufgeschlossen. Im DGM sind auch langgezogene Rücken (9 in Abb. 22) zu erkennen, die teilweise kilometerweite Randbecken (x in Abb. 22) begrenzen. Obwohl im Gelände keine eindeutigen geologischen Hinweise wie beispielsweise Deltaablagerungen vorhanden sind, sind diese Strukturen möglicherweise als Kameterrassen zu interpretieren.

5.2.6 Mikromoränen im Röschenwald

In dem dicht bewaldeten Gebiet des Röschenwaldes (rund 30 km²) etwa 6 km südlich von Aulendorf und beiderseits des Schussentobels im Mochenwanger und Sulpacher Wald und im Kümmerazhofer Forst (Abb. 27, zur geographischen Übersicht siehe Abb. 22 und Abb. 20) sind schnurartige, mehr oder weniger parallele Rücken im Abstand von etwa 100 m sehr gut erhalten. Sie erreichen nur 1 bis 2 m Höhe und haben eine maximale Länge von 200 m. In einem so dicht bewaldeten Gebiet sind diese Strukturen nur dann zu erkennen, wenn sie aus dem DGM bekannt sind und klar ist, wonach Ausschau gehalten werden muss. Soweit bei der Überprüfung im Gelände erkennbar, bestehen diese Rücken aus Material, welches vergleichbar ist mit Till. Aufgrund der sehr schlechten Aufschlussverhältnisse sind eindeutige Hinweise wie diamiktische Textur und gekritzte Geschiebe bisher nicht nachzuweisen. Diese morphologischen Formen überlagern den oberen Hang des Föhrenried-Beckens nördlich von Ravensburg (14 in Abb. 20, siehe auch Abb. 22) und liegen auf einer leicht geneigten Rampe, die sich auf einer Distanz von 5 km von 575 m auf 550 m absenkt; das entspricht einem Gradienten von 5 ‰. Im unteren Teil der Rampe (Übergang von braunen zu roten Farben in Abb. 27) gehen diese morphologischen Formen nach und nach über in eine sanft gewellte Landschaft. Auf geologischen Karten im Maßstab 1:25 000 wird das Gebiet beschrieben mit „wallförmige Rücken aus Kies-Sand,

schluffig, mit Blöcken“ (WEIDENBACH 1975a, Blatt 8023 Aulendorf) und als „würmeiszeitliche Moränensedimente, diamikt, matrixgestützt“ (SZENKLER & ELLWANGER 1997a, 2001c, Blatt 8124 Wolfegg und Blatt 8123 Weingarten).

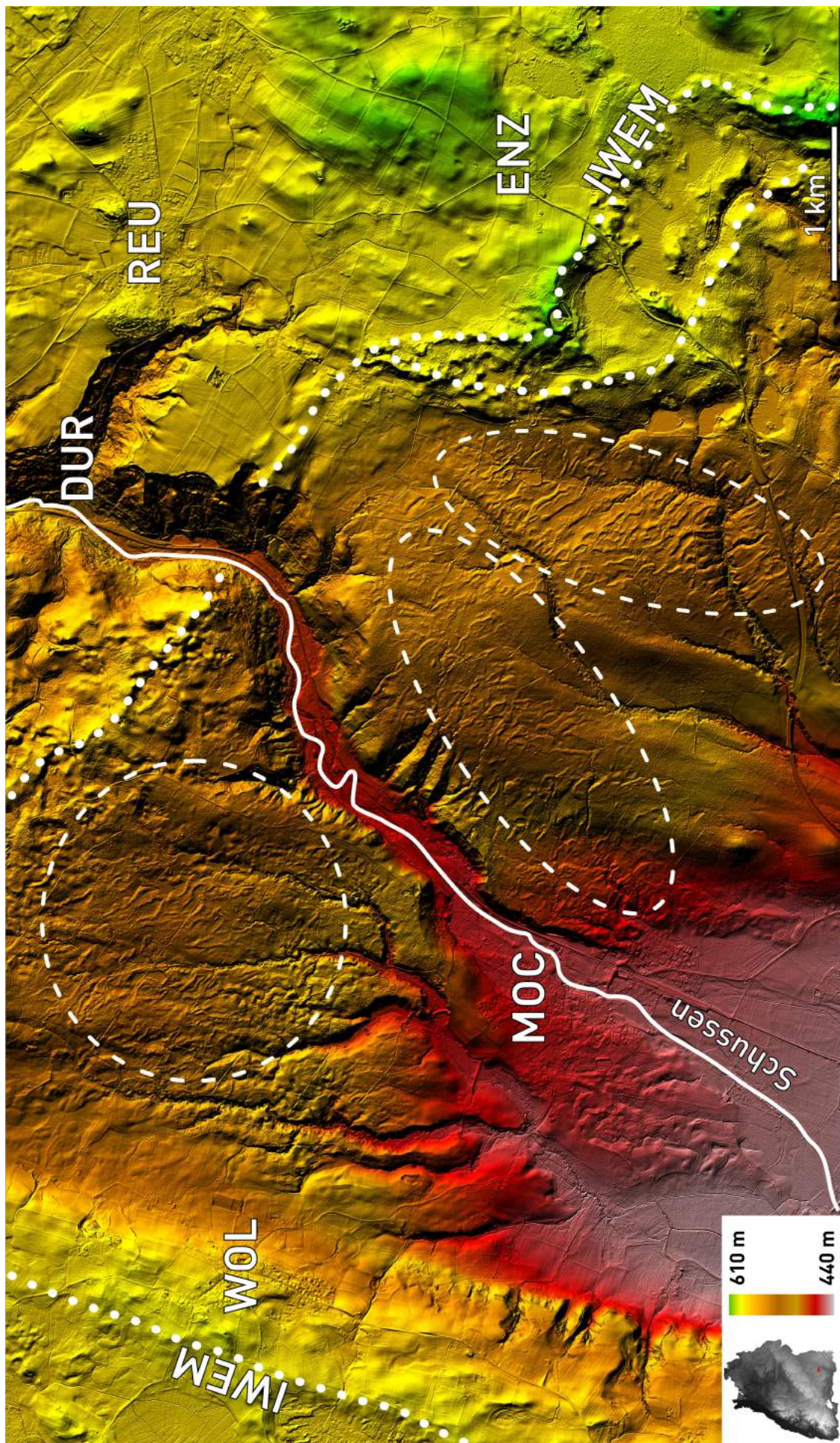
Langezogene, schnurartige Moränen sind im Allgemeinen als Produkt mehrerer Abschmelz- und Vorbauphasen der Gletscherfront anzusehen (SCHREINER 1992). Auf der Grundlage rezenter Beobachtungen in Spitzbergen haben STACKEBRANDT et al. (1997) herausgefunden, dass es zwei Alternativen zum herkömmlichen Erklärungsmodell gibt, das periodische Eisbewegungen unterstellt:

- a) Stauchendmoränen
- b) Aufeismoränen.

Stauchendmoränen sind das Ergebnis von Faltung, Dachziegellagerung und/oder Überschiebungen von proglazialen Ablagerungen, die im Zusammenhang stehen mit lokalen Gletschervorstößen während stationärer Phasen. Üblicherweise bilden sie girlandenartige Strukturen, welche die Gletscherschnauze umfassen. Aus sedimentologischer Sicht ist das ausschlaggebende Erkennungsmerkmal eine gut sichtbare Verformung der proglazialen Lockersedimente. Wichtig ist dabei, dass ausschließlich proglaziale Ablagerungen verformt sind und subglaziale Ablagerungen wie Till und gekritzte Geschiebe nur geringfügig eingearbeitet sind. Ein wohlbekanntes Beispiel aus Norddeutschland ist der Muskauer Faltenbogen (KUPETZ 1996, 1997). Die Dimensionen solcher Stauchendmoränen sind allerdings eine Magnitude größer als die im Röschenwald beobachteten Formen. WEIDENBACH (1975a) beschreibt bei Bad Schussenried eine „Stauchmoräne“.

Aufeismoränen sind nach STACKEBRANDT et al. (1997) und HÄTTESTRAND & JOHANSEN (2005) gewöhnlich metermächtige Gesteinsansammlungen auf Blaueisfeldern. Sie entstehen hauptsächlich durch den Transport subglazialen Materials entlang von Scherbändern in Gebieten mit kompressivem Eisfluss (zum Beispiel an gestauchten Gletscherschnauzen oder an der Basis kalter Gletscher; EHLERS 2011: 103). Lokal können Aufeismoränen verfaltet und größere Moränen von Gletschermühlen durchlöchert sein. An der Oberfläche sammelt sich das Geröll als ausgeschmolzenes Geschiebe oder Niedertaumoränen. Ein zusätzliches Liefergebiet für Geschiebematerial könnte umgebender supraglazialer Hangschutt sein (HÄTTESTRAND & JOHANSEN 2005); die petrographische Unterscheidung zu Stauchendmoränen beruht auf der Dominanz kantiger Klasten und dem Vorhandensein diamiktischer Geschiebetextur und gekritzter Geschiebe.

Abb. 27 : Mikromoränen (eingekreiste Gebiete) am waldbedeckten nördlichen Hang des Föhrenried-Beckens; zur geographischen Übersicht siehe Abb. 22. Das bräunlich gefärbte Gebiet zeigt eine dichte Abfolge von Mikromoränen (1 bis 2 m hoch, etwa 100 m lang, Abstände im 100 m-Bereich). Der tief eingeschnittene Schussentobel ist das Ergebnis postglazialer rückschreitender Erosion auf das Niveau des Föhrenried-Beckenbodens. Gepunktete weiße Linie: Innere Würmendmoräne (IWEM). DUR: Durllesbach, REU: Reute, WOL: Wolpertswende, ENZ: Enzisreute, MOC: Mochenwangen. DGM im LOD 6, mit 5-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 60/34. Aus BECKENBACH et al. (2014).



Sowohl das Ausmaß als auch der Abstand zwischen den Rücken im Röschenwald könnten in Einklang gebracht werden mit einer Interpretation als Aufeismoränen. Sonst tauchen diese Formen im gesamten Untersuchungsgebiet nicht auf. Im Untersuchungsgebiet ist das Röschenwaldgebiet insofern außergewöhnlich, als es die einzige Stelle ist mit einer ausgedehnten, leicht gegen die ehemalige Gletscherfront einfallenden Rampe. Die Rücken sind deutlich kleiner als die Rücken der Endmoränen und Moränenfragmente und folgen einem deutlich regelmäßigeren Muster als „hummocky moraines“. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse ist eine supraglaziale Bildung in Folge von Scherbewegungen an der Gletscherfront nicht zu beweisen. Aus diesem Grund ist der beschreibende Begriff *Mikromoränen* für langgezogene, 1 bis 2 m hohe Rücken mit Maximallängen von 200 m zu bevorzugen. LUKAS (2012) untersuchte Moränen ähnlichen Ausmaßes, welche der rezente Gornergletscher (Schweiz) seit 1980 aufbaute. Diese jahreszeitlichen Moränen bestehen aus proglazialen Schotter- und Schuttstromablagerungen; subglazialer Geschiebetransport fand nicht statt. Der Zusammenhang mit Eis ist offensichtlich, aber eine Korrelation mit Temperatur und Niederschlag ist unklar.

Im DGM des Röschenwaldgebietes wird offensichtlich, dass zur Zeit der Entstehung der Mikromoränen die Gletscherfront in Richtung der leicht nach Süden einfallenden Rampe des Föhrenried-Beckens ausgerichtet war. Zunehmende Scherspannung an der Gletscherbasis könnte tatsächlich dazu geführt haben, dass es an der Gletscherfront zu beträchtlichen Abscherungen und Überschiebungen gekommen ist, was zu supraglazialen Ausschmelzungen und Niedertaumoränen geführt hat. Die Mikromoränen sind im unteren Teil der Rampe weniger häufig, was als Folge der beschleunigten Gletscherschmelze gedeutet werden könnte.

5.2.7 Binzen-Bifurkation der Äußeren Würmendamoräne

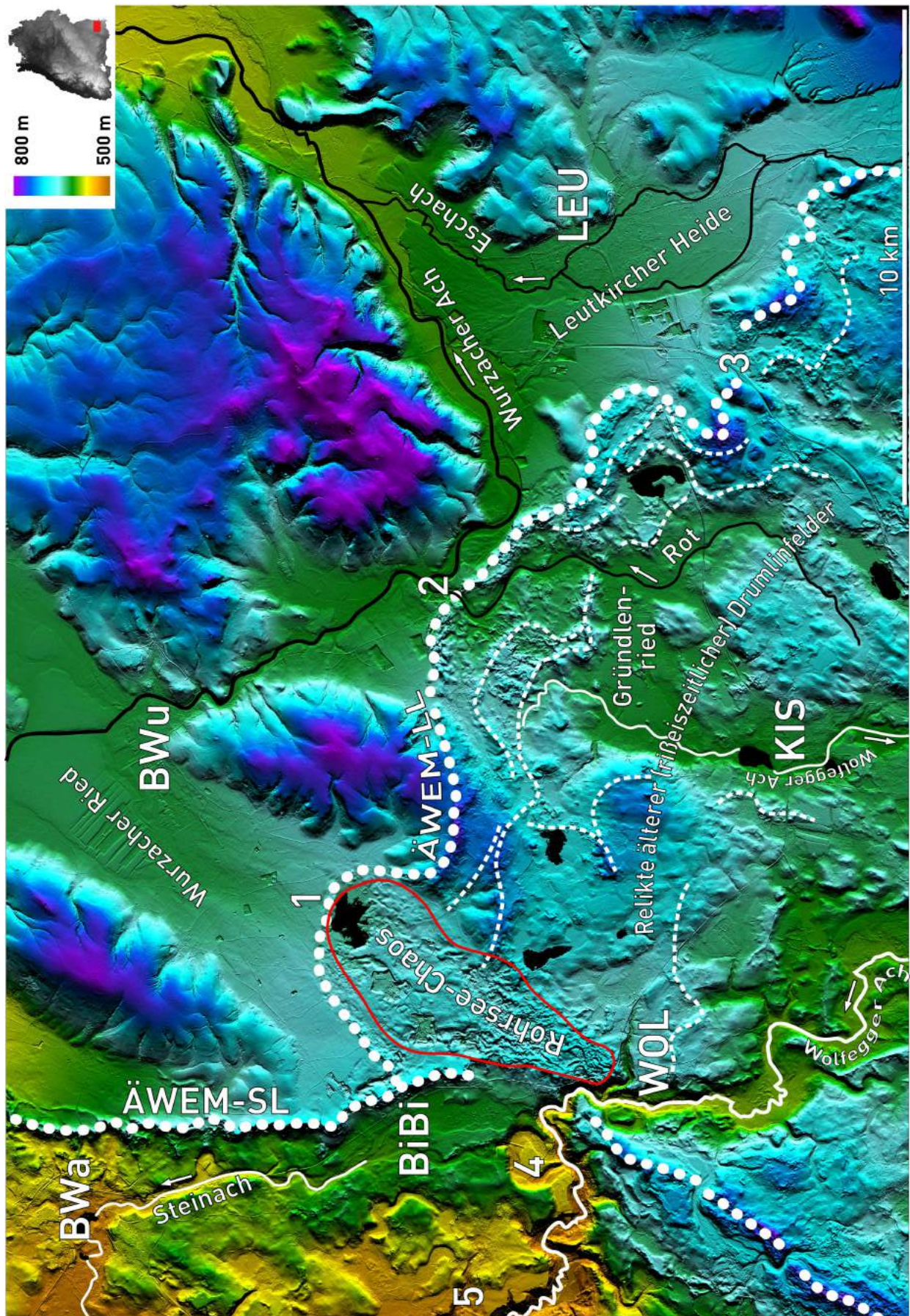
In der Nähe des Dorfes Binzen weist die Äußere Würmendamoräne eine deutliche Gabelung (Bifurkation) auf (BiBi in Abb. 20 und 28). Beide Zweige der Äußeren Würmendamoräne sind deutlich im DGM zu sehen. In dem Maßstab, in welchem die Umgebung von Binzen auf Abb. 28 dargestellt ist, zeigt sich, dass die Endmoräne des Schussenlobus (ÄWEM-SL) die Endmoräne des östlichen Leutkirchlobus (ÄWEM-LL) abschneidet und folglich der Schussenlobus länger aktiv war. Diese Tatsache ist entscheidend für die Rekonstruktion des würmeiszeitlichen Rheingletschers und die glaziale und postglaziale Entwicklung dieses Gebietes. Innerhalb des Leutkirchlobus sind bis zu vier lokale Moränenrücken stellenweise sehr scharf abzugrenzen (gestrichelte Linien in Abb. 28); sie sind auch aus den Kartierungen im Maßstab 1:25 000 (SZENKLER & ELLWANGER 1996, 1997a, Blatt 8125 Leutkirch/West und Blatt 8124 Wolfegg) bekannt.

Außerdem zeigt die Umgebung von Binzen ein Geflecht verschiedenster glazialer Landformen (Abb. 28). So muss der Schmelzwasserabfluss des Leutkirchlobus sehr stark gewesen sein, weil alle umgebenden rißeiszeitlichen subglazialen Becken (Wurzacher Ried und Leutkircher Heide) nahezu bis zum Niveau der würmeiszeitlichen Endmoräne verfüllt sind. Das DGM zeigt, dass das Schmelzwasser hauptsächlich

an den großen Durchbrüchen im Rohrsee-Gebiet, bei Hünlishofen und Bettelhofen (1, 2 und 3 in Abb. 28) abfloss. Ein beträchtlicher Anteil der Sedimentfracht der Leutkircher Heide stammt aus dem breiten Süd-Nord-orientierten Tal der Eschach (Abb. 28), das parallel zum ehemaligen Eisrand verläuft.

Im Gebiet von Abb. 28 verläuft die heutige Wasserscheide zwischen Donau (Zubringer schwarz in Abb. 28) und Rhein (Zubringer weiß in Abb. 28) in der Ebene von Gründlenried; diese ist wahrscheinlich ein verfülltes, flaches subglaziales Becken. Möglich wäre, dass der Oberlauf der Wolfegger Ach bei Kißlegg als subglaziale Rinne angelegt wurde und ursprünglich in entgegengesetzte Richtung über die Gründlenrieder Ebene entwässerte, dort in das heutige Rottal mündete und bei Hünlishofen (2 in Abb. 28) die Äußere Würmendmoräne durchbrach. Auf einem viel höheren Niveau als heute (blaue Farben in Abb. 28) entstand der Lauf der Wolfegger Ach stromaufwärts von Wolfegg (WOL in Abb. 28) sehr wahrscheinlich ebenfalls als subglaziale Rinne und entwässerte über die Rohrsee-Pforte (1 in Abb. 28) in das Schotterfeld des Wurzacher Rieds.

Abb. 28 : Komplexe Landschaft an der Binzen-Bifurkation (BiBi) der Äußeren Würmendmoräne. Schwarze Linien: Donauzuflüsse; weiße Linien: Rheinzufüsse. Schwarze Flächen: Seen. BWa: Bad Waldsee, BWu: Bad Wurzach, LEU: Leutkich, WOL: Wolfegg, KIS: Kißlegg. **Äußere Würmendmoräne** (gepunktete weiße Linien): Endmoräne des Schussenlobus des Rheingletschers (ÄWEM-SL); Endmoräne des Leutkirchlobus des Rheingletschers (ÄWEM-LL). Größere Durchbrüche durch die Endmoräne des Leutkirchlobus: Rohrsee-Pforte (1), Hünlishofen (2), Bettelhofen (3). Innerhalb des Leutkirchlobus liegen **lokale Moränenrücken** (weiße gestrichelte Linien), die das Rückschmelzen dokumentieren und das **Rohrsee-Chaos** (rote Umrandung), ein Fächer aus aufgearbeiteten Eiszerfallsablagerungen der als Ergebnis einer Schichtflut aus einem berstenden Eisrandstausee interpretiert wird. Der Apex des Fächers und Teile des Zustromgebiets sind durch die postglaziale Übertiefung des Tals der Wolfegger Ach bei Wolfegg nicht mehr erhalten. Im Raum Kißlegg zeigt der Oberlauf der Wolfegger Ach morphometrische Merkmale, die auf eine Entstehung als **subglaziale Rinne** deuten. Demnach hätte dieser Raum ursprünglich nach Norden entwässert und über die Ebene von Gründlenried und das untere Rottal den Durchbruch von Hünlishofen (2) erreicht. Ebenso wahrscheinlich ist es, dass auch der Unterlauf der Wolfegger Ach stromauf von Wolfegg auf einem höheren Niveau als heute (Farbton: türkis) als subglaziale Rinne begonnen hat und in die Ebene des Wurzacher Rieds entwässerte. Der jüngste und letzte Zeuge dieses relativ hochliegenden Drainagesystems dürfte das Rohrsee-Chaos sein. Mit dem Zurückweichen des Schussen-Lobus (ÄWEM-SL) begann die Wolfegger Ach, sich einzutiefen und durchbrach zunächst die Endmoräne nördlich von Wolfegg. Als erste **eisrandparallele Rinne** entwickelte sich dann das Tal, das heute in Teilen noch vom Oberlauf der Steinach eingenommen wird (Abb. 22 für die Fortsetzung nach Norden). Mit fortschreitender Eintiefung wurde die Steinach-Rinne deaktiviert und es entstand die Talschlinge von Witschwende (4). Auch diese wurde durch ein weiteres kurzlebiges System unterschritten, welches auf das Niveau des frühen Durlesbachs (5) ausgerichtet war (Abb. 22 für die Fortsetzung nach Norden). Im Raum Kißlegg ist ein großer **Fächer von Drumlins** zu erkennen, doch im Gegensatz zu den detailgenau erhaltenen Vorkommen von Abb. 29 sind diese Drumlins morphologisch degradiert. Wahrscheinlich sind dies Relikte rißeiszeitlicher Drumlinfelder, die wegen der geringen Mächtigkeit des Leutkirch-Lobus (ÄWEM-LL) während der Würmvereisung nur teilweise erodiert wurden. DGM im LOD 6, mit 4-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 90/35. Nach BECKENBACH et al. (2014).



Nachdem das Eis des Leutkirchlobus (ÄWEM-LL in Abb. 28) bis südlich von Wolfegg abgeschmolzen war, muss der Schussenlobus (ÄWEM-SL in Abb. 28) noch länger bestanden haben und den gesamten Schmelzwasserabfluss des Leutkirchlobus in das Wurzacher Ried umgeleitet haben. Aufgrund der Tatsache, dass ein fächerförmiges Gebiet mit chaotischen Ablagerungen (Rohrsee-Chaos, rot umrandet in Abb. 28) existiert, kann geschlossen werden, dass sich südlich davon zeitweise ein Eisrandstausee bildete. Die chaotischen Ablagerungen entstanden wahrscheinlich, als sich der See flutartig leerte. Ebenfalls auf der Grundlage eines DGMs entdeckten WINSEMANN et al. (2011) ein ähnliches Phänomen in Nordwestdeutschland.

Als schließlich auch der Schussenlobus abschmolz, durchbrach bei Wolfegg die Wolfegger Ach die Endmoräne (ÄWEM-SL in Abb. 28) nach Nordwesten. Zunächst entwickelte sich eine eisrandparallele Rinne, die heute noch teilweise von der Steinach in Richtung Bad Waldsee durchflossen wird (Abb. 28, weiterer Verlauf nach Norden siehe Abb. 22). Im weiteren Verlauf der Gletscherschmelze entwickelte sich später auf niedrigerem Niveau und etwas weiter westlich die Talschlinge von Witschwende (4 in Abb. 28). Auch dieses System wurde mit dem Abschmelzen des Gletschers und der Rückverlegung des Eisrandes wiederum unterschritten, vom später aktiven Durlesbach-System (Abb. 22 und 5 in Abb. 28). Auch dieses entwickelte sich als eisrandparallele Rinne.

5.2.8 Drumlins

Würmeiszeitliche Drumlins

Die Entstehungsweise von Drumlins ist umstritten (BENN & EVANS 2006 und SHAW & MUNRO-STASIUK 2006); die Autoren der Erläuterungen zu den Geologischen Karten des Untersuchungsgebietes (SCHMIDT & BRÄUHÄUSER 1913, BRÄUHÄUSER 1976 und SCHMIDT 1998) beschreiben, dass Drumlins auf einem leicht geneigten Untergrund unter einer mächtigen Eisauflast entstehen. Auf den geologischen Karten (Maßstab 1:25 000) des Untersuchungsgebietes (SCHMIDT & BRÄUHÄUSER 1911, BRÄUHÄUSER 1913, SCHMIDT et al. 1979, ERB 1989, 1995, SZENKLER & ELLWANGER 1997b, JAUD et al. 2001) sind würmeiszeitliche Drumlins mit hoher Genauigkeit kartiert. Das Verhältnis von Länge zu Breite zu Höhe ist im Text der Erläuterungen (SCHREINER 1978, SCHMIDT 1998) angegeben oder den Karten zu entnehmen; weitere Informationen liefert HABBE (1992).

In Oberschwaben ist das Vorkommen von Drumlins hauptsächlich beschränkt auf das Gebiet zwischen der Inneren Würmendmoräne (IWEM) und dem letzten stationären Stadium der Gletscherschmelze („Konstanzer Stadium“, KS in Abb. 20 und 29). Dieses Gebiet ist zugleich ein lehrbuchhaftes Beispiel für die radiale Anordnung von Drumlins und ihre morphologische Variabilität. In Abb. 29 ist die fächerartige Verbreitung der Drumlins im Gebiet von Überlingen-Friedrichshafen-Ravensburg dargestellt.

Innerhalb dieses Bereichs gehen radial angeordnete Drumlins mit hoher Konvexität (CLARK et al. 2009: „classically-shaped drumlins“) distal in Drumlins mit geringerer Konvexität (CLARK et al.

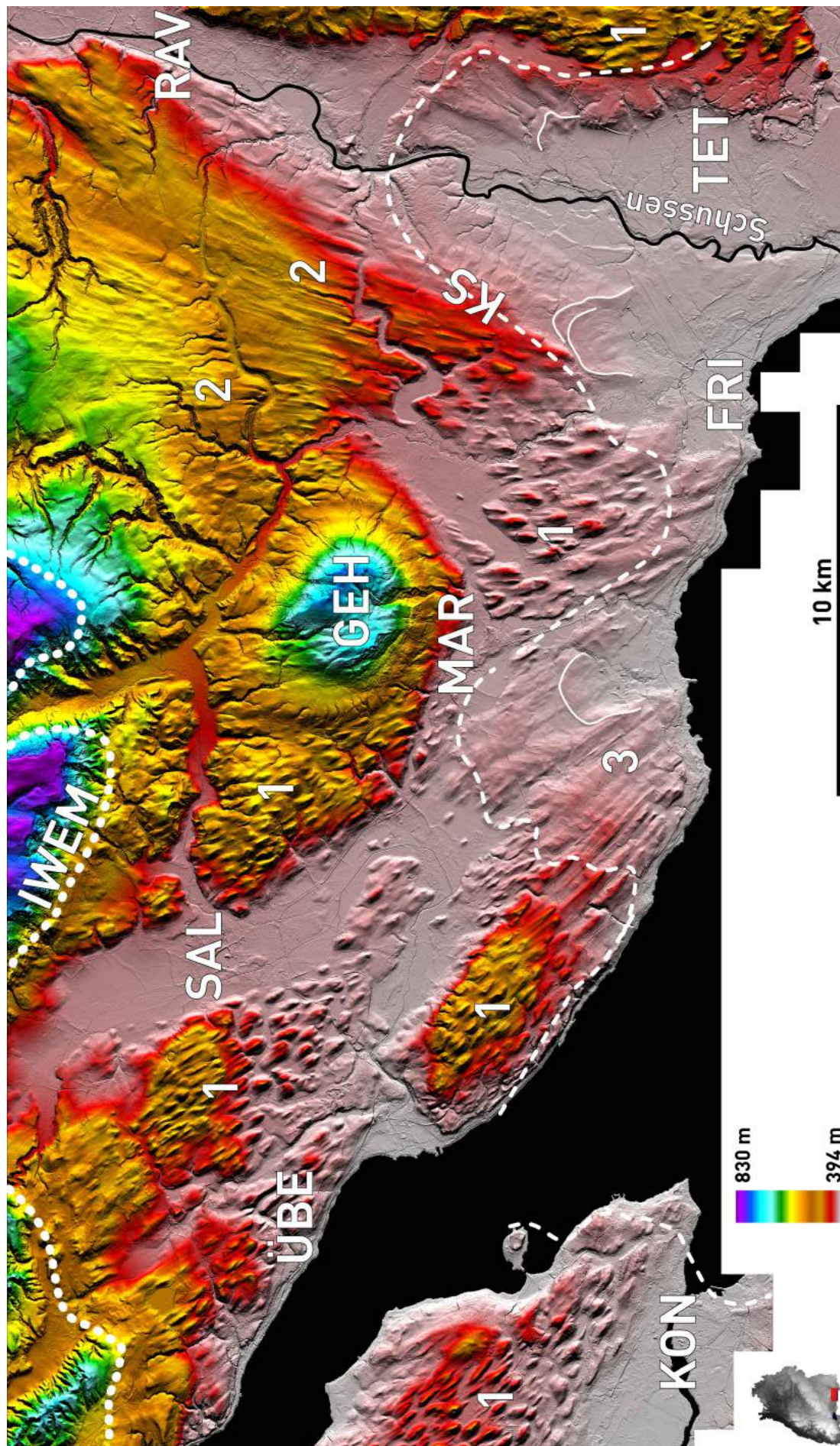
2009: „spindle-shaped drumlins“) über und verschwinden mit zunehmender Distanz (Übersicht in Abb. 19 und 20). Im DGM erscheinen die hochkonvexen Drumlins (1 in Abb. 29) in der Aufsicht mehr oder weniger elliptisch, bis 1 km lang, maximal 60 m hoch und häufig mit einem deutlichen Sattelfirst. Im Gegensatz dazu sind Drumlins mit geringer Konvexität (2 in Abb. 29) sehr langgezogene, stromlinienförmige Hügel von maximal 4 km Länge und 20 m Höhe, wobei die durchschnittliche Erhebung über dem basalen Till nur etwa 5 m beträgt.

Im DGM (Abb. 19, 20 und 29) scheinen hochkonvexe Drumlins der Normalfall in der Region zu sein, wohingegen Drumlins mit geringer Konvexität auf die Gebiete westlich der unteren Schussen und südlich von Markdorf begrenzt sind. BRÄUHÄUSER (1976) und SCHMIDT (1998) beschreiben, wie die Form der Hügel abhängig ist vom Gradienten der Oberfläche unter der Eisdecke. Im DGM ist zu beobachten, dass hochkonvexe Drumlins dort auftreten, wo der lokale Gradient steiler ist und Drumlins mit geringerer Konvexität auf großflächige Rampen mit flachem Gefälle begrenzt sind. Eine mögliche Erklärung könnte in Zusammenhang mit dem Eisgang stehen: bei geringem Gefälle sind die Eisangraten stark genug, um Geschiebeablagerungen gründlich „auszuschmieren“ und nicht typische länglich gezogene Hügel zu formen. Im Gegensatz dazu verursachen langsamere Eisbewegungen auf steilerem Untergrund stärkere Scherspannungen an der Gletscherbasis, was teilweise zu vertikalem Gesteintransport und so zur Bildung hochkonvexer Drumlins führen könnte.

Es ist fraglich, ob die flache Rampe im Gebiet der niedrigkonvexen Drumlins ein Erbe der Rißeiszeit ist, also ein Relikt eines ehemals viel breiteren subglazialen Beckens (Vorläufer des würmeiszeitlichen unteren Schussenbeckens). In der Literatur (SCHREINER 1978, SCHMIDT et al. 1979, ERB 1995, SCHMIDT 1998) wird die Frage diskutiert, ob auch die Drumlins selbst als Erbe der Rißeiszeit angesehen werden können. Da die Drumlins jedoch hervorragend erhalten sind – das ist im DGM zu sehen –, liegt es nahe, dass das Drumlinfeld würmeiszeitlichen Ursprungs ist. Außerdem deutet dies darauf hin, dass die Gletscherschmelze zwischen dem Stadium der Inneren Würmendmoräne und dem „Konstanzer Stadium“ schnell vonstatten gegangen sein muss und die Drumlins weitestgehend unbeschadet blieben von der Überprägung durch ausgedehnten Eiszerfall.

Innerhalb der Linie des „Konstanzer Stadiums“ (KS) sind extrem abgeflachte Drumlins zu finden (3 in Abb. 29). Möglicherweise rührt diese Abschürfung von einer dünnen, kurzzeitigen Eisdecke während des letzten stationären Stadiums der Gletscherschmelze. Ob es überhaupt ein „Konstanzer Stadium“ gab, steht noch zur Diskussion (SCHREINER 1974, 1992, KELLER & KRAYSS 1994, 2000, GEYER et al.

Abb. 29 : Drumlins im Bodenseegebiet (schwarz) sind fächerartig angeordnet und auf dem Streifen zwischen der Endmoräne des **Konstanzer Stadiums** (KS, weiß gestrichelt) und der **Inneren Würmendmoräne** (IWEM, weiß gepunktet) begrenzt. Kurze, **hochkonvexe Drumlins** (1) gehen in lange, **niedrigkonvexe Drumlins** (2) über. Innerhalb der KS-Endmoräne wirken die Drumlins abgeschliffen (3) als Ergebnis subglazialer Erosion. Dünne weiße Linien: lokale Moränenrücken, schwarze Linie: Schussen. RAV: Ravensburg, SAL: Salem, ÜBE: Überlingen, GEH: Gehrenberg, MAR: Markdorf, KON: Konstanz, FRI: Friedrichshafen, TET: Tettnang. DGM im LOD 4, 4-fach überhöht und mit Beleuchtung aus 90/38. Aus BECKENBACH et al. (2014).



2003). Das hochauflösende DGM lässt jedoch klar erkennen, dass es tatsächlich eine stationäre Phase gab, die verantwortlich ist für Endmoränen und lokale Abschürfungen im westlichen Teil des Gebiets auf Abb. 29 und im unteren Schussental. Die jüngsten glazialen Strukturen in Südwestdeutschland sind wahrscheinlich einige lokale Moränenrücken südlich der Linie des „Konstanzer Stadiums“ (weiße Linien in Abb. 23 und 29).

Rißeiszeitliche Drumlins

Würmeiszeitliche Drumlins sind auf das Gebiet innerhalb der Inneren Würmendoräne begrenzt (Abb. 20). Außerhalb (nördlich) der Äußeren Würmendoräne ist die Morphologie von sanften Hügeln geprägt, die sehr wahrscheinlich ältere (rißeiszeitliche) Drumlinfelder darstellen (1 in Abb. 22), die von mehrfachen Solifluktiionsprozessen überarbeitet sind (SCHREINER 1978, ERB 1995, SCHMIDT 1998). Im Gebiet zwischen der Äußeren und der Inneren Würmendoräne offenbart das DGM ebenfalls einige mutmaßliche Relikte rißeiszeitlicher Drumlins (10 in Abb. 22).

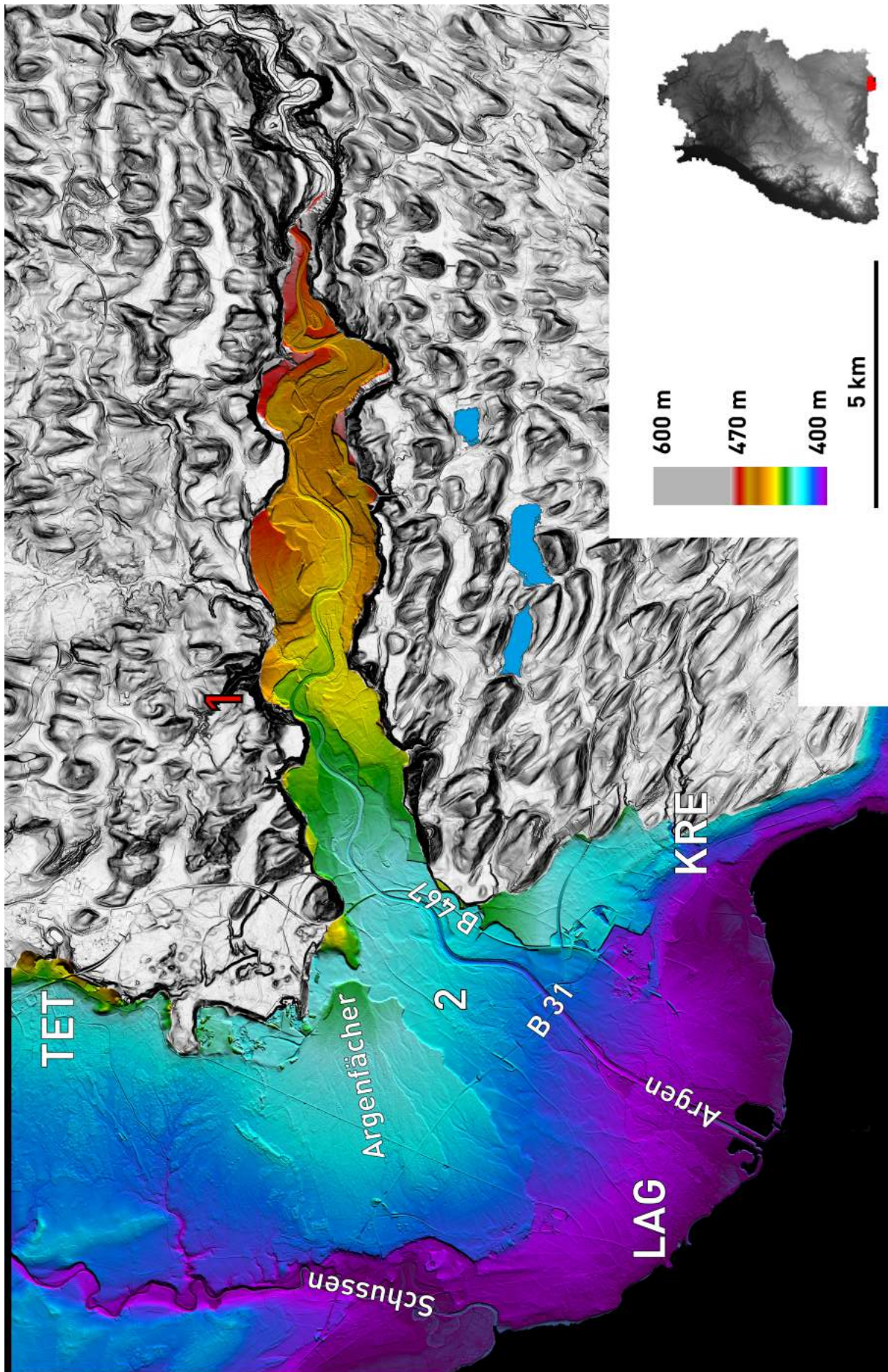
Auch im Gebiet von Abb. 28 gibt es zwischen Äußerer und Innerer Würmendoräne radialstrahlig angeordnete, mehr oder weniger zerfallene Drumlins. Wie bei Aulendorf (Abb. 22) ist das Auftreten in diesem Gebiet unvereinbar mit ihrer üblichen würmeiszeitlichen Verteilung, also im Gürtel zwischen Innerer Würmendoräne und „Konstanzer Stadium“ (Abb. 20 und 29). Ich vermute, dass dieser mehr oder weniger gut erhaltene Drumlin-Fächer ebenfalls ein Relikt älterer (rißeiszeitlicher) Drumlinfelder ist. Sie entgingen der Erosion während der Würmvereisung, weil unter der dünnen Eisdecke nur geringe Scherkräfte wirkten. Außerdem fehlen in diesem Gebiet nahezu überall Moränen mit Toteislöchern, was auf einen schnellen Abschmelzprozess hindeutet. Dies wiederum verhinderte, dass die reliktschen Drumlins der Überarbeitung eines langandauernden Eiszerfalls ausgesetzt waren. Auf der entsprechenden geologischen Karte im Maßstab 1:25 000 (ELLWANGER et al. 2008) sind diese Strukturen als rißeiszeitliche Moränensedimente geführt.

5.2.9 Spät- und postglaziale Flussterrassen im Argental

Innerhalb des Untersuchungsgebietes zeigt das untere Argental die besterhaltene Abfolge einer eiszeitlichen Terrassenschachtelung (Abb. 30). Fünf Terrassen sind mit dem DGM zu identifizieren und auch aus den geologischen Karten im Maßstab 1:25 000 (SCHREINER 1978, SCHMIDT et al. 1979) bekannt. Die Terrassen haben sich mit Beträgen zwischen 12 m (zwischen den oberen älteren) und 3,5 m (zwischen den unteren jüngeren) eingeschnitten. Im Argental sind alle vorhergegangenen glazigenen Ablagerungen (fast nur hochkonvexe Drumlins, SCHMIDT 1998) unterschritten. Wie überall im Alpenvorland begannen diese postglazialen Täler sich als Folge des hohen Schmelzwasserzuflusses einzuschneiden, der auf das Abschmelzen der Vorlandgletscher folgte (FIEBIG 1992). Während des endgültigen Abschmelzens des Rheingletschers bis ins Tal des heutigen Alpenrheins senkte sich die Erosionsbasis; während kälterer Zeiten nahm das Schmelzwasserangebot ab und das Tal verfüllte sich mit Gletscherschutt. In wärmeren Zeiten war das Schmelzwasserangebot größer und schnitt neue

Rinnen ein. In Bayern sind solche Spätglazialterrassen auf 18 bis 10,2 Ka datiert (DOPPLER et al. 2011). Im Argental stimmen der Gradient der älteren Terrassen mit dem Gradienten des Argenfächers (Abb. 30) überein, der wiederum von späteren Rinnen unterschritten ist. Für eine Terrasse, die mit dem Argenfächer korrespondiert, gibt SCHREINER (1978) ein ^{14}C -Alter von 8 455 und 8 660 Jahren vor 1950 an.

Abb. 30 : Postglaziale Terrassenschachtelung im Argental. Die Argen unterschneidet ein **Feld hoch konvexer Drumlins** (als Gradientenbild dargestellt). Zwischen den Drumlins liegen zahlreiche Torfmoore und Tümpel (hellblau); die Erosionsbasis des basalen Tills neigt sich von 540 m im Osten auf 470 m im Westen. Die erste Unterschneidung dieser Fläche erzeugte steile Felsabbrüche entlang der Talflanken; wo Drumlins angeschnitten sind, reicht die Kliffhöhe bis 80 m (1). Die ältesten Terrassen belegen eine Übertiefung um etwa 10 m; bei den jüngeren Terrassen sinkt dieser Betrag auf 3,5 m. Die ältesten Terrassen korrespondieren mit der Oberfläche des **Argen-Fächers**, der selbst wiederum von einem späten **verflochtenen Flusssystem** unterschritten wird (2). Der heutige Lauf der Argen ist ein künstlicher Kanal. TET: Tettngang, LAG: Langenargen, KRE: Kreßbronn, B 37, B 467: Bundesstraßen. Schwarz: Bodensee. DGM im LOD 5, mit 8-facher Überhöhung und Beleuchtung aus 100/40. Überhöhung der Steigung auf der Gradientenkarte des Drumlinfelds: 3-fach. Nach BECKENBACH et al. (2014).



5.3 Abschmelzraten des Rheingletschers in Oberschwaben

Mit dem Kegelwerkzeug in TERRAINVIEW (Kap. A.6) lässt sich die Abschmelzrate des würmeiszeitlichen Rheingletschers berechnen. Durch geeignete Wahl der Parameter Apexposition, Apexhöhe und Gradient wird ein Kegel an die Kammlinie der Endmoränen so angepasst, dass die Ausbreitung des Rheingletschers während der letzten Vereisung modelliert und das Eisvolumen bestimmt werden kann. Über publizierte Altersdaten der Endmoränen kann dann aus dem Eisvolumen verschiedener Vereisungsstadien die Abschmelzrate abgeleitet werden. Weil die rezente Landoberfläche nur bedingt die subglaziale Oberfläche widerspiegelt, sind Korrekturen auf die Eisvolumina anzuwenden, welche (teilweise) direkt aus dem DGM berechnet sind.

Für die pleistozäne nordalpine Vorlandvereisung sind kaum Gletschervolumina bekannt, nur KELLER & KRAYSS (1993b) liefern Werte für das Rhein-Linth-System. Auf der Grundlage von hochauflösenden Geländemodellen sind bisher noch keine Berechnungen von Eisvolumen bekannt.

5.3.1 Methode zur Berechnung von Abschmelzraten

In dieser Studie ist der Raum zwischen Modelloberfläche und Kegelmantel als Eisvolumen definiert. *Position* und *Höhe des Kegelapex* sowie *Neigung des Kegelmantels (Gradient)* werden so angepasst, dass die Schnittlinie von Modelloberfläche und Kegelmantel mit den entsprechenden Endmoränen bestmöglich zusammenfällt. Für die *Position des Kegelapex* entlang der Firstlinie des Rheingletschers liefert die Rekonstruktion „Die Schweiz während des Letzteiszeitlichen Maximums (LGM)“ von BINI et al. (2009) detaillierte Anhaltspunkte und entspricht in etwa der heutigen Längsachse des Bodensees. Im Modell muss ein möglichst östlicher Punkt gewählt werden, um den Ost-West-Gradient der Gletscheroberfläche möglichst gut zu berücksichtigen.

Ebenfalls aus der Literatur entnommen sind die *Höhe* der Gletscheroberfläche im Bodenseegebiet während der verschiedenen Vereisungsstadien. Werte für die Höhe der Eisoberfläche liefert die Karte von BINI et al. (2009; 1050 m bis 1100 m für den Referenzpunkt der folgenden Berechnung), einzelne Werte für das Rhein-Linth-System liefern KELLER & KRAYSS (1993, Tab. 3). Eine wichtige geologische Referenz ist ebenso der Pfändergipfel (1064 m) östlich von Bregenz (Österreich). Nach CZURDA (1993: 38) war der Pfänder zeitweise ganz von Eis überdeckt, zeitweise war nur die Pfänderspitze eisfrei; darauf deuten Ablagerungen basalen Tills im Gipfelbereich und am westlichen Berghang. Für die österreichische Region Vorarlberg veröffentlichten DE GRAAFF et al. (2007) Gletscherhöhen von 1500 m bis 1600 m mit steigendem Gradient in Richtung des inneren Alpenrheintales.

Der dritte frei wählbare Parameter ist der Gradient (*Neigung des Kegelmantels*); auch für den Gradienten des Rheingletschers sind in der Literatur Werte genannt. So berechneten BRÄUHÄUSER (1976) einen Gradienten von 8 ‰ und KELLER & KRAYSS (1993b) einen Gradienten von 6 bis 8 ‰ für den Rheingletscher im Bodenseegebiet. Deutlich höhere Gradienten (20 bis 50 ‰)

veröffentlichten KELLER & KRAYSS (1993: 88) für das Vorland des Säntismassivs im Helvetikum an der Schwägalp und für würmeiszeitliche inneralpine Talgletscher im Gebiet von Vorarlberg (Österreich) können bei DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN (1993, Abb. 12) Gradienten von etwa 15 bis 17 ‰ abgeleitet werden. Die Kombination der drei Parameter (Apexposition, Apexhöhe und Gradient) bestimmt, wo die Schnittlinie von Modelloberfläche und Kegelmantel verläuft. Die Kombination der Werte, welche die jeweilige Endmoräne am genauesten nachzeichnet, geht in die Berechnung des Eisvolumens ein. Weil die Visualisierung und Volumenberechnung des Rheingletschers auf das Modellgebiet begrenzt ist, ergibt sich in der Modellierung ein Halbkegel.

Für den Gletscher, welcher die Äußere Würmendmoräne produzierte, begann die Anpassung der Kegelparameter bei Apexhöhen, die nach BINI et al. (2009) zwischen 1050 m und 1100 m liegen. Apexposition und der Gradient wurden nach und nach angepasst, bis die Schnittlinie von Kegeloberfläche und Modelloberfläche mit der Äußeren Würmendmoräne möglichst gut zusammenfiel. Für den Gletscher, welcher die Innere Würmendmoräne produzierte, war das Vorgehen identisch, hier wurden die Parameter so angepasst, dass die Schnittlinie von Kegel und Modelloberfläche möglichst gut mit der Inneren Würmendmoräne zusammenfiel.

Aus den Eisvolumen zum Zeitpunkt der Inneren und Äußeren Würmendmoräne ließ sich die Abschmelzraten pro Jahr berechnen und auf die eisbedeckte Fläche normieren. Daten für das Alter von Äußerer und Innerer Würmendmoräne sind in Tab. 3 zusammengefasst.

5.3.2 Modelliertes Eisvolumen

Die Modellierung zeigten, dass es nicht möglich ist, den Eisrand der Äußeren Würmendmoräne mit einem einzelnen isometrischen Kegel darzustellen, dessen Schnittlinie mit der Modelloberfläche genau mit der Kammlinie der entsprechenden Würmendmoräne zusammen fällt. Weil keine perfekte Passung zu erreichen ist, existieren in jedem Szenario Eisüberschüsse über die Würmendmoräne hinaus und Eisdefizite innerhalb der Würmendmoräne (1 und 2 in Abb. 31). In Abb. 31 ist ein frühes Abschmelzstadium des Rheingletschers nach dem Letzteiszeitlichen Maximum modelliert. Die Anpassung der drei Parameter Apexhöhe, Apexposition und Gradient ergab für den Gletscher, welcher die Äußere Würmendmoräne aufbaute, die relativ genaueste Passung bei einer Apexhöhe von 1100 m NN, einer Apexposition bei E 3538047/N 5261913 und einem Gradienten von 8,9 ‰; daraus berechnet TERRAINVIEW ein Eisvolumen von 570 km³ (Abb. 31). Für den Gletscher, welcher die Innere Würmendmoräne aufbaute, ergaben eine Apexhöhe von 955 m NN, eine Apexposition bei E 3539711/N 5262553 und ein Gradient von 8,8 ‰ die genaueste Passung. Das mit diesen Parametern in TERRAINVIEW berechnete Eisvolumen ergab 270 km³ (Abb. 31).

Bei der Modellierung der Gletschers, welcher die Innere Würmendmoräne aufbaute, lässt sich eine verhältnismäßig gute Passung mit nur einem isometrischen Kegel erreichen (Abb. 32). Geringfügige Eisdefizite entstehen besonders im östlichen Teil des Gebiets. Das Szenario ist deshalb ziemlich realis-

tisch. Sowohl im Schussen-Lobus (SIL), als auch im Leutkirch-Lobus (LIL) ist ein Zwischenstadium zwischen dem Gletscher, welcher die Äußere Würmendemoräne aufbaute und dem Gletscher, welcher die Innere Würmendemoräne aufbaute, in Form kontinuierlicher, hoher Moränenrücken dokumentiert, die aus der Serie konzentrischer, diskontinuierlicher Bögen lokaler Moränenrücken herausragen (rote Linie in Abb. 32).

Obwohl im DGM glaziale Strukturen, welche im Zusammenhang mit dem Konstanzer Stadium stehen, sehr genau identifiziert werden können, liefert die Modellierung des entsprechenden Gletschers keine realistischen Ergebnisse. Die Ausstriche der Moränenrücken des Konstanzer Stadiums (weiße Linie in Abb. 23) können nicht mit einem isometrischen Kegel zur Deckung gebracht werden. Daraus folgt, dass die beiden Teilgletscher, der Friedrichshafen-Ravensburger-Lobus und der Konstanz-Uhldingen-Lobus, unterschiedlich schnell abgeschmolzen sein müssen. Die Ursache liegt wohl in der unterschiedlichen Lage, denn die Modellierung legt nahe, dass der östliche Friedrichshafen-Ravensburger-Lobus früher abgeschmolzen sein muss als der westliche Lobus von Konstanz-Uhldingen. Dies macht insofern Sinn, als das Bodenseebecken tief ausgeräumt ist und der Gletscher sich darin weit nach Westen vorbauen konnte (VILLINGER 2011: 181), wohingegen der östliche Friedrichshafen-Ravensburg-Lobus auf der flachen Rampe des distalen Bodenseebeckens lag und deshalb schneller abschmolz.

Aus diesen Gründen kann das Eisvolumen zum Zeitpunkt des Konstanzer Stadiums innerhalb des Modellgebietes nur grob abgeleitet werden. Es liegt in der Größenordnung von 20 km³ und die maximale Gletscherhöhe entlang der Längsachse des Bodensees dürfte bei etwa 600 m (200 m über dem heutigen Wasserspiegel) gelegen haben.

Abb. 31 : Gletschermodellierung und Ausstrich der Äußeren Würmendemoräne (weiße Linie) mit Eisüberschüssen (1) und Eisdefiziten (2). Der Apex (roter Punkt) liegt außerhalb des Modellgebiets im Zentrum des Bodenseebeckens südlich von Nonnenhorn (Gauß-Krüger-Koordinaten). An der Binzen-Bifurkation (B) schneidet der Schussenlobus (SIL) des Rheingletschers den Leutkichlobus (LIL). Das Eisvolumen ist der unkorrigierte Wert aus der Volumenberechnung mit TERRAIN-VIEW und beschränkt sich auf das Modellgebiet. Perspektivische Ansicht (Lage und Maßstab vgl. Abb. 20). Abstand der konzentrischen Ringe auf dem transparenten Kegel: 1 km. DGM im LOD 2; 2,66-fach überhöht und mit Beleuchtung aus 315/38.
Unten: geglättetes **Längsprofil der Äußeren Würmendemoräne** (schwarze Linie); Länge: 243 km; mittlerer Gradient: 1,2 ‰.

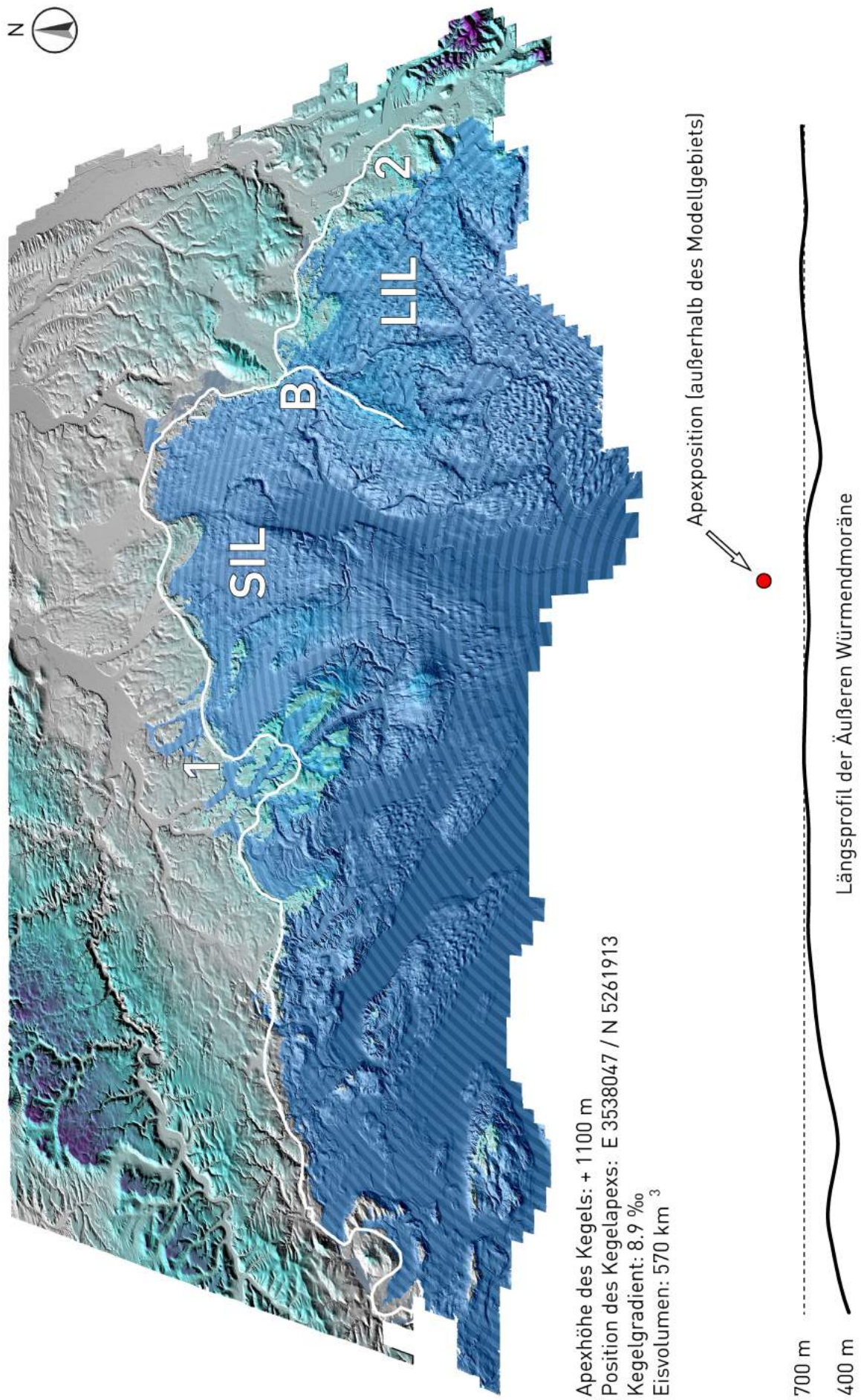
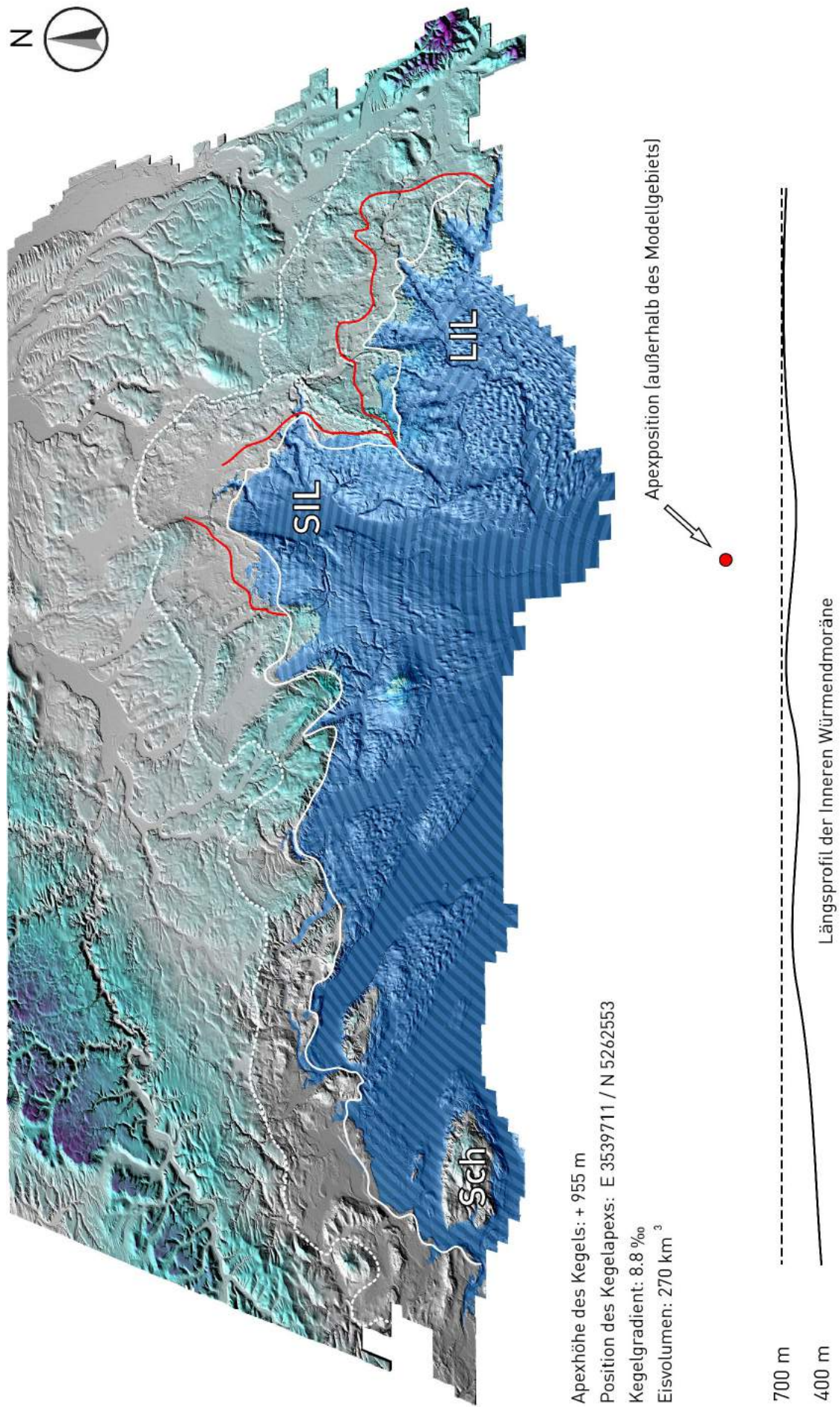


Abb. 32 : Gletschermodellierung und Ausstrich der Inneren Würmendoräne (weiße Linie). Zum Vergleich mit dem vorhergehenden Stadium ist der Ausstrich der Äußerer Würmendoräne (gepunktete weiße Linie) nochmals eingefügt. Der Apex (roter Punkt) liegt außerhalb des Modellgebiets und nahe des Referenzpunktes von Abb. 31 (Gauß-Krüger-Koordinaten). Auch der Gletscher, der die Innere Würmendoräne aufbaute, hatte einen Leutkirchlobus (LIL) und einen Schussenlobus (SIL), höher gelegene Bereiche wie der Schiener Berg (Sch) waren eisfrei. Ein Zwischenstadium zwischen Äußerer und Innerer Würmendoräne ist mit der roten Linie markiert. Das Eisvolumen ist der unkorrigierte Wert aus der Volumenberechnung mit TERRAINVIEW und beschränkt sich auf das Modellgebiet. Perspektivische Ansicht (Lage und Maßstab vgl. Abb. 20). Abstand der konzentrischen Ringe auf dem transparenten Kegel: 1 km. DGM im LOD 2; 2,66-fach überhöht und mit Beleuchtung aus 315/38.

Unten: geglättetes **Längsprofil der Inneren Würmendoräne** (schwarze Linie); Länge: 168 km; mittlerer Gradient: 1,5 ‰.



5.3.3 Korrekturen des Eisvolumens

Weil das Eisvolumen mit der rezenten Landoberfläche berechnet wurde, sind Korrekturen vorzunehmen, welche die Unterschiede zur subglazialen Landschaft im Untersuchungsgebiet berücksichtigen. Dazu zählen:

- das Wasservolumen des heutigen Bodensees und das Volumen spät- und postglazialer Sedimente im Bodenseebecken;
- das Volumen von basalem Till;
- das Volumen der Endmoränen und lokalen Moränenrücken;
- das Sedimentvolumen subglazialer Becken;
- der Betrag der glazio-isostatischen Hebung durch Entfernung der Eisauflast.

Bodenseebecken

Das berechnete Eisvolumen muss um das Wasservolumen des Bodensees (48,4 km³ bei Mittelwasser, LUBW 2011: 10) und das Volumen der nachträglich eingetragenen, spät- und postglazialen Sedimente im Bodensee korrigiert werden. Das LIDAR-basierte Geländemodell enthält keine bathygrafischen Daten des Bodensees, sondern nur die Seeoberfläche bei 394,6 m. Entsprechend wird in den Volumenberechnungen im Programm TERRAINVIEW das Wasservolumen des Bodensees nicht berücksichtigt. Das Wasservolumen des Bodenseeteils, welcher im Modellgebiet enthalten ist (Abb. 20) kann nur grob anhand bathymetrischer Karten (APPT et al. 2004: Abb. 1) bestimmt werden. Mit Hilfe bathymetrischer Karten und einer Sequenz aus Pyramidenstümpfen, welche näherungsweise die Form des Bodenseebeckens wiedergeben, konnte das Wasservolumen des Bodensees innerhalb des DGMs auf 6 bis 7 km³ bestimmt werden.

Nach MÜLLER (1971) lagern im zentralen Bereich des Bodensees glaziale- und postglaziale Sedimente mit einer Mächtigkeit von 100 bis 150 m. Ebenfalls auf das Seegebiet extrapoliert, welches innerhalb des DGMs liegt, ergibt sich daraus ein Sedimentvolumen in der Größenordnung von 4 km³. Als Korrektur für das Bodenseewasservolumen und das Sedimentvolumen im Bodensee müssen also größenordnungsmäßig 10 km³ hinzugefügt werden (siehe Tab. 4). ELLWANGER et al. (2011a) bringen das Ausräumen des Bodenseebeckens mit dem Gletscher in Verbindung, der die Innere Würmendamäne aufbaut. Deshalb werden die Korrektur nur für dieses Szenario berücksichtigt.

Eisüberschuss und Eisdefizit

In den Modellierungen der verschiedenen Stadien kommt es zu Bereichen, an denen der Kegel über die Würmendamäne hinausreicht (Eisüberschuss, 1 in Abb. 31) oder nicht ganz bis zu Würmendamäne reicht (Eisdefizit, 2 in Abb. 31). Im Fall des Gletschers, welcher die Äußere Würmendamäne aufbaute, ergäbe eine Modellierung ohne Eisdefizite ein Volumen von 580 bis 600 km³. Jedoch zeigt ein solches Szenario an sehr vielen Stellen Eisüberschuss. Weil der Gletscher nicht homogen wuchs oder

abschmolz und verschiedene Gletscherloben unterschiedliche Gradienten besaßen, ist ein Szenario mit geringfügigen Eisüberschüssen und Eisdefiziten durchaus geologisch realistisch.

Im Fall des Gletschers, der die Innere Würmendmoräne aufbaute, ist das Ergebnis der Modellierung (Abb. 32) so, dass der Kegel sehr nahe an die Innere Würmendmoräne heran reicht. Innerhalb der Fehlerbreite der Modellierung muss daher auch in diesem Fall keine Korrektur angewandt werden.

Volumen des basalen Tills

Die Software TERRAINVIEW bestimmt das Volumen der Eismasse als Differenz zwischen der Kegeloberfläche und der heutigen Landoberfläche. Diese ist im Untersuchungsgebiet jedoch nahezu überall und homogen von glazigenen Sedimenten bedeckt. Der Großteil dieser Sedimente war Teil des Gletschers und lagerte sich erst beim Abschmelzen ab, muss daher dem Gletschervolumen zugeschlagen werden. Weil auch Drumlins zu einem großen Teil aus aufgearbeiteten subglazialen Sedimenten (BRÄUHÄUSER 1976) bestehen, wird das Volumen der Drumlins zum Volumen des basalen Tills hinzugerechnet. Nach SCHREINER (1978: 10) ist basaler Till (Grundmoräne) ungleichmäßig verteilt und erreicht eine maximale Mächtigkeit von 50 m. ELLWANGER et al. (2011b: 315) berichten von einer mittleren Mächtigkeit von 1 bis 2 m. Über das Gebiet des jeweiligen Gletschers extrapoliert und unter Berücksichtigung der Drumlinfelder werden für die Berechnungen mittlere Mächtigkeit des basalen Tills von 2 m angenommen. Für den Gletscher, welcher die Äußere Würmendmoräne aufbaute (2 690 km²), muss somit eine Korrektur von 5,4 km³ vorgenommen werden. Für den Gletscher, der die Innere Würmendmoräne aufbaute (1 570 km²), ergibt sich eine Korrektur von 3,1 km³.

Volumen der Endmoränen

Die Äußere Würmendmoräne ist 243 km lang, etwa 1 km breit und, wo sie gut erhalten ist, üblicherweise zwischen 15 und 20 m hoch; maximal erreicht sie Höhen um 40 m. Bei einer mittleren Höhe von 15 m, einer mittleren Breite von 1 km und einem asymmetrischen parabelförmigen Querschnitt, der auf der Innenseite steiler ist, erreicht die gesamte Äußere Würmendmoräne ein Volumen von 2,4 km³. Die Innere Würmendmoräne ist 168 km lang und gewöhnlich morphologisch weniger ausgeprägt als die Äußere Würmendmoräne. In weiten Teilen ist sie weniger als 10 m hoch, im Durchschnitt etwa 5 bis 10 m und mit Toteislöchern übersät. Insbesondere im Osten und Westen des Untersuchungsgebietes kann die Innere Würmendmoräne ähnliche Höhen wie die Äußere Würmendmoräne erreichen. Bei einer mittleren Höhe von 7,5 m und einer mittleren Breite von 0,5 km ergibt sich für die Innere Würmendmoräne ein Volumen von 0,4 km³ (Tab. 4).

Volumen der lokalen Moränenrücken

Im Gürtel zwischen der Äußeren und der Inneren Würmendmoräne sind lokale, unterbrochene Moränenrücken häufig. Seltener sind sie in dem Gebiet innerhalb der Inneren Würmendmoräne, vor allem im unteren Schussenbecken und auf den Ebenen bei Radolfzell (SCHREINER 1992) anzutreffen. Sie sind 300 bis 500 m breit und im DGM gut zu erkennen. Ihre mit dem DGM bestimmte kumulative Länge beträgt im gesamten Untersuchungsgebiet etwa 160 km und im Gebiet des Gletschers, welcher die Innere Würmendmoräne aufbaute, etwa 20 km. Die Mehrzahl dieser Moränenrücken sind zwischen

2 und 5 m hoch, etwa ein Drittel erreicht Höhen zwischen 10 und 15 m, maximal 20 m. So ergibt sich für den Gletscher, welcher die Äußere Würmendoräne aufbaute, ein Volumen von $0,2 \text{ km}^3$ (Länge: 160 km, mittlere Höhe: 5 m, mittlere Breite: 300 m) und für den Gletscher, welcher die Innere Würmendoräne aufbaute, ein Volumen von $0,02 \text{ km}^3$.

Volumen der subglazialen Beckenfüllungen

Das Gebiet von Oberschwaben enthält übertiefte subglaziale Becken verschiedener Dimension (Kap. 5.2.3). Messungen im DGM ergaben, dass 19 % des Gletschergebietes, welches mit der Äußeren Würmendoräne korrespondiert, von solchen Becken unterlagert ist (510 km^2). Nach SCHREINER (1978, 1997) können große Becken wie das untere Schussenbecken oder das Singenbecken eine Sedimentfüllung zwischen 40 und 70 m aufweisen. Die Mehrheit der subglazialen Becken erreicht jedoch nur eine Ausdehnung im Kilometerbereich und weist dementsprechend nur wenige Meter Sedimentmächtigkeit auf (vorwiegend Schuttfächer). Unter der Annahme eines parabelförmigen Beckenquerschnittes und einer mittleren Sedimentmächtigkeit von 15 m ergibt sich für alle Becken, welche mit dem Gletschergebiet der Äußeren Würmendoräne korrespondieren, ein Volumen von $3,8 \text{ km}^3$. Im Falle des Gletschers, welcher die Innere Würmendoräne aufbaute, sind 22 % des Gebietes von subglazialen Becken unterlagert (345 km^2), die ein Volumen von $2,6 \text{ km}^3$ (Tab. 4) bergen.

Isostatische Hebung durch Entfernung der Eisauflast

Nach dem Abschmelzen der Gletschermassen hebt sich die Kruste. Diese Tatsache muss bei der Berechnung des Gletschervolumens Berücksichtigung finden und als Korrekturwert zum direkt aus dem Modell abgeleiteten Volumen addiert werden. Im Untersuchungsgebiet gibt es keine geologischen Anhaltspunkte, die ein Maß für die Subsidenz beziehungsweise Hebung liefern. Deswegen hat Rolf Häfner vom Institut für Geophysik der Universität Stuttgart eine Modellierung durchgeführt, deren Ausgangsparameter die heutige Geländeoberfläche und die heutigen Hebungsraten sind.

Rolf Häfner (Institut für Geophysik, Universität Stuttgart) wandte eine empirische Methode an, welcher das Airy-Modell zu Grunde liegt und die vom isostatischen Gleichgewicht ausgeht. Zwei voneinander getrennte, spröde Lithosphärensäulen schwimmen auf der duktilen Asthenosphäre. Die eine Lithosphärensäule stellt die Zentralalpen mit Eisauflast dar, die andere die Bodenseeregion mit Eisauflast. Durch das Entfernen der Eisauflast wird der Hebungsprozess vor 20 Ka BP in Gang gesetzt und ein neues Gleichgewicht stellt sich ein. Unter der Annahme eines nicht-elastischen Prozesses ist davon auszugehen, dass sich die Säulen als überkritisch-gedämpfte Oszillatoren verhalten. Sie reagieren auf das sich neu einstellende Gleichgewicht mit exponentiell abnehmenden Hebungsraten. Im Mittel nehmen HÖGGERL (2001) für das östliche Alpenvorland und REUTHER et al. (2011) in Untersuchungen zum Expositionsalter von Enteisungsflächen mit kosmogenen Nukliden eine Hebungsrate von 1 mm an. PFIFFNER (2015) nennt rezente jährliche Hebungsraten von 1,5 mm für das Aaremassiv und 0 mm für das zentrale Schweizer Vorlandbecken. In der vorliegenden Studie ist die aktuelle jährliche Hebungsrate unter Verwendung hochgenauer Nivellierungen (relativ zu

Aarburg/Schweiz; SCHLATTER et al. 2005) auf 0,5 mm für das Bodenseegebiet und auf 1 mm für die Zentralalpen festgesetzt. Es beschreiben also nur rezent gemessene Hebungsraten die Relativbewegung. Damit die Berechnungen unabhängig sind von einem rheologischen Modell und von Annahmen hinsichtlich der (zu bestimmenden) Eisauflast, beschreibt die ursprüngliche Hebungsrate $u(t_{BP})$ zum Beginn des Abschmelzprozesses den gesamten Hebungsprozess. Für jede Säule ist die Hebungsrate u als Funktion der Zeit vor Heute t_{BP} gegeben als

$$u(t_{BP}) = u_P^{\alpha \cdot t_{BP}}$$

mit der Dämpfungsrate α

$$\alpha = \frac{1}{t_0} \cdot \ln \frac{u_0}{u_P}$$

und ist nur abhängig von der Abschmelzzeit t_0 , der heutigen Hebungsrate u_P und der ursprünglichen Hebungsrate zu Beginn des Abschmelzprozess u_0 . Weil die ursprünglichen Hebungsraten zu Beginn des Abschmelzprozesses u_0 für beide Gebiete unbekannt sind, modellierte Rolf Häfner mit jährlichen Hebungsraten zwischen 1 mm und 8 mm (Abb. 33).

Mit diesen Modellierungen ergibt sich in Abhängigkeit des Wertes $u(t_0)$ eine kumulative Absenkung zwischen 14,4 und 67,3 m (gepunktete und gestrichelte schwarze Linien in Abb. 33) und somit eine maximale Hebungs-differenz von 52,9 m zwischen den Zentralalpen und der Bodenseeregion. Beim heutigen Stand der Forschung stimmt das Verzögerungs-Szenario, das mit der roten Linie in Abb. 33 dargestellt ist, am besten mit der geologischen Geschichte überein. Diese nimmt für den Beginn des Abschmelzprozesses an, dass die Hebungsrate u_0 mit 4 mm pro Jahr in den Zentralalpen und der Bodenseeregion identisch war; die heutige Hebungsrate u_P beträgt für die Zentralalpen 1,0 mm pro Jahr und für die Bodenseeregion 0,5 mm pro Jahr. Mit diesen Werten ergibt sich eine Absenkung zum Zeitpunkt der maximalen Eisbedeckung (also während der Bildung der Äußeren Würmendoräne, ca. 20 Ka) von 43,3 m (grau gestrichelte Linie in Abb. 33). Bis zum Zeitpunkt der Inneren Würmendoräne (ca. 18,5 Ka) ergibt sich lediglich 5 m Hebung, obwohl nach den Ergebnissen aus der Gletschermodellierung mit TERRAINVIEW zu diesem Zeitpunkt bereits die Hälfte der Eismassen verschwunden war. Der Unterschied geht darauf zurück, dass die Krustenhebung durch Eisentlastung exponentiell verläuft, während die Abschmelzraten durch rasch verlaufenden Klimawandel bestimmt werden. Die Zeitverschiebung zwischen der tatsächlichen Eislast und der isostatischen Antwort der Kruste wird noch deutlicher am Beispiel der letzten stationären Phase (Konstanzer Stadium, 14 Ka). Kurz nach dem Konstanzer Stadium war das nordalpine Vorland bereits vollständig eisfrei, doch die Hebung betrug nur etwa 20 m und damit noch nicht einmal die Hälfte der ursprünglichen isostatischen Absenkung (43,4 m).

STOCCHI et al. (2005) zeigen, dass bei kleinen Gletschern aufgrund der Krustenelastizität das Hebungsgebiet deutlich von dem Gebiet abweicht, das von Eis bedeckt war. Dies deutet darauf hin, dass der tatsächliche Hebungsunterschied zwischen den Alpen und der Bodenseeregion wahrscheinlich

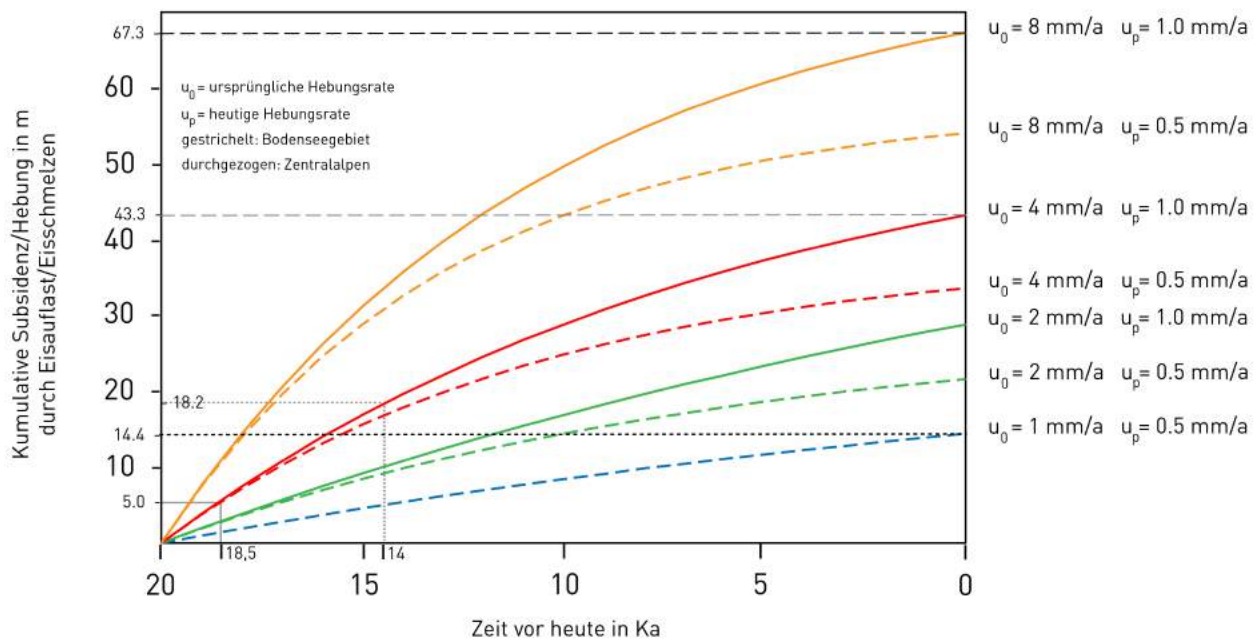


Abb. 33: Kumulative Krustenhebung durch Abschmelzen der Eismassen als Funktion exponentiell abnehmender Hebungsraten. Grundlage der Berechnungen sind heutige Hebungsraten u_p und unterschiedliche Startkonfigurationen u_0 für das Bodenseegebiet (gestrichelte Linien) und die Zentralalpen (durchgezogene Linien). Die größte wahrscheinliche Hebungsdivergenz beträgt 52,9 m zwischen den Zentralalpen und dem Bodenseegebiet (Unterschied zwischen gepunkteter und gestrichelter schwarzer Linie). Mit dem Szenario, das die rote durchgezogene Linie darstellt, ergibt sich zum Zeitpunkt der maximalen Eisbedeckung (Äußere Würmendoräne, mittleres Alter: 20 Ka) eine Gesamtsubsidenz von 43,3 m (graue gestrichelte Linie) und die Abschmelzung bis zum Zeitpunkt der Inneren Würmendoräne (mittleres Alter: 18,5 Ka) ergibt eine Hebung von 5 m (graue durchgezogene Linie). Kurz nach der letzten stationären Episode (Konstanzer Stadium, 14 Ka graue gepunktete Linie) war das nordalpine Vorland vollständig eisfrei, doch die Hebung hatte zu dieser Zeit (18,2 m) noch nicht einmal die Hälfte der ursprünglichen isostatischen Absenkung kompensiert.

geringer ist. Trotzdem sollte in dem vereinfachten Modell und ohne weitere Hinweise auf die Form und geologische Entwicklung des Hebungsgebietes 50 m als maximaler Hebungsbeitrag angenommen werden. Dieser muss auf die Gletscherhöhe aufaddiert werden, um den Effekt der isostatischen Hebung seit dem LGM auszugleichen.

Im Falle des Gletschers, der die Äußere Würmendoräne aufbaute, ergibt sich eine Volumenkorrektur für die isostatische Hebung, bei welcher der Apex um 43 m (von 1100 auf 1143 m) angehoben werden muss. Mit dieser Korrektur geht einher, dass der Gradient ebenfalls von 8,9 auf 9,6 ‰ zu korrigieren ist und der Kegel so eine optimale Passung mit der Äußeren Endmoräne erreicht. Die Korrektur führt zu einer Volumenzunahme um 30 km^3 (von 570 auf 600 km^3).

Für den Gletscher, der die Innere Würmendoräne aufbaute, reichen die Korrekturbeträge für die isostatische Hebung in Abhängigkeit des u_0/u_p -Szenarios von 1 bis 8 m. Für das durchschnittliche Alter dieses Abschmelzstadiums (18,5 Ka; Tab. 3) liefert das Szenario, welches in Abb. 33 mit den

Tab. 4: Zusammenfassung der Korrekturen an den Eisvolumina, die direkt aus dem DGM berechnet wurden. Alle Zahlen sind Kubikkilometer.

	Gletscher der Äußeren Würmendemoräne [km³]	Gletscher der Inneren Würmendemoräne [km³]
Kegelvolumen aus dem DGM ohne Korrekturen	570	270
Korrekturen des Bodenseebeckens (Wasser und Sediment)	-	ca. 10
Volumen basaler Till	5,4	3,1
Volumen Endmoränen	2,4	0,4
Volumen lokaler Moränenrücken	0,2	0,002
Volumen postglazialer Beckenfüllungen	3,8	2,6
Korrektur für Eisauflast	30	3
Korrigiertes Eisvolumen	611,8	289,1
Schwankungsbereich	610 ± 10	290 ± 10

roten Linien dargestellt ist, Hebungen von 5 m (graue Linie). Die Volumenkorrektur für die isostatische Hebung infolge reduzierter Eisauflast muss also mit einem Kegel berechnet werden, dessen Apex um 5 m höher liegt (von 955 m auf 960 m). Die Anpassung des Gradienten von 8,8 auf 8,9 ‰ liefert eine optimale Passung des Kegels mit der Inneren Würmendemoräne und eine Volumenzunahme um 3 km³.

5.3.4 Ergebnis der Volumenkorrekturen

Die Korrektur des Volumens des Gletschers, der die Äußere Würmendemoräne aufbaute, summiert sich auf 41,8 km³ (Tab. 4). Innerhalb der Fehlerbreite muss also ein Volumen von 30 bis 50 km³ zum ursprünglichen, mit dem Kegelwerkzeug bestimmten Volumen addiert werden. Dieser Korrekturwert ist unerwartet hoch und geht hauptsächlich auf die Korrektur für die isostatische Hebung (30 km³) zurück. Das Volumen von basalem Till beläuft sich auf 5,4 km³, der Verfüllung subglazialer Becken auf 3,8 km³ und der Moränen auf 2,6 km³. Innerhalb des Untersuchungsgebietes ist deshalb das Volumen des Gletschers, der die Äußere Würmendemoräne aufbaute, für weitergehende Berechnungen auf 610 ± 10 km³ (Tab. 4) gesetzt.

Für den Gletscher, der die Innere Würmendemoräne aufbaute, beträgt die Korrektur 19,1 km³ (Tab. 4). Unter Berücksichtigung der Fehlerbreite bei der Errechnung der Korrektur müssen also zwischen 10 und 30 km³ dem Gletschervolumen hinzugerechnet werden, das ursprünglich mit dem Kegelwerkzeug bestimmt wurde. Die Korrekturen für Moränen und lokale Moränenrücken können vernachlässigt werden. Für weitergehende Berechnungen beläuft sich das Volumen somit auf 290 ± 10 km³.

5.3.5 Eismächtigkeiten

Zur Bestimmung der Eismächtigkeit gibt es für den Gletscher, der die Äußeren Würmendmoräne aufbaute, keine eindeutige Lösung. Unklar ist

- a) ob das Bodenseebecken erst von dem Gletscher ausgeschürft wurde, der die Innere Würmendmoräne aufbaute (ELLWANGER et al. 2011b) oder schon früher (KELLER 2009) und
- b) ob die Landoberfläche während der maximalen Vereisung und zum Zeitpunkt der Inneren Würmendmoräne ähnlich oder deutlich unterschiedlich war.

Nach EBERLE et al. (2007) betrug die Eismächtigkeit während des Letzteiszeitlichen Maximums an den Mündungen der großen nordalpinen Täler größenordnungsmäßig 1 km; VILLINGER (2011) beschreibt für die Gegend um Bregenz Eismächtigkeiten von 800 m, wobei unklar bleibt, ob darin die Mächtigkeit glazigener und postglazialer Sedimente enthalten ist. Unter der Annahme, dass ein weniger als halb so tiefes Vorgängerbecken des späteren Bodenseebeckens bereits während des Letzteiszeitlichen Maximums bestand, kann die Eismächtigkeit am Apex auf 900 bis 1000 m geschätzt werden.

Bessere Werte ergeben sich für den Gletscher, der die Inneren Würmendmoräne aufbaute. Am Apex wurde die Eismächtigkeit folgendermaßen berechnet: der Höhenunterschied zwischen der Kegelspitze (955 m) und dem heutigen Bodenseewasserspiegel (394 m), dazu addiert die heutige Wassertiefe (120 m), die überschlagene Sedimentmächtigkeit spätglazialer Ablagerungen (100 m) und die Höhenkorrektur für die isostatische Hebung (5 m). In der Zusammenschau ergibt dies $955 - 394 + 120 + 100 + 5 = 786$ m.

5.3.6 Berechnete Abschmelzraten

Zwischen den Stadien der Inneren und Äußeren Würmendmoräne nahm das Eisvolumen im Untersuchungsgebiet um 53 % ab (um $320 \pm 20 \text{ km}^3$, von $610 \pm 10 \text{ km}^3$ auf $290 \pm 10 \text{ km}^3$, Tab. 4). Die von Eis bedeckte Fläche reduzierte sich um 42 % ($1\,120 \text{ km}^2$) von $2\,690 \text{ km}^2$ auf $1\,579 \text{ km}^2$.

Üblicherweise wird bei rezenten Gletschern die Abschmelzrate in Rückzugsstrecke pro Jahr angegeben. In der Literatur wird häufig auch das abgeschmolzenes Eisvolumen genannt, ohne Rücksicht darauf, dass diese Dimension ohne Bezug zur Gletscherfläche oder zum Gletschervolumen nicht vergleichbar ist. Selten sind in der Literatur Schmelzraten genannt, die sich auf das Gletschervolumen oder die Gletscherfläche beziehenn. Doch ist dies unerlässlich, um verschiedene Eisschilde, Eiskappen oder einzelne Gletscher miteinander vergleichen zu können.

Schmelzrate in Bezug auf die Länge [$\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$]

In der Zeit zwischen der Bildung der Äußeren und der Inneren Würmendmoränen verlagerte sich die Gletscherfront um 8 bis 15 km (im Mittel: 10 km; siehe Abb. 31 und 32). Mit der maximal

dazwischenliegenden Zeitspanne (6 500 Jahre) ergibt sich eine Rückzugsrate zwischen $1,2 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ und $2,3 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, wohingegen die minimal dazwischenliegende Zeitspanne von 3 100 Jahren maximale Rückzugsraten zwischen $2,6 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ und $4,8 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ liefern. Die mittlere Rückzugsrate nach der Länge ist $2,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$.

Ich möchte betonen, dass für solche einfachen Berechnungen wie der Rückzugsrate nach Länge kein hochauflösendes DGM notwendig ist. Die Entfernungen der Gletscherfronten zwischen den Stadien der Äußeren und Inneren Würmendoräne sind schon sehr lange bekannt, nämlich seit die Endmoränenwälle in Zusammenhang mit der würmeiszeitlichen Vereisung gebracht wurden. Seit rund 40 Jahren sind auch die Alter der Endmoränenwälle mit den in Tab. 3 genannten Fehlerbreiten bekannt.

Schmelzrate in Bezug auf das Volumen [$\text{km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$]

Im Untersuchungsgebiet ergibt sich aus dem Unterschied zwischen

a) dem Gletschervolumen, das mit der Äußeren Würmendoräne korrespondiert ($610 \pm 10 \text{ km}^3$, Tab. 4; 24,5 bis 21,5 Ka BP, DE GRAAFF et al. 2007, Tab. 3) und

b) dem Gletschervolumen, das mit der Inneren Würmendoräne korrespondiert ($290 \pm 10 \text{ km}^3$, Tab. 4; 18,4 bis 18,0 Ka BP, DE GRAAFF et al. 2007, Tab. 3)

eine Schmelzrate zwischen $0,05 \text{ km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ und $0,11 \text{ km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$.

Schmelzrate in Bezug auf das Volumen und die Fläche [$\text{km}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$]

Für die Vergleichbarkeit der Volumina ist die Normierung der Schmelzrate in Bezug auf das Volumen und die Fläche notwendig. Für die maximale Zeitspanne zwischen den Stadien der Äußeren und Inneren Würmendoräne (24,5 bis 18,0 Ka BP: 6 500 Jahre) ergibt sich eine minimale Schmelzrate von $4,1 \text{ bis } 4,7 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3$

$\text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$; die minimale Zeitspanne zwischen den beiden Stadien (21,5 bis 18,4 Ka BP, 3100 Jahre) ergibt hingegen eine maximale Schmelzrate zwischen $8,6 \text{ und } 9,8 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$.

5.3.7 Diskussion zu Gletschervolumen und Abschmelzraten

Gletschervolumen

Die hier vorgestellte Verfahrensweise zur Bestimmung des Eisvolumens ist die erste auf der Grundlage eines großflächigen hochauflösenden Geländemodells. Mit den Werkzeugen von TERRAINVIEW kann zur Zeit nur ein isometrischer Kegelstumpf zur Volumenberechnung eingesetzt werden. Diese Form unterscheidet sich von der tatsächlichen Form eines typischen Vorlandgletschers, welcher gewöhnlich ein großes, leicht einfallendes Plateau und eine steile Gletscherfront besitzt (EVANS & TWIGG 2002, Abb. 4).

Auf der Grundlage von Geländebeobachtungen haben KELLER & KRAYSS (1993b) den würmeiszeitlichen Rhein-Linth-Gletscher komplett rekonstruiert und ein Eisvolumen zur Zeit der Maximalausdehnung von $6\,150\text{ km}^3$ errechnet, das sich auf eine Fläche von $16\,400\text{ km}^2$ bezieht. Zwar ist ihr berechnetes Volumen zehnmal so groß wie das in dieser Studie berechnete Volumen (610 km^3), es bezieht sich jedoch auch auf eine sechsmal so große Fläche. Aus den publizierten Informationen ist nicht möglich, das Eisvolumen herauszurechnen, welches dem Modellgebiet meiner Studie entspricht, um so das errechnete Volumen von $610 \pm 10\text{ km}^3$ zu validieren. Bei der Modellierung des Gletschers, welcher die Äußere Würmendamoräne produzierte, hat der Gradient ($8,9\text{ ‰}$) ähnliche Werte wie bei KELLER & KRAYSS (1993b; $6\text{--}8\text{ ‰}$ und steiler im Vorland); die Grundfläche des Vorlandgletschers ist dort als halbelliptisch definiert. Jedoch bleibt unklar, ob das Gletschervolumen mit einem Kegelstumpf, einem Ellipsoid oder mehreren Superellipsoiden berechnet wurde.

Im Falle des Gletschers, der die Äußeren Würmendamoräne aufbaute, haben die Modellierungen gezeigt, dass es nicht möglich ist, den Eisrand mit nur einem einzelnen isometrischen Kegel so zu rekonstruieren, dass er genau mit der Endmoräne zusammenfällt. Vielmehr zeigte die Modellierung entlang der Endmoräne mehrere Stellen mit Eisüberschüssen (in anschließende Schotterebenen) und Eisdefiziten (innerhalb der Endmoräne). Das Eisdefizit im östlichen Teil von Abb. 31 zeigt insofern ein realistisches Szenario, als der Gletscher diskontinuierlich abschmolz; darauf deutet die Diskordanz der Endmoränen an der Binzen-Bifurkation (BiBi in Abb. 28). Der westliche Schussenlobus baute sich also noch vor, als der östliche Leutkirchlobus bereits abschmolz.

Im Falle des Gletschers, der die Innere Würmendamoräne aufbaute, gibt es geringfügige Abweichungen zur Rekonstruktion von ELLWANGER et al. (2011a). Die Abweichungen treten insbesondere im Gebiet des Schirner Berges (westliches Gebiet in Abb. 32) auf und rühren sehr wahrscheinlich daher, dass der Kegel eine isometrische Form hat und insbesondere an der Gletscherfront nicht die tatsächliche Gletscheroberfläche widerspiegelt. Die Modellierung könnte verbessert werden, indem mehrere Superellipsoide zur Rekonstruktion der Gletscheroberfläche eingesetzt werden.

Schmelzraten

In den Berechnungen der Schmelzraten ist der größte Schwachpunkt die Unsicherheit bestehender Altersdatierungen. Deshalb habe ich nur regionale, kalibrierte ^{14}C -Alter verwendet. Dennoch ist zu berücksichtigen, dass aufgrund mangelnder Altersdatierungen die errechneten Werte nur für ein Szenario zutreffen: die Abschmelzphase zwischen der Bildung der Äußeren und der Inneren Würmendamoräne. Theoretisch erlaubt die vorgestellte Methode eine detaillierte und nahezu durchgängige Konstruktion des Schmelzvorganges. Allerdings sind im Untersuchungsgebiet keine Findlinge bekannt, die dafür geeignet wären, mit kosmogenen Nukliden ein Expositionsalter zu bestimmen und so zuverlässige Daten für eine Rekonstruktion des Schmelzvorganges zu liefern.

Die Schmelzraten in Bezug auf die Länge [$\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$] betragen im Mittel $2,5\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$. Im Vergleich zu Literaturwerten für maximale spätwürmeiszeitliche Schmelzraten im nordalpinen Vorland von etwa $40\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ (GEYH & SCHREINER 1984) ist das sehr wenig. Von Gletschern in den Schweizer Alpen

sind historische und aktuelle Schmelzraten in Bezug auf die Länge sehr genau bekannt. Im Mittel schmelzen sie mit $17 \text{ bis } 18 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ab, maximale Schmelzraten des Morteratschgletschers betragen $77 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ (GLETSCHERBERICHTE 1881-2009). SCHREINER (1997) führt Schmelzraten zwischen $15 \text{ und } 40 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ seit AD 1860 für Alpengletscher an.

Schmelzraten in Bezug auf die Länge spiegeln nicht das tatsächliche (nicht-lineare) Verhalten eines massiv abschmelzenden Vorlandgletschers wider. Deshalb sind sie nur von begrenzter Aussagekraft. Für die Zeit zwischen der Äußeren und der Inneren Würmendmoräne nennen GEYH & SCHREINER (1984) Schmelzraten, die möglich wären, aber wenig realistisch sind. Mit solch hohen Schmelzraten müsste der Eisrand den mittleren Abstand von 10 km zwischen Äußerer und Innerer Würmendmoräne in 250 Jahren überwunden haben. Unter solchen Umständen ist schwer vorstellbar, wie sich in so kurzer Zeit das komplexe, konzentrische Muster aus bis 12 lokale Moränenrücken (Abb. 25; SCHREINER 1992; geologische Karten im Maßstab 1:25 000) zwischen der Äußeren und Inneren Würmendmoräne gebildet haben konnte. Bei der Rate von $2,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, die in dieser Studie ermittelt wurde, benötigt der Eisrand rund 4 Ka für die Strecke von 10 km; ein solches Szenario erlaubt die Bildung zahlreicher lokaler Moränenrücken, die in Zusammenhang mit kurzzeitigen stationären Phasen stehen.

Im Untersuchungsgebiet streuen die Schmelzraten in Bezug auf das Volumen [$\text{km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$] zwischen $0,05 \text{ und } 0,11 \text{ km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$. Nach FARINOTTI et al. (2009) nahm das Volumen des alpinen Rhône-gletschers von $2,23 \pm 0,41 \text{ km}^3$ im Jahr 1999 auf $2,11 \pm 0,38 \text{ km}^3$ im Jahre 2007 ab; das Gebiet von 1999 ist unbekannt. So ergibt sich für den Rhône-gletscher in den Jahren 1999 bis 2007 eine Schmelzrate von $0,015 \text{ km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$. Auf der Grundlage von Messungen des GRACE-Satelliten berechneten CHEN et al. (2006) die Schmelzrate des grönländischen Eisschildes auf $239 \pm 23 \text{ km}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ für die Zeit zwischen April 2002 und November 2005. Das entspricht 0,01 % des gesamten Eisschildes ($2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$). Es ist offensichtlich, dass Schmelzraten mit Bezug zum Gletschervolumen nicht vergleichbar sind, solange die zugehörige flächige Ausdehnung keine Berücksichtigung findet.

Schmelzraten in Bezug auf das Volumen und auf die Fläche normiert [$\text{km}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$] reichen im Untersuchungsgebiet von $4,1 \cdot 10^{-5} \text{ bis } 9,8 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Zum Vergleich: die aktuelle Schmelzrate des Rhône-gletschers beträgt $9,4 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$; die des grönländischen Eisschildes mit einer momentan vergletscherten Fläche von $1,801 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (KARGEL et al. 2012, CITTERIO & AHLSTRØM 2013) beträgt $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Somit liegt die in dieser Studie ermittelte Schmelzrate für den würmeiszeitlichen Rheingletscher in derselben Größenordnung wie die heutige Schmelzrate des grönländischen Eisschildes, aber immer noch deutlich niedriger als die aktuelle Schmelzrate des Rhône-gletschers.

5.4 Schlussfolgerungen aus den Beobachtungen zu jungen glazialen und periglazialen Landformen in Oberschwaben

Das Potential zur Erkennung und Korrelation junger glazialer Landformen ist in einem großflächigen, hochauflösenden DGM sehr hoch. Die Untersuchungen der glazial und postglazial überprägten Landschaft in Oberschwaben hat gezeigt, dass die Kartierung mit dem DGM alle glazigenen morphologischen Strukturen erfasst, die im Zuge der letzten (würmeiszeitlichen) Vereisung entstanden und aus den geologischen Karten mit dem Maßstab 1:25000 und 1:50000 bekannt sind (zum Beispiel SCHMIDT & BRÄUHÄUSER 1911, WEIDENBACH 1975b, 1997, SCHMIDT et al. 1979, HANSEL 1989, SZENKLER & ELLWANGER 1996, 1997a, 1997b, 2001a, 2001b, 2001c, ELLWANGER et al. 2008). Ältere eiszeitliche Formen sind nur vereinzelt eindeutig im DGM zu identifizieren.

Bei hoher Auflösung bietet die Visualisierung eine Fülle von Details glazialer und periglazialer Strukturen wie Zungenbecken, lokale Moränenrücken, Esker, subglaziale und eisrandparallele Täler, Mikromoränen und Terrassenschachtelung. Die Kartierung im DGM erreicht mindestens die Genauigkeit der traditionellen Geländeaufnahme. Im Gegensatz zur Geländeaufnahme ist die Kartierung mit dem DGM jedoch wesentlich schneller, so sind morphologisch ähnliche Gebiete im DGM direkt zu erkennen. Dies zeigen beispielsweise die möglichen reliktschen Drumlinfelder bei Aulendorf (auf Abb. 22 mit 1 gekennzeichneten Flächen) und bestätigt die geologische Karte (Blatt 8023 Aulendorf, WEIDENBACH 1975b). Die Geländearbeit kann sich auf die strittigen Punkte konzentrieren.

Ein weiterer Zugewinn liegt in der Möglichkeit, die Strukturen in allen Auflösungsstufen über große Entfernung zu korrelieren. Dies ist ein entscheidender Vorteil, denn allermeist ermöglicht bei der Geländearbeit erst die Kenntnis mehrerer Aufschlüsse, sich ein zusammenhängendes Bild über Landschaft und ihre Entstehung zu machen (WEIDENBACH 1975a). Als Beispiel seien hier die lokalen Moränenrücken innerhalb des Leutkirchlobus der Äußeren Würmendoräne nordöstlich von Kißlegg genannt (Abb. 28) genannt; nur in der Übersicht des DGMs wird ersichtlich, dass diese Moränenrelikte zusammenhängende Rücken bilden. Ein weiteres Beispiel sind die subglazialen und eisrandparallelen Schmelzwasserrinnen im Oberlauf der Schussen zwischen Aulendorf, Bad Waldsee und Bad Schussenried: Auf der geologischen Karte (Blatt 80224 Bad Waldsee) hat WEIDENBACH (1997) diese teilweise als „hauptsächliche diluviale Erosionsränder“ kartiert, aber erst mit den Korrelationsmöglichkeiten im DGM kann ein großflächigerer Zusammenhang mit anderen Rinnenstrukturen und der Endmoräne hergestellt werden. Auf dieser Grundlage konnte dann ein Szenario entworfen werden, wie die spät- und periglaziale Entwicklung vonstatten gegangen sein könnte.

6 Spätpleistozäne und holozäne Flussdynamik im Oberrheingraben

Im Oberrheingraben stehen die Erkundung der fluvialen Strukturen und deren flussgeschichtliche Entwicklung im Vordergrund. Zunächst gehe ich auf die Entwicklung und den Bau des Oberrheingrabens (Kap. 6.1 und 6.2) ein. Danach (Kap. 6.3) folgt ein Abriss der Erforschungsgeschichte des Oberrheingrabens, der zeigt, dass bereits im 19. Jahrhundert (MONE 1826) außerordentlich detaillierte Kenntnisse kleiner Gebiete vorhanden waren. Im Folgenden (ab Kap. 6.6) zeige ich anhand detaillierter Ausschnitte, was aus dem DGM für die flussgeschichtliche Entwicklung abgeleitet werden kann.

Der Oberrheingraben ist ein 300 km langer und durchschnittlich 40 km breiter Grabenbruch zwischen Basel und Bingen und bildet mit dem Rhein die westliche Grenze Baden-Württembergs zu Frankreich und Rheinland-Pfalz. Weil das Geobasisdatenmodell auf das Landesgebiet von Baden-Württemberg beschränkt ist, stellt das DGM nur die baden-württembergische Seite des Oberrheintals dar. Der Graben ist mit mächtigen tertiären und quartären Sedimenten verfüllt, in welche sich der Rhein teilweise eingeschnitten und Spuren seiner flussdynamischen Entwicklung hinterlassen hat. Diese Spuren sind im DGM hervorragend zu erkennen.

6.1 Abriss der Entstehungsgeschichte des Oberrheingrabens

Der Oberrheingraben ist Teil des Nord-Süd-gerichteten europäischen känozoischen Grabenbruchsystems (ECRIS, European Cenozoic Rift System), welches sich vom Rhônegraben in Südfrankreich über die Niederrheinische Bucht bis in den Vikinggraben vor Norwegen erstreckt (PFLUG 1982, EBERLE et al. 2007, Abb. 34). Das Grabenbruchsystem umfasst neben dem Oberrheingraben unter anderem den unteren Rhône-Graben, den südlichen und nördlichen Bresse-Graben, den Limagne-Graben und den Roanne-Graben in Frankreich und den Niederrheingraben, welche über Nordost-streichende Transformstörungen miteinander verbunden sind (BOURGEOIS et al. 2007, PFLUG 1982). Obwohl das System also eine zusammenhängende Entstehung aufweist, verlief die Entwicklung der Gräben unabhängig voneinander (PFLUG 1982).

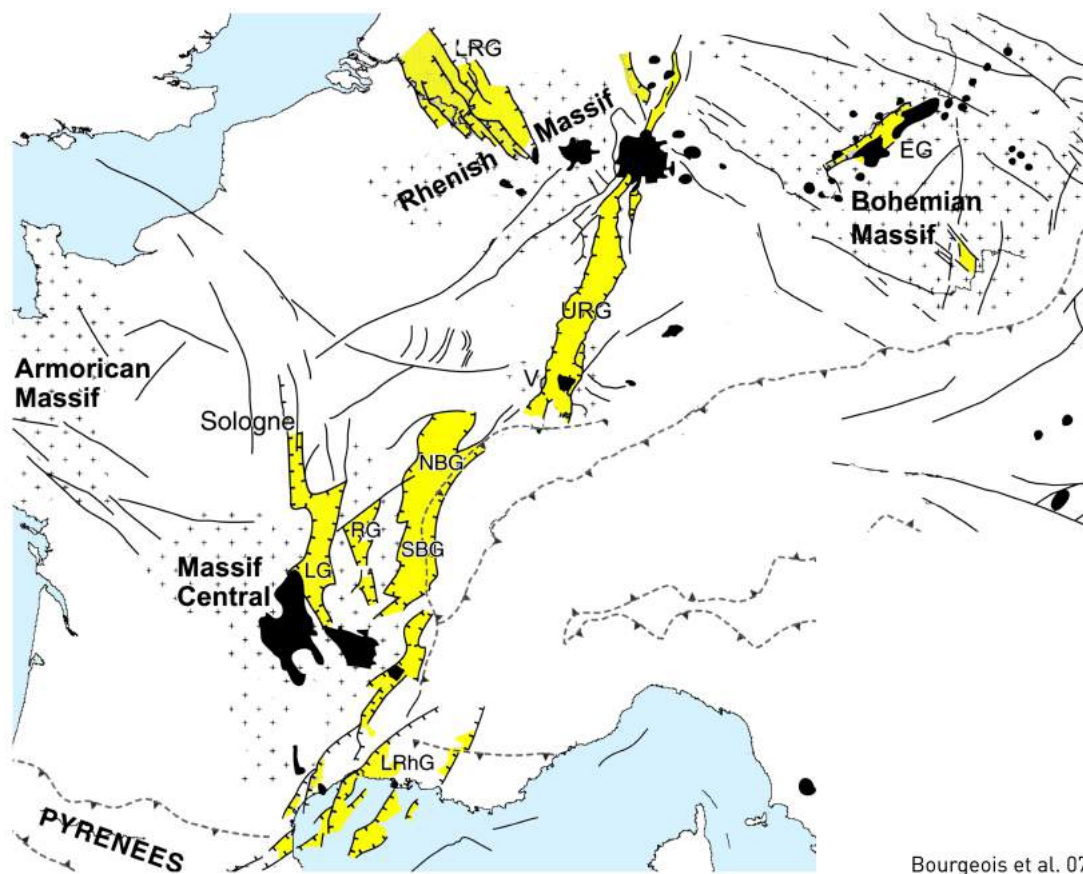


Abb. 34: Das mitteleuropäische Riftsystem, EG - Egergraben, LG - Limagne-Graben, LRG - Niederrheinische Bucht, LRhG - Unterer Rhône-Graben, NBG - Nördlicher Bresse-Graben, RG - Roanne-Graben, SBG - Südlicher Bresse-Graben, URG - Oberrheingraben, V - Vogesen (nach BOURGEOIS et al. 2007).

6.1.1 Tektonische Situation

Ab dem Mitteljura (vor etwa 170 Ma) beginnt der Zerfall des Superkontinents Pangäa in mehrere Einzelkontinente und der Penninische Ozean öffnet sich (PFIFFNER 2015) zwischen Laurasia und Gondwana. In der Kreidezeit beginnt die afrikanischen Platte nach Nordwesten in Richtung der Eurasischen Platte (Laurasia) zu driften und somit die Schließung des Penninischen Ozeans einzuleiten (PFIFFNER 2015). Von der Oberkreide bis zum Eozän ist der Südrand des europäischen Kontinents (Laurasia) geprägt von der Subduktion des Nordpenninischen Ozeans unter den Adriatischen Sporn und der Neo-Tethys unter Laurasia (BOURGEOIS et al. 2007, FRISCH & MESCHEDÉ 2009: 173). Weil der Nordpenninische Ozean bereits im späten Eozän geschlossen ist, weiter westlich die Subduktion der Neo-Tethys jedoch noch andauert, bildet sich dazwischen eine sinistrale Seitenverschiebungszone aus, das europäische känozoische Riftsystem (BOURGEOIS et al. 2007, FRISCH & MESCHEDÉ 2009).

Nach BOURGEOIS et al. (2007) entwickelt sich das europäische Riftsystem hauptsächlich zwischen 37 und 17 Ma als Reaktion der nordgerichteten Drift der adriatischen gegen die europäische Platte

und der damit verbundenen Lithosphärenfaltung (Wellenlänge: 270 km, Amplitude: 1 500 m) im Alpenvorland. Als Teil des europäischen känozoischen Riftsystems (ECRIS) beginnt die Entwicklung des Oberrheingrabens im (späten) Eozän (BERGER et al. 2005, BOURGEOIS et al. 2007, EBERLE et al. 2007, FRISCH & MESCHEDE 2009: 45 Ma), laut ILLIES (1978b) folgt der Grabenbruch einer kambrischen Verwerfungszone und PFLUG (1982) stellt einen möglichen Einfluss der vorhergegangenen variszischen Orogenese her.

In Folge von Krustenaufwölbung kommt es zu Krustendehnung, die Brüche senkrecht zur Grabenachse verursacht. Wegen der damit einhergehenden Druckentlastung setzt Vulkanismus ein (HINSKEN et al. 2007: 60 Ma) und der Graben beginnt sich zu öffnen (FRISCH & MESCHEDE 2009: 45 Ma). Zunächst zerreißt die Kruste im Süden zwischen Basel und Frankfurt und Meerwasser dringt von Süden ein, später reißt die Kruste weiter nach Norden auf (von Frankfurt bis Kassel, Hessische Senke) und das Senkungsmaximum wandert nach Norden (ILLIES 1978a). In Folge der Absenkung des Grabens und der Heraushebung der Grabenschultern (im Süden ab dem Eozän, FRISCH & MESCHEDE 2009) verstärkt sich die Abtragung der Grabenschultern und im Graben kommen vermehrt Erosionsprodukte zur Ablagerung (ILLIES 1978a), wobei an den Grabenrändern eher grobklastische Ablagerungen (Konglomerate und unreife Sandsteine) vertreten sind, die zur Grabenmitte zunehmend feinklastisch (Siltstein, Tonstein) oder aquatisch (Kalke, Dolomite, Mergel, Evaporite) werden (FRISCH & MESCHEDE 2009). Bereits im Eozän beträgt die Sprunghöhe zwischen Graben und Schultern über 1 000 m und tendenziell ist die Sprunghöhe im Süden größer als im Norden (FRISCH & MESCHEDE 2009). Entlang der Ränder des Oberrheingrabens verlaufen parallele, abschiebende Randstörungen, die zur Grabenmitte hin einfallen und so die Grabenrandzone bilden. Auf den einzelnen Grabenrandschollen sind mesozoisiche Sedimentrelikte erhalten (FRISCH & MESCHEDE 2009).

Vom Miozän (ab 18 Ma) bis ins Pliozän herrscht im Oberrheingraben für etwa 15 Ma weitgehend tektonische Ruhe; die Absenkung im gesamten Graben kommt während dieser Zeit nahezu zum Stillstand (ILLIES 1978b, FRISCH & MESCHEDE 2009). Die Lagunen trocknen aus, Flüsse schneiden sich in die Grabenfüllungen und teilweise werden die zuvor abgelagerten Sedimente erodiert (ILLIES 1978b).

Ab dem Oberpliozän setzt im Oberrheingraben eine zweite Senkungsphase ein, die hauptsächlich den nördlichen Teil erfasst und sich auf die Senkungsbecken bei Heidelberg, Kehl und nördlich des Tunibergs konzentriert (ILLIES 1978a). Dadurch ist der Oberrheingraben nur abschnittsweise und vorübergehend von Wasser bedeckt (ILLIES 1978a). Mit der zweiten Senkungsphase ändert sich vor 4 Ma auch die Bewegungsrichtung und der Graben entwickelt sich vom Zerrgraben zum Verschiebungsgraben (ILLIES 1978b).

6.1.2 Riftphasen und Sedimentfüllung

Der Sedimentbericht im Oberrheingraben zeigt das Zusammenspiel von Tektonik und Sedimentation: Je weiter die Grabenränder herausgehoben sind, desto stärker wirkt deren Abtragung, desto stärker ist der isostatische Ausgleich und die Heraushebung der Schultern, desto mehr Sedimente werden im Graben abgelagert, desto stärkere Senkung ist im Graben zu beobachten. Die Sedimente im Graben wiederum geben Auskunft über den Gesteinsaufbau der Grabenflanken zur Ablagerungszeit und zeigen, dass im Laufe der Grabenentwicklung das Deckgebirge Schicht für Schicht abgetragen wurde (ILLIES 1978a). Aus der Geometrie der Sedimentfüllung lassen sich die Riftphasen im Oberrheingraben ableiten (LGRB 2007).

Geophysikalische und Bohrlochdaten zeigen, dass im tieferen Untergrund des Oberrheingrabens auf kristallinen Gesteinen permische bis jurassische Sedimente liegen, die noch vor der Grabenentstehung abgelagert wurden (LGRB 2007). Darauf folgen diskordant känozoische Sedimente. Die Riftphase im südlichen Oberrheingraben beginnt im späten Eozän und setzt sich im unteren Oligozän (Rupelium) nach Norden fort (BERGER et al. 2005, BOURGEOIS et al. 2007). Demzufolge kann der Oberrheingraben nicht als einheitliches Sedimentationsgebiet angesehen werden, sondern muss in drei Bereiche unterteilt werden: der südliche, der mittlere und der nördliche Oberrheingraben (Abb. 35). Jeder dieser drei Bereiche war zu unterschiedlichen Zeiten und in unterschiedlichem Maße von Tektonik, Subsidenz und (mariner) Flutung beeinflusst, wie die unterschiedlichen Sedimentabfolgen zeigen (PFLUG 1982, GEYER et al. 2011). Die Sedimente dokumentieren zahlreiche Wechsel zwischen terrestrischen, lakustrinen, brackischen und marinen Ablagerungsbedingungen, wobei zeitweise Verbindung zum Nordmeer und zeitweise Verbindung zum Mittelmeer bestand. Eine zusammenhängende Einteilung und stratigraphische Gliederung liefern der entsprechende Auszug aus der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (GRIMM & HOTTENROTT 2005), der überarbeitete und aktualisierte Symbolschlüssel der Geologie für Baden-Württemberg (LGRB 2011) und das interregionale GeORG-Projekt (**Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben**, GEORG-PROJEKTTEAM 2013, GRIMM & HOTTENROTT 2005).

Die tertiäre Ablagerungsfolge im Oberrheingraben setzt zunächst im Südgraben ein und erfolgt mit dem Fortschreiten der Grabenöffnung zunehmend nach Norden. Diese Entwicklung stellt Abb. 36 dar: bis zum unteren Oligozän liegt das Ablagerungszentrum südwestlich des Kaiserstuhls im Wittelsheimer Becken (GEYER et al. 2011) und die Oberfläche war nach Süden geneigt (HINSKEN et al. 2007). Der Sedimentationsbericht zeigt, dass die Ablagerung im nördlichen Graben bis ins untere Miozän reicht, wohingegen im Südgraben nur bis zum Ende des Oligozäns Sedimente nachzuweisen sind. Auf Abb. 36 ist deutlich zu erkennen, dass im Miozän das Ablagerungszentrum im nördlichen Oberrheingraben bei Mannheim liegt (über 1500 m Sedimentmächtigkeit, PFLUG 1982, BERGER et al. 2005, FRISCH & MESCHKE 2009, GEYER et al. 2011).

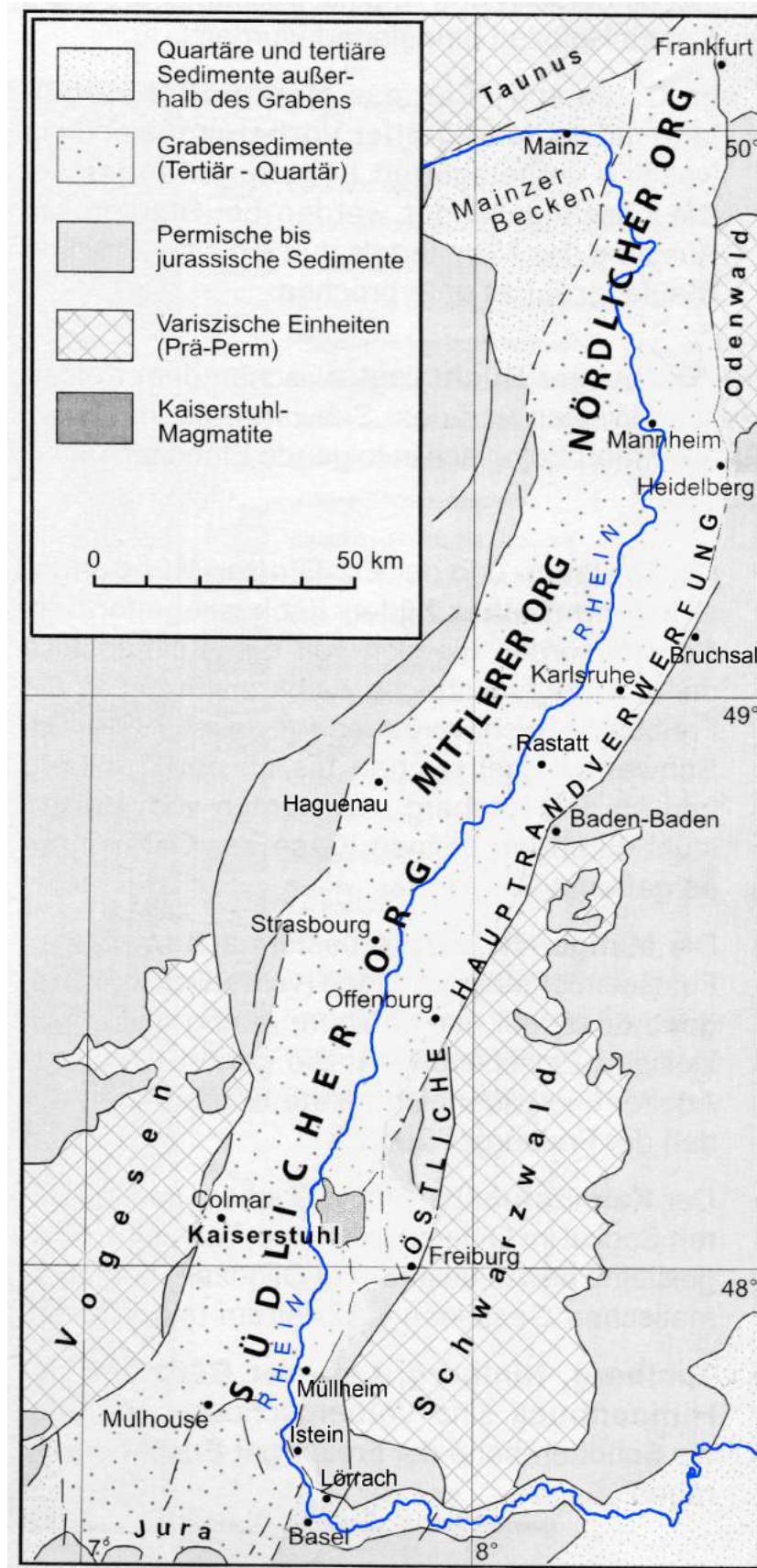


Abb. 35: Geologische Übersichtskarte und großräumliche Gliederung des Oberrheingebiets (aus LGRB 2007).

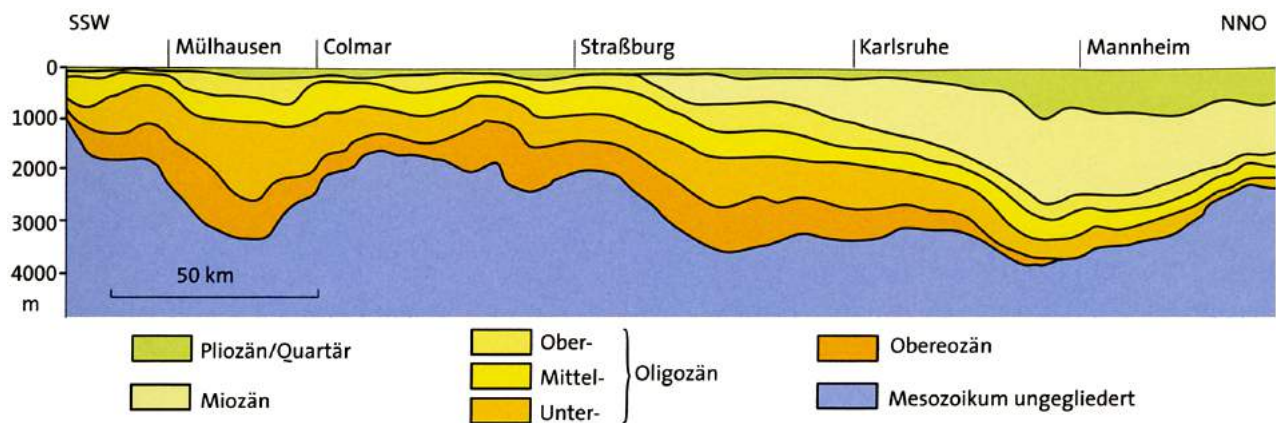


Abb. 36: Ein schematischer Längsschnitt entlang der Grabenachse mit den unterschiedlichen känozoischen Sedimentmächtigkeiten zeigt die Verlagerung des Ablagerungszentrums von Süden nach Norden (aus FRISCH & MESCHÉDE 2009 nach PFLUG 1982).

Nach einer Sedimentationspause und stellenweisen Abtragung setzt ab dem Pliozän, spätestens im Quartär die Sedimentation wieder ein und im gesamten Oberrheingraben lagern sich diskordant fluviatile Lockergesteine ab. Diese Grabenfüllung zeigt, dass die Schüttung zunächst auf die Grabenschultern begrenzt und erst im Mittelpleistozän zunehmend alpines Material eingeschaltet ist (GEYER et al. 2011). Das alpine Material konzentriert sich nach palynostratigraphischen Datierungen auf die Zeit während der alpinen Eisvorstöße vor 130 Ka und 20 Ka und keilt nach Norden hin aus (GEYER et al. 2011). Im nördlichen Oberrheingraben nehmen die Sedimentmächtigkeiten der pleistozänen Ablagerungen kontinuierlich zu und betragen im „Heidelberger Loch“ mehr als 500 m (GEYER et al. 2011, LGRB 2012). Auch sie sind hauptsächlich fluviatile Sedimente, die am Grabenrand mit Schwemmfächer-Ablagerungen und Schuttströmen verzahnen (GEYER et al. 2011).

Die große quartäre Sedimentmächtigkeit (bei Mannheim über 200 m) sowie die aktuelle Bebenaktivität zeigen, dass der Oberrheingraben wieder tektonisch aktiv ist. Weil die Erdbeben nur in Tiefen bis 15 km auftreten, reichen die Störungen nicht weit nach unten (FRISCH & MESCHÉDE 2009). Nach ILLIES (1978a) driftet der Graben 0,5 mm im Jahr auseinander. Rezente, tektonisch bedingte Subsidenzraten gibt LORENZ (2002) mit 1 mm pro Jahr für den Raum Mannheim an. Allerdings gibt VILLINGER (1999: 23) zu bedenken, dass einzelne Schollen sich sehr rasch senken oder heben und heutige (tektonisch bedingte) Bewegungsraten im rechtsrheinischen Gebiet zwischen 0,1 und 0,6 mm im Jahr liegen. Dies entspricht über 10 000 Jahre aufsummiert dem Höhenunterschied zwischen der Oberfläche der Niederterrasse und der Aue im südlichen Oberrheingraben (VILLINGER 1999: 23). Die Senkung kann tektonisch verursacht oder Folge des sinkenden Grundwasserspiegels (durch Flussbegradigungen und Trinkwasserentnahme) sein, was verstärkte Kompaktion der quartären Lockersedimente auslöst (PFLUG 1982). BOURGEOIS et al. (2007) machen deutlich, dass sich im nördlichen Oberrheingraben der Sedimentationsraum auch geöffnet haben kann durch die Fortsetzung der alpinen Flexur nach Norden oder Subsidenz in den Synklinalen der Lithosphäre und dass sich in

der Sedimentation im Oberrheingraben wahrscheinlich ein Zusammenspiel der genannten Faktoren zeigt.

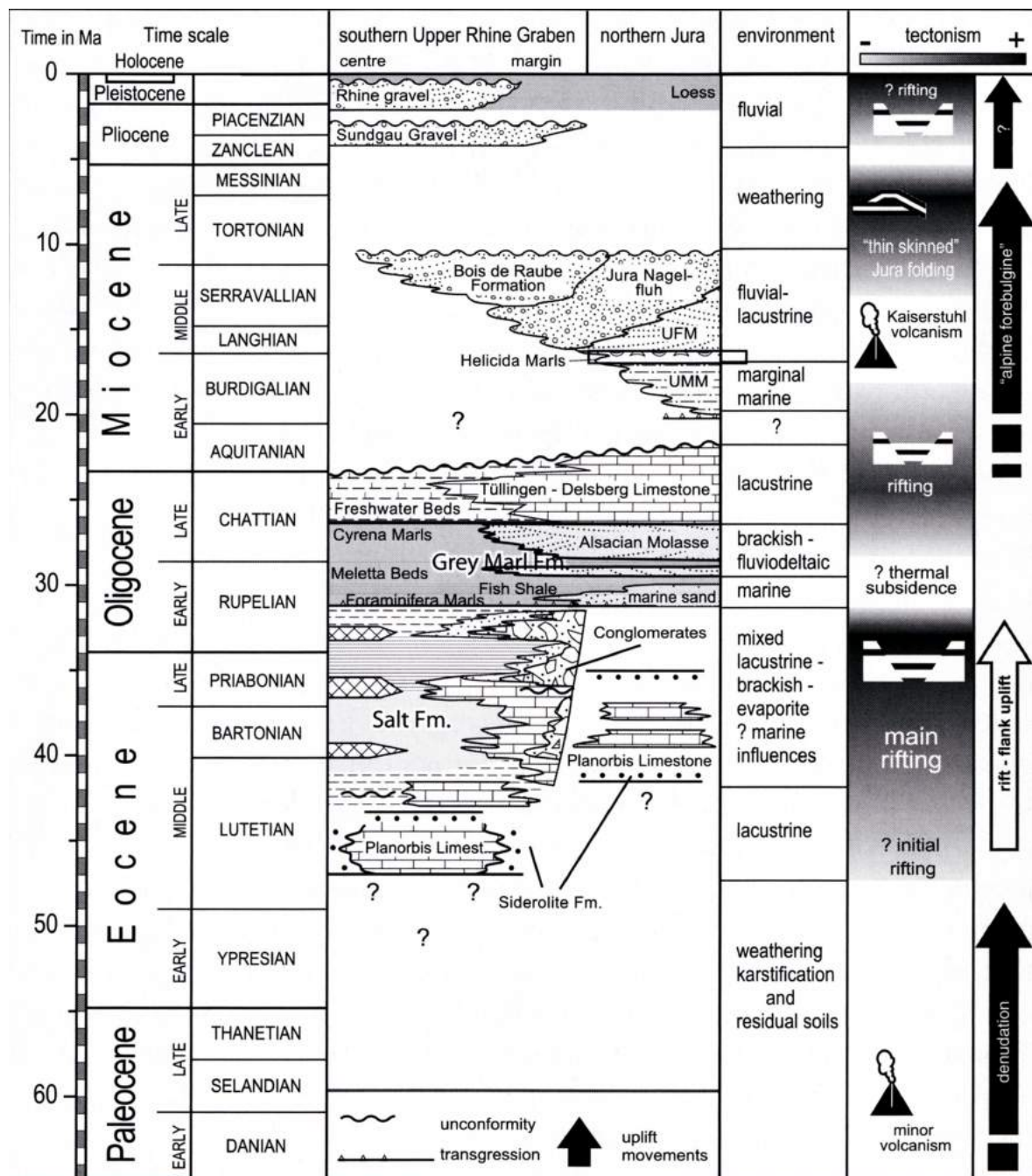


Abb. 37: Die stratigraphische Übersicht zeigt die **känozoische Entwicklung des Oberrheingrabens** (aus HINSKEN et al. 2007).

6.2 Morphologie des Oberrheingrabens im DGM

Im Vergleich zu anderen Landschaften in Baden-Württemberg tritt der Oberrheingraben in Übersichtsansichten morphologisch auf Grund seiner geringen topographischen Höhe und seines flachen Reliefs

auch im DGM zunächst als einheitliche Fläche hervor (Kap. 4.2.1, Abb. 8 und Abb. 10). Von 240 m über NN im Süden bei Basel senkt der Rhein sich nach 260 Flusskilometern nördlich von Mannheim auf 85 m über NN und ist das einzige alpine Entwässerungssystem zur Nordsee (GABRIEL et al. 2008). Sobald in TERRAINVIEW die Farbhöhenkodierung auf diese geringen Höhenunterschiede im Oberrheingraben angepasst ist, werden dort zahlreiche Details erkennbar.

Seitlich wird der Oberrheingraben von Grabenschultern begrenzt. Entlang der Ränder des Oberrheingrabens verlaufen parallele, abschiebende Randstörungen, die zur Grabenmitte hin einfallen; auf den einzelnen Grabenrandschollen sind Sedimentrelikte erhalten (FRISCH & MESCHÉDE 2009). Aufgrund der geopolitischen Begrenzung (Kap. 2) enthalten die Geobasisdaten nur die östliche Grabenschulter. Von Süden nach Norden sind das der Schwarzwald, die Kraichgau-Senke und der Odenwald. Diese topographisch höher gelegenen Gebiete speisen zahlreiche Rheinzuflüsse, die von den Grabenschultern über die Niederterrasse in den Rhein fließen. Die heutige Oberfläche entstand zu großen Teilen im Spätglazial (HOLZHAUER 2013: 32). Die Mehrzahl der Fließgewässer wurden im Laufe der Besiedlungsgeschichte umgeleitet oder kanalisiert (zum Beispiel der Leimbachlauf im Jahr 1758, HOLZHAUER 2013: 14). Daneben sind zur Entwässerung wertvoller Ackerbaugelände und zur Entlastung bei Hochwässern zahlreiche künstliche Kanäle angelegt worden.

Im DGM wird ersichtlich, welche Gerinne begradigte Flussläufe darstellen. Schwierig, aber zumeist möglich, ist das Erkennen historischer Objekte (beispielsweise der Hardtgraben aus dem Jahr 1601 oder der Landgraben aus dem Jahr 1768, HOLZHAUER 2013: 14). Aus dem DGM ist nicht ersichtlich, welche (mäandrierenden oder verflochtenen) kleindimensionalen Flusssysteme rezent noch durchflossen werden und welche verlandet sind. Beispiele für kleindimensionale Flusssysteme, die eine wesentliche Rolle bei der flussgeschichtlichen Entwicklung spielten, sind der Leimbach und der Kraichbach (siehe Übersichtskarte auf Abb. 62 in Kap. 6.8).

Archäologische Studien deuten auf erste menschliche Spuren aus dem Altpaläolithikum (HOLZHAUER 2013). Hinweise auf dauerhafte Besiedlungen seit dem Neolithikum legen nahe, dass damit eine zunehmende Umgestaltung der Landschaft einherging: Siedlungen und Städte wurden gegründet, Militär- und Handelsstraßen angelegt, Kastelle und Verteidigungsanlagen errichtet, Gräben und Kanäle zur Entwässerung und als Hochwasserschutz ausgehoben, Ackerbau betrieben und Streumaterial entnommen (HOLZHAUER 2013: 15ff). Bei der Überprägung der Oberfläche durch intensive Streunutzung (zum Beispiel in der Schwetzingen Hardt, HOLZHAUER 2013: 19) wurde gebietsweise die komplette Humusaufschicht entfernt und dabei könnten auch junge fluviale Strukturen im Bereich des Ostrandflusses (auch Kinzig-Murg-Rinne genannt) überprägt worden sein.

6.2.1 Begrifflichkeiten

An der Oberfläche zeigt der Oberrheingraben – insbesondere im nördlichen Teil – eine typische Quergliederung: Im Zentrum verläuft der Rhein, daran schließt sich die Rheinaue an, die sich in die

Niederterrasse eingeschnitten hat. Auf der Niederterrasse haben sich Flugsande und Dünen abgelagert und außerdem sind dort verlandete Rinnen zu beobachten, die häufig zusammenhängende Systeme bilden. Diese Systeme unterschneiden sich gegenseitig und sind am östlichen Grabenrand (Randniederung) am deutlichsten ausgebildet (Abb. 38). Für diese unterschiedlichen Sedimentationseinheiten sind mannigfaltige Begrifflichkeiten zu finden, die meist nicht eindeutig definiert sind. So werden für unterschiedliche Einheiten in der Literatur dieselben Begriffe verwendet oder für dieselben Einheiten unterschiedliche Begriffe. In der vorliegenden Arbeit orientiert sich die Begrifflichkeit streng nach den morphologischen Sedimentationseinheiten, wie sie im DGM (Abb. 38) zu erkennen sind. Dennoch ist manchmal nicht zu vermeiden bei Literaturverweisen die dort gebrauchten Begriffe zu verwenden.

Der heutige Rhein

So, wie sich der Flussverlauf des Rheins heute zeigt, ist er eine Momentaufnahme. Sowohl die Art des Fließregimes (verflochtenes, anastomosierendes, mäandrierendes oder gestrecktes Flusssystem), als auch sein Verlauf haben sich in der Vergangenheit ständig verändert. Die Ursachen hierfür sind sich verändernde Klimaverhältnisse im Liefergebiet und die damit veränderte Vegetation, tektonische Aktivität des Grabens sowie der indirekte und direkte Einfluss der Menschen. Im DGM ist der heutige Lauf deutlich zu erkennen, ebenso die zehn Staustufen zwischen Basel und Iffezheim. Außerdem sind im DGM Hinweise auf seine Fließentwicklung sehen: abgeschnürte Altarme, verlandete Mäanderbögen (Abb. 38 und 39) eher im Norden und Relikte eines verflochtenen Flusssystems eher im Süden.

Rheinniederung = rezente Rheinaue

Seitlich an den Rhein schließt die Rheinniederung, also die rezente Rheinaue an. Diese beherbergt verlandete Altrheinarme, zahlreiche Baggerseen und Auenwälder und wurde ehemals regelmäßig überflutet (LGRB 2007: 12). Verlandete Paläomäander, also jüngere und ältere Schleifen, die in- und übereinandergreifen (SAUER 1986), untergliedern die Rheinaue in verschiedene Auenniveaus (DAMBECK 2005: 60). Dies ist deutlich im DGM (Abb. 39) zu erkennen. Die Rheinniederung hat sich mit einer bis 10 m hohen Erosionsstufe in die Niederterrasse (das Hochgestade) eingeschnitten. Östlich des Rheins ändert sich die Breite der Rheinniederung zwischen knapp 9 km bei Graben und weniger als 200 m an der „Lußheimer Landzunge“ und bei Wittenweier (auf der Höhe von Lahr, Übersichtskarte Abb. 62). Die Rheinaue bildete sich postglazial im Holozän (DAMBECK 2005: 26, HOLZHAUER 2013: 13) und besteht aus lehmig-schluffigem Substrat und jüngeren holozänen Hochflutsedimenten (DAMBECK 2005: 26), Sand und Kies, Lehm und Schlick, Moormergel und Torf (SAUER 1986). DAMBECK (2005: 26) bezeichnet die Rheinniederung als Untere Niederterrasse.

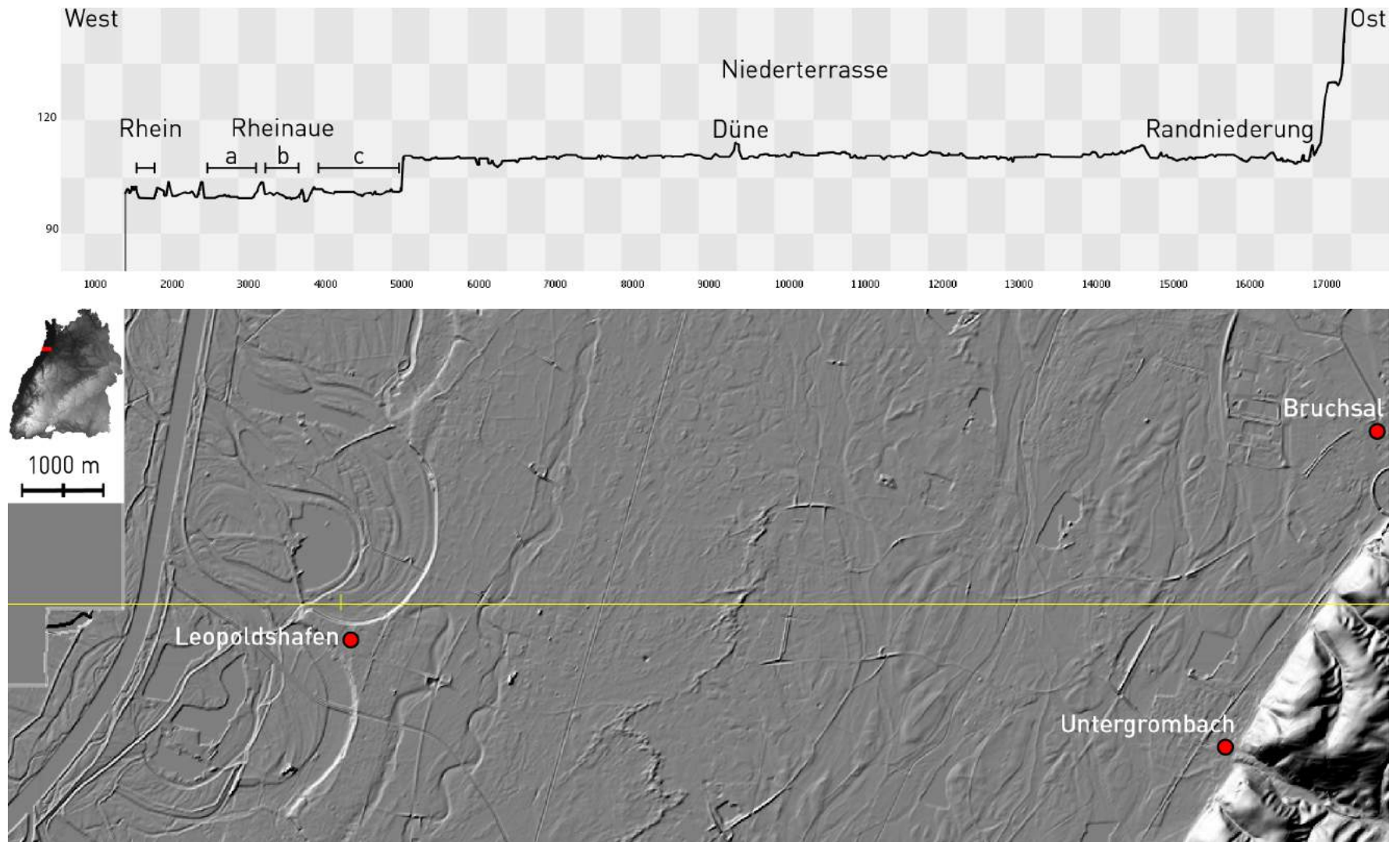


Abb. 38: Ein charakteristisches West-Ost-Profil des Oberrheingrabens im DGM zwischen Leopoldshafen und Bruchsal; a, b und c stehen für unterschiedliche Mäandergenerationen. Unten: Orthographische Aufsicht auf den Bereich des Profilverlaufs (gelbe Linie) und wichtige Orte im Schummerungsmodell. Auf der Niederterrasse sind ein Dünenzug und mäandrierende (im Westen) beziehungsweise verzopfte (im Osten) Fließrinnen zu erkennen, von denen die wenigsten heute noch Wasser führen. DGM im LOD 4 und mit 1-facher Überhöhung.

Mäandergenerationen

In der Rheinaue sind mehrere Mäandergenerationen erhalten. MANGOLD (1891/95) beschreibt sechs Mäandergenerationen. FETZER et al. (1995) beschreiben für den Abschnitt zwischen Worms und Mainz drei unterschiedlich alte Mäandersysteme, die sich in Morphologie, Sedimentaufbau und Pedogenese unterscheiden. Im Querprofil auf Abb. 38 können anhand der Höhenlage drei Mäandergenerationen (a, b, und c) unterschieden werden. Zumindest zwei (c und a) dieser Määnder bestätigen sich beim Blick auf die orthographische Ansicht als aufeinander folgende Mäandergenerationen, wobei sich zeigt, dass Määnder a als Altwasser erhalten ist. Ob der Määnder b eine eigene Mäandergeneration vertritt oder aufgrund baulicher Veränderungen eine eigene Höhenlage hat, muss im Gelände überprüft werden. Zur eindeutigen Abgrenzung zwischen dem Rhein und seinen Zuflüssen bezeichne ich ausschließlich die Rheinschlingen in der rezenten Rheinaue als Määnder.

Hochgestadekante

Auf Abb. 38 und 40 ist deutlich die Geländekante zwischen Rheinaue und Niederterrasse zu sehen, die als Steilhang ausgebildet und bis 10 m hoch sein kann. In der vorliegenden Arbeit bezeichne ich diese Kante als Hochgestadekante (Kap. 6.4). In der Literatur ist für diese Kante auch der Begriff „Hochgestade“ zu finden (beispielsweise Metz 1977 in BLUM 1989, WIRSING et al. 2007: 12). Über den Zeitpunkt der Einschneidung der Talaue und die Bildung der Niederterrassen gibt es keinen Konsens (DAMBECK 2005: 29). HOLZHAUER (2013: 33) schreibt, dass die Einschneidung im Spätglazial (Allerød, Pleistozän) erfolgte, als der Rhein aufgrund des starken Schmelzwasserabflusses eine höhere Erosionsrate entfaltete. Außerdem wirkte der Bodensee seit mindestens dem Stadium der Inneren Würmendemoräne (ELLWANGER et al. 2011a: 177, etwa 18 Ka) als Sedimentfalle, wodurch sich die Erosionskraft nochmals verstärkte.

Niederterrasse = Hochgestade

Das Hochgestade oder der Niederterrassenkörper (nach DAMBECK 2005: 26 „Obere Niederterrasse“) liegt zumeist mehr als 5 m über dem Rhein, fällt nach Norden ein (BLUM 1989) und zeigt eine mannigfaltige Morphologie. Der Niederterrassenkörper baut sich hauptsächlich aus rheinischen Kiesen, Sanden und Schlickern auf (SAUER 1985b) und hat sich im Jungpleistozän gebildet (HOLZHAUER 2013: 5). DAMBECK (2005: 205) schreibt, dass die Aufschotterung der „Oberen Niederterrasse“ im Hochglazial stattfand und mit Ende des Plenigazials (bis 14 450 BP) vollendet war; in der Jüngeren Dryas (12 900 bis 11 600 BP) folgte die Einwehung von Flug- und Dünensanden in mehreren Phasen (DAMBECK 2005: 208).

An den Stellen, wo Schwarzwald- und Odenwaldflüsse auf den Niederterrassenkörper mündeten, haben sie sich in den Niederterrassenkörper eingeschnitten oder Material aus ihren Liefergebieten (zum Beispiel Neckarschotter) zu Schwemmfächern aufgeschüttet. Außerdem haben sich der Rhein, eine östliche Randrinne (Randniederung, „Kinzig-Murg-Rinne“) und der Bergstraßenneckar in die Niederterrasse eingeschnitten und spät- bis postglaziale „Auenbereiche“ geschaffen (HOLZHAUER 2013: 5). Weil die

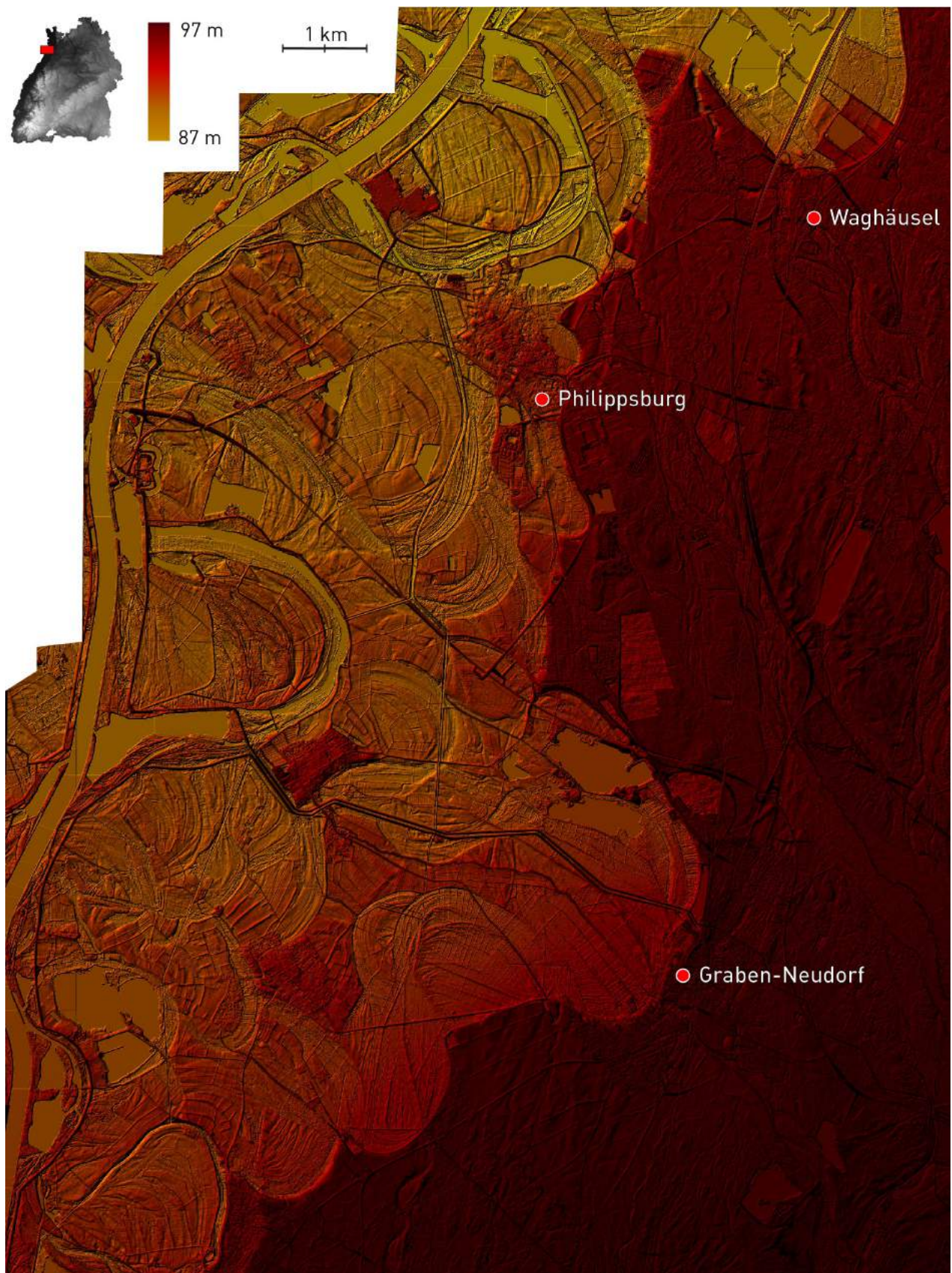


Abb. 39: Die heutige Talaue (orange) hat sich nacheiszeitlich in die Niederterrasse (dunkelrot) eingeschnitten und wird von ihr durch eine erosive Geländekante abgegrenzt (Hochgestadekante). Die Talaue wird von einem **Gürtel komplex verzahnter Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystems** hoher Sinuosität aufgebaut. Im DGM können Aggregationsstrukturen und verschiedene Mäandergenerationen unterschieden werden. DGM im LOD 4 und mit 20-facher Überhöhung.

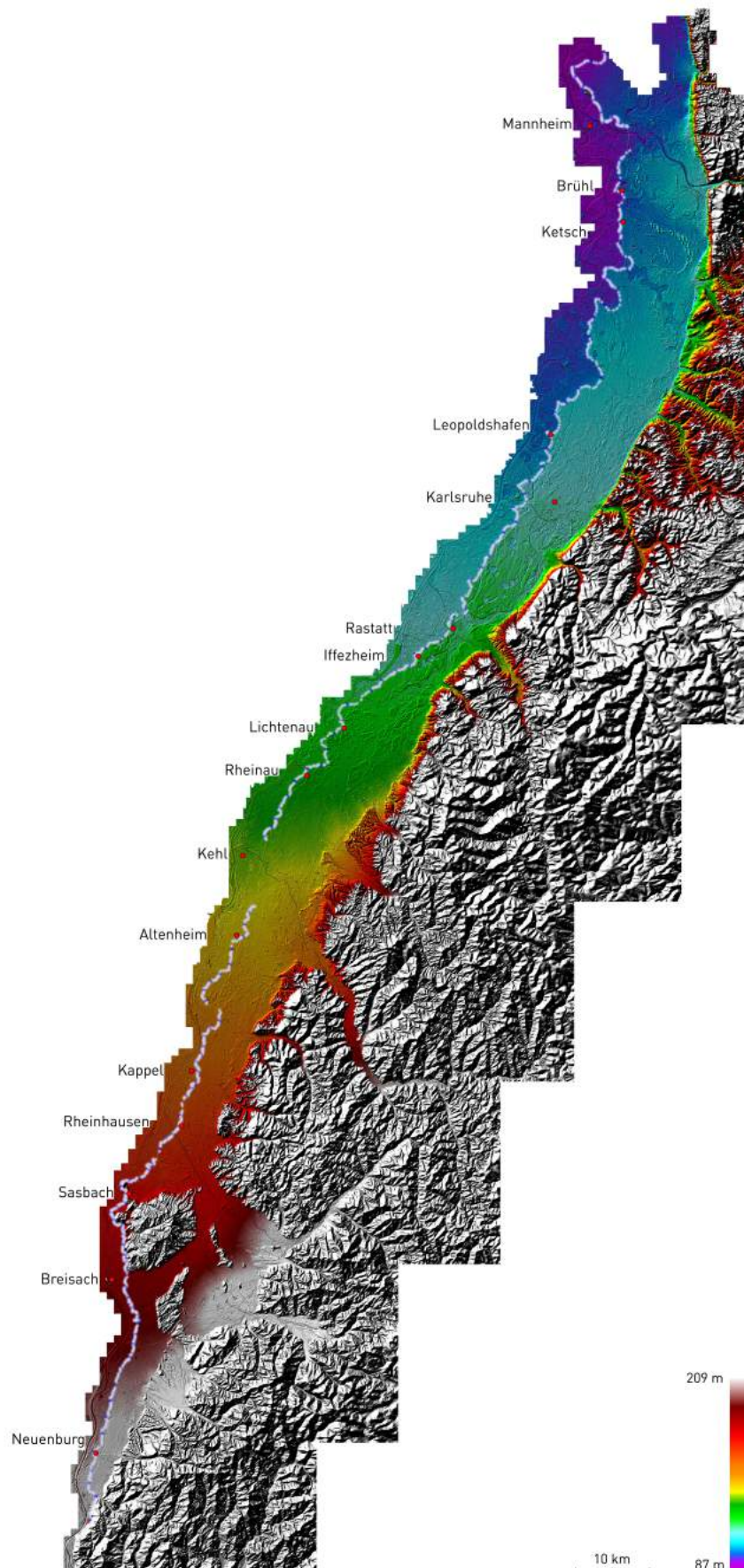


Abb. 40: Der **Profilverlauf entlang der Hochgestadekante (weiße Linie)** im Oberrheingraben. Das Längsprofil wurde in TERRAINVIEW digitalisiert und anschließend aus den Einzelabbildungen zusammengefügt. Blaue Punkte in der weißen Linie - Kontrollpunkte; DGM im LOD 2 mit 15-facher Überhöhung.

Niederterrasse je nach Wasserangebot und Überschwemmungssituation unterschiedliche Vegetation aufweist, unterliegt sie intensiver landwirtschaftlicher Nutzung (BLUM 1989).

Im sedimentologischen Sinne ist das Hochgestade eine Hochterrasse und die Talaue eine Niederterrasse. Allerdings ist der Begriff „Hochgestade“ ebenfalls mehrfach besetzt (als Hochgestadekante und als Niederterrasse). Trotz großer Bemühung, sprachliche Klarheit zu schaffen, können also beide Begriffe missverstanden werden. Weil ich mich dennoch auf eine Begrifflichkeit festlegen muss, werde ich den Begriff Niederterrasse nicht im sedimentologischen Sinne verwenden.

Dünen

Nachdem die Niederterrasse (Hochgestade) trockengefallen war, lagerten sich Flugsanddecken und Dünen auf der Niederterrasse ab. Zwischen Karlsruhe und Mannheim sind zahlreiche Dünenzüge gut erhalten, insbesondere auf der Schwetzingen Hardt. Weit verbreitet sind unterschiedlich stark degradierte Dünenfelder, die auch im südlichen Oberrheingraben zu beobachten sind. Die Dünen müssen aber nicht in jedem Querprofil auftreten. Sie können bis 20 m über die Umgebung herausragen, der Dünenzug in Abb. 38 ist 6 m hoch.

Randniederung

Auf der Niederterrasse zieht sich von Süd nach Nord, zumeist entlang der Grabenschultern, eine Niederung, die 1 bis 3 m in die Niederterrasse eingeschnitten ist und historisch von häufigen Überflutungen heimgesucht wurde, worauf zahlreiche Ortsnamen (Bruch-, -graben, -sal, -lach, -weier) hindeuten (FEZER 1974, TULLA 1825). In Abb. 38 beträgt der Höhenunterschied maximal 2 m, die Breite der Randniederung ändert sich zwischen 1 und 8 km. Außer durch den Höhenunterschied unterscheidet sich die Randniederung auch durch ihren Sedimentinhalt von der Niederterrasse; in der Randniederung sind hauptsächlich Sand, Schluff, Ton, Lehm und Schlick anzutreffen (BLUM 1989). Deshalb – und wegen des teilweise hohen Grundwasserstandes – wird die Randniederung im Gegensatz zur Niederterrasse nur stellenweise landwirtschaftlich bewirtschaftet (BLUM 1989). Sie wird auch als Kinzig-Murg-Rinne, Ostrandrinne, Ostrandfluss oder östlicher Rhein Nebenfluss bezeichnet.

Vorbergzone und Grabenrandzone

Seitlich wird der Oberrheingraben von Grabenschultern begrenzt, die sich durch Aufwölbung gehoben haben und entlang derer parallele, abschiebende Randstörungen verlaufen, die zur Grabenmitte hin einfallen (FRISCH & MESCHKE 2009). Die Äußere Grabenrandverwerfung (auch Haupt- oder Schwarzwaldrandverwerfung, Abb. 35) verläuft am Fuße des Gebirges und ist morphologisch wirksam (VILLINGER 1999: 21). Westlich der Äußeren Grabenrandverwerfung verläuft die Innere Grabenrandverwerfung (auch Rheinverwerfung), die unter quartären Sedimenten verborgen ist. Der Bereich zwischen der Inneren und der Äußeren Grabenrandverwerfung wird in der Literatur stellenweise unter dem Begriff „Vorbergzone“ oder „Grabenrandzone“ zusammengefasst. Hier sind zahlreiche Schollen unterschiedlich tief abgesenkt (VILLINGER 1999: 21), wie beispielsweise der Tuniberg in

der Freiburger Bucht (LGRB 2007: 12). Auf den einzelnen Grabenrandschollen sind Sedimentrelikte erhalten (FRISCH & MESCHÉDE 2009).

6.3 Erforschungsgeschichte der Flusssedimentation im Oberrheingraben

Die flusssedimentationale Erforschung des Oberrheingrabens reicht mindestens zurück bis ins 19. Jahrhundert. Ein starkes Interesse gab es an der Schiffbarmachung des Rheins, am Bau von Entwässerungsanlagen und an Baugrund (MANGOLD 1891/95). Deutlich wird dies an den Ausführungen von TULLA (1825), in denen er die Notwendigkeit einer Regulierung des Rheins darlegt. Er liefert eine Aufstellung der Kosten und einen Plan zur Durchführung des Vorhabens gleich mit. Einige historische Arbeiten haben erstaunliche Detailgenauigkeit an den Tag gelegt und so zu einem Verständnis über die Zusammenhänge im Oberrheingraben beigetragen. Unter anderem geht TULLA (1822) ausgiebig auf den (mutmaßlichen) Lauf des Rheins in historischer Zeit (von den Römern bis ins Mittelalter) ein. In jüngeren Arbeiten werden vermehrt nur kleine Ausschnitte betrachtet. Mit Hilfe des DGMs ist es nun möglich, eine Gesamtschau zu geben, in der Detailbetrachtungen miteinander verknüpft und in der Interpretation zu einer Abfolge zeitlich überlappender Sedimentationssysteme zusammengeführt werden.

Die älteste Karte (Abb. 41), auf die ich im Zuge meiner Literaturrecherche gestoßen bin, liegt dem ersten Band des Badischen Archivs zur Vaterlandskunde (Karlsruhe) von 1826 bei, dessen Herausgeber MONE war. Die „Charte des alten Flußlaufes im Ober-Rhein-Thal“ reicht von Speyer bis Worms und stellt verschiedene Flusslaufgenerationen von Neckar und Rhein detailreich dar. Die Karte von 1850 wurde später dem Band von 1826 beigelegt.

Eine „Uebersichtskarte der alten Neckarbetten in der Rheinebene“ von Philippsburg bis Wiesbaden im Maßstab 1:750 000 (Abb. 42) hat MANGOLD (1891/95) „aufgenommen und gezeichnet“. Auf seiner Karte hat MANGOLD (1891/95) neben dem damaligen Verlauf des Rheins und dessen Niederterrassen ebenfalls Rinnen auf dem Neckarschwemmfächer bei Heidelberg sowie die verlassenen Schlingen des Bergstraßenneckars zwischen Ladenburg und Trebur dargestellt (Abb. 41). Er stützt sich (neben seinen eigenen Beobachtungen) auf eine Arbeit von Dahl (1807), der sich mit der Frage nach einem ehemaligen Lauf des Neckars entlang der Bergstraße beschäftigte. Sowohl MONE (1826) als auch MANGOLD (1891/95) nennen die „Situationskarte“ eines gewissen Majors Haas als vortreffliche Quelle.

6.3.1 Erforschungsgeschichte des Bergstraßenneckars

Auf beiden historischen Karten (Abb. 41 und Abb. 42) ist nördlich des Neckarschwemmfächers ein Flussverlauf eingezeichnet, der Verbindungen zum Neckar beziehungsweise dem Neckarschwemmfächer aufweist und auf Abb. 42 erst bei Trebur (Hessen) in eine alte Rheinschleife mündet. In den Erläuterungen zu seiner Karte ging MANGOLD (1891/95) auch auf diesen Flusslauf und dessen historische Erkundung ein. Er beschreibt, dass bereits 1799 Wenk den Beweis für die Existenz dieses Flusslaufes lieferte und erwähnt die Diskussion um dessen Existenz im 19. Jahrhundert, die mit ausführlichen Untersuchungen des Untergrunds Ende des 19. Jahrhunderts beendet werden konnte. Auch TULLA (1822) führt aus, dass der Neckar ursprünglich bei Trebur in den Rhein mündete und der Durchbruch bei Mannheim ein künstlicher Durchbruch auf Geheiß des römischen Kaisers Valentinian sei. Dieser (in großen Teilen verlandete) Lauf wird heute als Bergstraßenneckar bezeichnet, weil er ab seinem Austritt aus dem Odenwald bei Heidelberg entlang der Bergstraße nach Norden verläuft (Übersichtskarte Abb. 62).

Bei MANGOLD (1891/95) ist zu lesen, dass der Bergstraßenneckar womöglich eine Fortsetzung einer nördlich oder nordwestlich gerichteten Rinne des Neckarschwemmfächers darstellt („Nordneckar“, Kap. 6.7), die durch Dünen an einer früheren Mündung in den Rhein gehindert war. MANGOLD (1891/95) geht davon aus, dass die Dünen von Seckenheim und Feudenheim zur Zeit des Bergstraßenneckars miteinander verbunden waren und ein durchgehender Dünenwall von Schwetzingen über Seckenheim, Feudenheim, Käfertal bis ins heutige Hessen nach Viernheim und Lorsch bestand (Abb. 41 und 42). Als Alternative zu diesem Szenario erörtert MANGOLD (1891/95) die Möglichkeit einer Lücke innerhalb des Dünenzuges, die jedoch leicht zu verstopfen wäre und so den Verlauf nach Norden und die damit verbundenen verlandeten Mäander erklärt. Die Vermutung, dass entlang der Bergstraße ein ehemaliger Flusslauf vorhanden sei, konnte im Zuge des Baus von Entwässerungsanlagen zwischen 1882 und 1886 bestätigt werden; dabei wurden mehr als 3000 Bohrungen, davon 14 am oder im alten Neckarbett, abgetäuft und es zeigte sich, dass im Untergrund 3 bis 4 m mächtige tonige Flussbettfüllungen abgelagert sind (MANGOLD 1891/95). Ein weiteres Argument, warum MANGOLD (1891/95) annahm, dass der (verlandete) Bergstraßenfluss ein Abfluss des Neckars war, begründet er mit der Ähnlichkeit der Flussbettschleifen mit den damaligen Neckarschleifen, wobei er Krümmungshalbmeter, Schleifenlänge, Gebietsgröße, topographische Gebietsbreite und Flussbettbreite der Flussschlingen miteinander verglich. Weil der Fluss mehrfach seinen Lauf verlegte und anhand der Sedimentfracht, die in den verlandeten Betten abgelagert ist, geht MANGOLD (1891/95) davon aus, dass der Neckar in einem Zeitraum von mindestens 400 bis 500 Jahren entlang der Bergstraße floss.

6.3.2 Erforschungsgeschichte des Neckarschwemmfächers

Für den Neckar kartierte MONE (1826) fünf (mutmaßliche) Läufe: den *Jetzigen Neckar*, den *Nord-Neckar*, den *Süd-Neckar*, den *Zwischen-Neckar* und den *West-Neckar* (Abb. 41); jeden dieser

Läufe unterteile er in mehrere Arme. Ab der Abzweigung bei Ladenburg entspricht der *Nord-Neckar* dem Bergstraßenneckar (Kap. 6.5). Auch zu den Flussläufen auf dem Neckarschwemmfächer ist MONE (1826) in den Erläuterungen zu seiner Karte (Abb. 41) eingegangen und beschreibt unter anderem den Lauf des *Süd-Neckars* detailliert im Stadtgebiet von Heidelberg. Der *Zwischen-Neckar* floss nach MONE (1826) zwischen Ladenburg und Schwetzingen, entlang des Nord-Süd ausgerichteten Dünenfelds und der *West-Neckar* zwischen dem damaligen aktuellen Lauf und dem Lauf des Bergstraßenneckars. Als *Nord-Neckar* bezeichnete MONE (1826) einen Lauf, der zwischen Heidelberg und Ladenburg nordöstlich des damalig aktuellen Laufs floss.

Auch MANGOLD (1891/95) hat auf seiner Karte (Abb. 42) mehrere Rinnen auf dem Neckarschwemmfächer kartiert und in seinen Erläuterungen ausführlich beschrieben. Er fasst die Rinnen zu sechs Läufen zusammen und stellt heraus, dass im „Neckardelta“ (zwischen Ilvesheim, Neckarau und Rheinau) nicht zuzuordnen ist, welcher Lauf auf dem Neckarschwemmfächer welchen Lauf im „Neckardelta“ schuf.

Bei GEYER et al. (2011) ist eine Gliederung der Rheinebene im Gebiet des Neckarschwemmfächers bei Heidelberg zu finden, die zahlreiche Erkenntnisse der vorangegangenen Jahrzehnten vereinigt und auch Details des Neckars und seiner Vorläufer darstellt. Abb. 43 verbindet diese Zusammenschau mit weiteren veröffentlichten Skizzen.

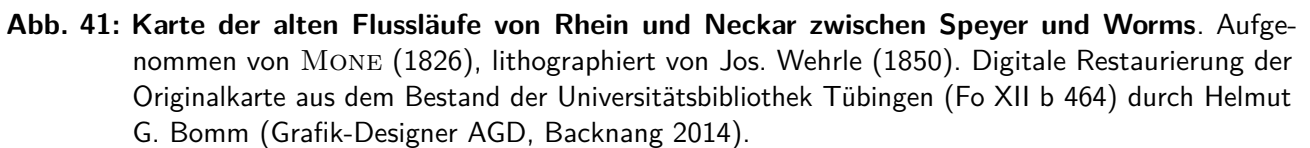




Abb. 42: „Übersichtskarte der alten Neckarbetten in der Rheinebene“ aus MANGOLD (1891/95). Digitale Restaurierung der Originalkarte aus dem Bestand der Universitätsbibliothek Stuttgart (XIX/418.4-2,1891/95) durch Helmut G. Bomm (Grafik-Designer AGD, Backnang 2014).

6.3.3 Erforschungsgeschichte des östlichen Randflusses

Bereits TULLA (1822) postuliert eine Teilung des Rheins in der Vergangenheit in drei Arme. Im Erläuterungstext zu seiner Karte der alten Flussläufe im Oberrheintal beschreibt MONE (1826) den damaligen Stand der Forschung und schildert vorhandene Widersprüche. Konsens war wohl, dass der Rhein sich in der Vergangenheit in mehrere Arme geteilt hatte. Eine erste Teilung in *Westrhein* und *Mittelrhein* soll bei Basel stattgefunden haben und bis in die Höhe von Rastatt gereicht haben (MONE 1826); MONE (1826) gibt an, dass TULLA (1825) diesbezüglich anderer Meinung war und die Mündung des *Westrheins* in den Hauptstrom bereits bei Straßburg verortete. Tatsächlich postulierte TULLA (1822) eine Dreiteilung des Rheins „oberhalb“ des Kaiserstuhls in einen linksrheinischen, *gallischen Rhein* im Gebiet der heutigen Ill, einen (*großen*) *Rhein*, der links des Kaiserstuhls entlang floss und einen *deutschen Rhein*, der zwischen Riegel und Hecklingen (heute ein Ortsteil von Kenzingen) floss. Der Arm, welcher westlich des heutigen Rheinlaufs floss und TULLA (1822) als *gallischen Rhein* benannte, entspricht dem *Westrhein* bei MONE (1826). Insgesamt unterscheidet MONE (1826) zwischen fünf (mutmaßlichen) Rheinläufen: dem *Jetzigen Rhein*, dem *Hoch-Rhein*, einem *Lauf im 8. Jahrhundert*, einem *Lauf im 6. Jahrhundert* und *Ostrhein*, und einem *Lauf, dessen Zeit nicht zu bestimmen* ist; auch die linksrheinischen Flussläufe sind dargestellt.

TULLA (1822) beschreibt den *deutschen Rhein* am Ostrand des Rheintals als eine Niederung, die vom Kaiserstuhl bis kurz vor Mainz parallel zum *großen Rhein* verläuft und gibt ausführliche Beschreibungen über den Verlauf des *deutschen Rhein*. MONE (1826) hingegen ging davon aus, dass der östliche Randfluss von Freiburg durch das Tal der Dreisam nach Eichstetten, Riegel und Kenzingen und bei Offenburg in das Kinzigbett floß, weiter über Achern, Steinbach, Kuppenheim, Malsch nach Ettlingen; von dort zwischen Karlsruhe und Durlach nach Bruchsal und Wiesloch, um von Leimen über Oftersheim und Ketsch in den *Mittelrhein* zu münden. Nach Thürach (1912, in FEZER 1974) beginnt der *Ostrhein* als „Kinzig-Murg-Fluss“ bei Lahr mit der Schutter und mündet bereits bei Hockenheim. Alle drei Flussarme waren laut MONE (1826) über mehrere „Seiten-Strömungen“ miteinander verbunden. FEZER (1974) erwähnt häufige, aber nicht dauerhafte „Überläufe vom Rhein zum Randfluss und umgekehrt“ und stellt diese in einer Karte (Abb. 44) dar. TULLA (1822) stellt heraus, dass sämtliche Durchbrüche zum Rhein künstlichen Ursprungs seien und führt historische Quellen für ausgesuchte Durchbrüche bei Germersheim (1396), Daxlanden (1652), Dettenheim (1762), Lauterburg (1790) und Greffern (1808) an. Er geht davon aus, dass der *deutschen Rhein* noch bis in römische Zeit beschiffbar war. Alter und Verlauf des Ostrandflusses werden auch heute noch kontrovers diskutiert.

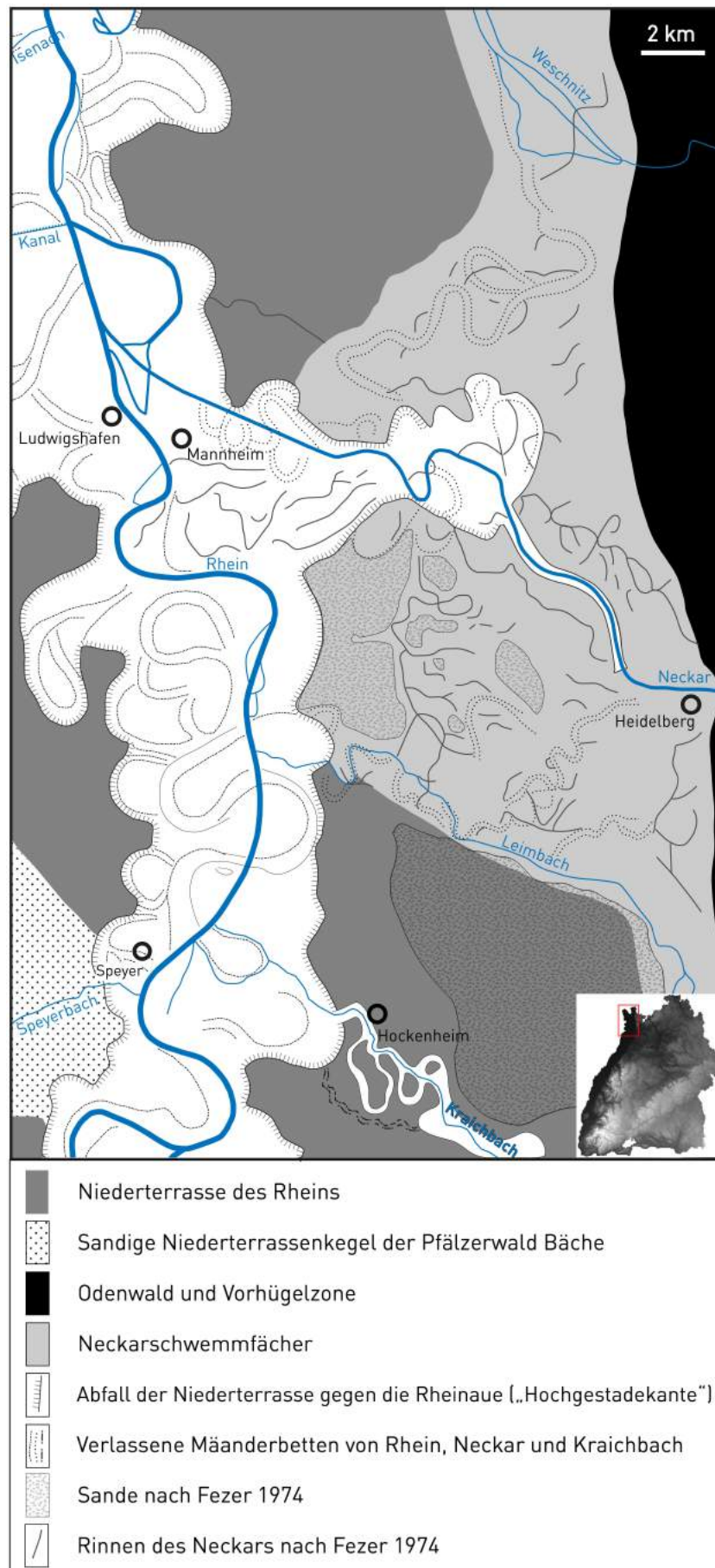


Abb. 43: Morphologische Gliederung des Oberrheingrabens im Gebiet des Neckarschwemmfächers zwischen Hockenheim und Worms nach TROLL (1954), FEZER (1974) und GEYER et al. (2011).

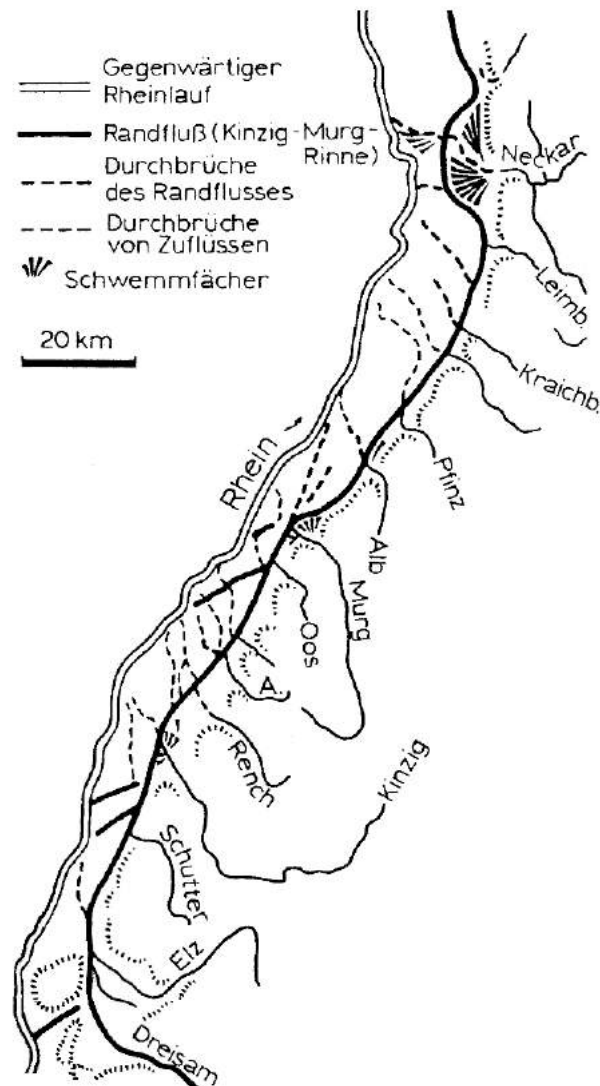


Abb. 44: Vermutete Überläufe zwischen Rhein und Ostrinne („Randfluss“) sowie Schwemmfächer der größeren östlichen Zuflüsse (nach BLUM 1989 und FEZER 1974).

6.4 Vergleich der Längsprofile von Hochgestadekante und Rheinaue

In TERRAINVIEW kann durch entsprechende Farbgebung und Überhöhung die Hochgestadekante sichtbar gemacht und mit dem Profil-Werkzeug digitalisiert werden (weiße Linie in Abb. 40). Mit den Höhenangaben in TERRAINVIEW kann der Höhenunterschied zwischen rezenter Rheinaue und Niederterrasse (die Sprunghöhe) an jeder Position bestimmt werden. In der Übersichtskarte (Abb. 62) ist die Hochgestadekante als rote Linie markiert.

Im Norden, am Sandtorfer Bruch (nördlich von Mannheim) beträgt die Sprunghöhe über 6 m, an dem Mäander bei Brühl 5 bis 7 m und bei Ketsch 9 m. Der Höhenunterschied zwischen Talaue und Niederterrasse beträgt auch bei Leopoldshafen, bei Karlsruhe-Daxlanden und nördlich von Rastatt etwa 10 m. Weiter nach Süden nimmt der Höhenunterschied zwischen Talaue und Niederterrasse deutlich ab. Im Bereich von Iffezheim sind Sprunghöhen um 6 m zu beobachten, bei Lichtenau beträgt die Sprunghöhe knapp 4 bis über 6 m und um Rheinau sinkt die Sprunghöhe auf etwa 4 m. Im Bereich der Kinzigmündung bei Kehl ist keine Geländekante ausgebildet. Weiter nach Süden ist die Hochgestadekante erst ab Kappel wieder deutlich mit einer Sprunghöhe von knapp 3 m ausgebildet (Abb. 40). Ähnlich sind die Sprunghöhen bei Rheinhausen (etwa 3,5 m), Sasbach (etwa 4 m auf zwei Stufen verteilt) und Breisach (zwischen 2,5 und 4,5 m), wohingegen ganz im Süden bei Neuenburg der Höhenunterschied zwischen Talaue und Niederterrasse auf über 12 m ansteigt.

Zur besseren Veranschaulichung sind in Abb. 45 das Längsprofil auf der Talaue (schwarze Linie) und das Längsprofil auf der Niederterrasse (rote Linie) von Mannheim bis nach Schliengen dargestellt. Beide Profile wurden mit TERRAINVIEW erstellt und später in eine Datei zusammengefügt. Wegen der unterschiedlichen Länge der Profile mussten die jeweiligen beiden Passpunkte (blaue Punkte) aus dem Längsprofil der Talaue und dem Längsprofil auf der Niederterrasse auf die gleiche geographische Breite gesetzt und der Abschnitt dazwischen angeglichen werden.

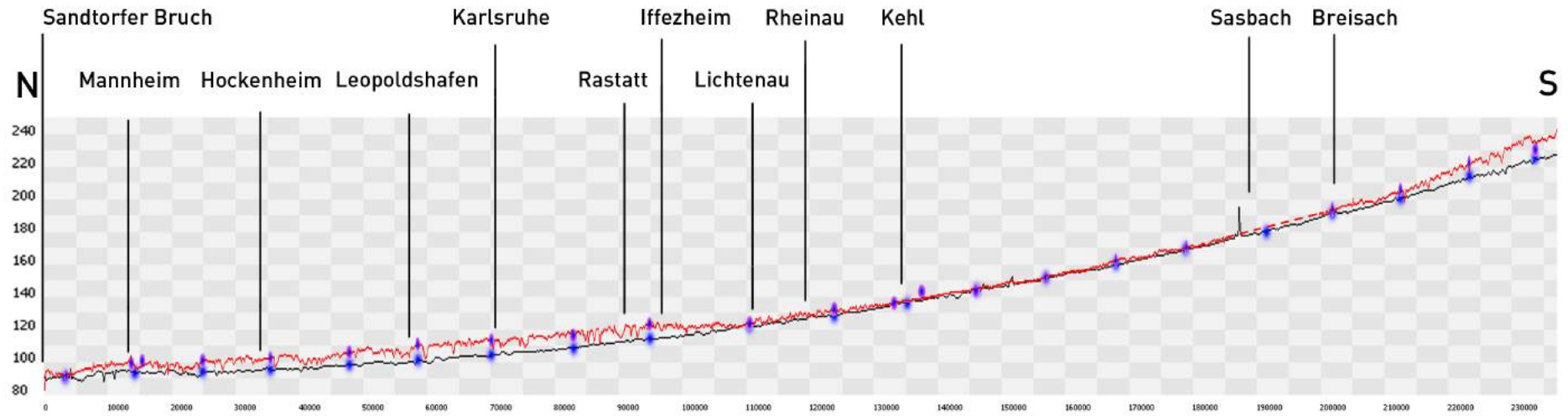


Abb. 45: Längsprofil des Oberrheingrabens auf der Talaue parallel zum Rhein (schwarze Linie) und entlang der Hochgestadekante (rote Linie) von der Nordgrenze Baden-Württembergs bei Mannheim bis nach Schliengen, erstellt mit TERRAINVIEW; nicht-lineare horizontale Angleichung der blauen Passpunkte. Im Bereich des Kaiserstuhls (Breisach/Sasbach) ist die Hochgestadekante im DGM nicht zu erkennen (gestrichelte Linie). Bei einem Vergleich der Profile wird deutlich, dass die Sprunghöhen im nördlichen und südlichen Abschnitt größer ist (bis 12 m) als im mittleren Abschnitt zwischen Lichtenau und Sasbach (Sprunghöhe hier maximal 6 m). Im Bereich der Kinzigmündung bei Kehl ist keine Hochgestadekante ausgebildet.

Wie schon bei der manuellen Vermessung der Sprunghöhen in TERRAINVIEW wird auch im Längsprofil deutlich, dass die Sprunghöhen im mittleren Oberrheingraben zwischen Rheinau und Breisach deutlich geringer sind als im nördlichen und südlichen Oberrheingraben. Über die gesamte Länge können beide Profile aufgrund ihres Gradienten in drei Abschnitte unterteilt werden: im nördlichen Oberrheingraben verläuft der Gradient von Talaue und Niederterrasse in etwa parallel zueinander, im mittleren Oberrheingraben wird der Gradient der Talaue etwas steiler als der Gradient der Niederterrasse und der Höhenunterschied zwischen Talaue und Niederterrasse wird somit geringer. Im südlichen Oberrheingraben sind die Gradienten zwar am größten, aber hier steigt die Talaue weniger steil an als die Niederterrasse.

Was hat das zu bedeuten? Zunächst lässt sich sagen, dass das Profil der Rheinaue ausgeglichen ist, wohingegen das Profil auf der Niederterrasse nicht ausgeglichen ist. Dies zeigt, dass die Niederterrasse zur Zeit der Talaue nicht mehr aktiv war und (mögliche) Änderungen im Gradienten nicht ausgeglichen hat. Geodätische Messungen belegen, dass die rezente Absenkung wesentlich auf den Raum südlich des Kaiserstuhls sowie zwischen Karlsruhe und Mannheim konzentriert ist (FUHRMANN et al. 2013: Abb. 11). Das erklärt aber nicht, weswegen die Sprunghöhe im mittleren Bereich zwischen Lichtenau und Sasbach so gering ist.

Der Blick ins DGM zeigt (Abb. 45), dass im Abschnitt zwischen etwa Kehl und Altenheim die Hochgestadekante nicht vorhanden ist. Zwischen Altenheim und Kappel ist die Hochgestadekante mehrfach, aber nur schwach ausgebildet (mehr dazu bei Gebiet 13 in Kap. 6.8.21). Im Bereich um Kehl mündet der Unterlauf der Kinzig in den Rhein. Im DGM sind hier keinerlei Erosionskanten zu entdecken, folglich hat die Kinzig die Hochgestadekante nicht erodiert, sondern möglicherweise überlagert. Die mehrfach ausgebildete Hochgestadekante zwischen Altenheim und Kappel könnte ihren Ursprung darin haben, dass diese erodiert wurden, als der Rhein begann sich einzutiefen. Alternativ ließe sich eine Ursache dafür, dass im mittleren Abschnitt keine oder nur eine sehr geringe Hochgestadekante ausgebildet ist, mit tektonischer Absenkung erklären, vermutlich während des Einschneidens der Talaue. Dieser Abschnitt liegt geologisch gesehen zwischen der Lahr-Emmendinger Vorbergzone (GEYER et al. 2011: 451) und ihrem Äquivalent im elsässischen Westteil des Oberrheingraben, dem Zaberner Bruchfeld. Beide Gebiete sind extrem zerstückelte Randschollenzonen und werden als negative Blumenstraußstrukturen interpretiert (GEYER et al. 2011: 452). Es wäre also plausibel, im Vergitterungsbereich zwischen beiden eine stärkere Absenkung zu vermuten. Die Tatsache, dass heute hier keine verstärkte Subsidenz zu beobachten ist, ließe wiederum den Schluss zu, dass es sich um eine tektonische Aktivität handelt, die vermutlich in die Zeit der Eintiefung der Talaue fällt. Aus dem DGM heraus kann weder die eine noch die andere Ursache bestätigt oder ausgeschlossen werden.

Der Höhenunterschied zwischen Talaue und Niederterrasse im Bereich südlich Breisach zeigt einen steilen Anstieg nach Süden. Die Ursache dafür könnte zum Einen in verstärkter rezenter Absenkung liegen (Fuhrmann et al. 2013: Abb. 11). Zum Anderen in dem spät- und nacheiszeitlichen (Schmelz-)wasserangebot und den damit verknüpften höheren Fließgeschwindigkeiten, die verstärkte

rückschreitende Erosion begünstigen. LÄMMERMANN-BARTHEL et al. (2009) halten für das Eintiefen des Rheins im südlichen Oberrheingraben eine Kombination aus Neotektonik und Klima für plausibel.

6.5 Bergstraßenneckar

6.5.1 Details des Bergstraßenneckars aus dem DGM

Große Teile des ehemaligen Bergstraßenneckars liegen außerhalb Baden-Württembergs und damit außerhalb des Untersuchungsgebiets. Dennoch bestätigt der Blick in das DGM (Abb. 47) die in der Literatur (MANGOLD 1891/95, BARSCH & MÄUSBACHER 1988) beschriebenen Beobachtungen:

- *ein mäandrierender Flusslauf, der sich zwischen Feudenheim und Weinheim entlang der Bergstraße nach Nordosten windet. An der Basis ist das Hauptbett etwa 200 bis 300 m breit;*
- *mehrere (abgeschnürte) Schlingen;*
- *ein Dünenfeld nördlich von Käfertal mit südöstlich ausgerichteten Dünen.*

Im DGM sind eindeutig Nordost-gerichtete schlingenbildende Rinnen zwischen Feudenheim, Heddesheim und Weinheim zu erkennen (grüne Schlingentäler in Abb. 47), die nicht in Zusammenhang mit dem heutigen Rhein oder Neckar stehen. Das Hauptbett dieses Bergstraßenneckars ist 200 bis 300 m breit und war wohl bis in die jüngere Vergangenheit aktiv. Außerdem sind weitere, vermutlich schon zu einem früheren Zeitpunkt verlandete Rinnen zu erkennen, die ebenfalls in Verbindung mit dem Bergstraßenneckar standen (weiße gestrichelten Linien in Abb. 47), sowie abgeschnürte Schlingen wie die bei Gut Neuzenhof (N in Abb. 47 und 50). Östlich von Heddesheim ist eine Schar nahezu Süd-Nord-ausgerichteter Rinnen zu erkennen (grün gestrichelte Linien in Abb. 47), deren Gefälle auf frühe Zuläufe zum Bergstraßenneckar hinweist. Möglicherweise waren diese nur bei Hochwasser aktiv und wurden von dem flussaufwärts über die Ufer tretenden Neckar gespeist (vgl. Kap. 6.7).

Zwischen Gut Neuzenhof und Weinheim sind innerhalb des schwarz gepunkteten Kreises (Abb. 47) auf sehr flachem Relief Spuren ineinandergreifender, flacher Rinnen erhalten. Sie sind möglicherweise Bestandteil eines mehrphasigen Netzwerks (blau markiert in Abb. 46) und vermutlich Relikte eines (sehr) alten verflochtenen Flusssystems. Zum Vergleich die perspektivische Ansicht in Abb. 48, hier sind nur die Ortschaften eingezeichnet und die Details gut zu identifizieren. In Abb. 49 sind auch ohne Überhöhung die verlandeten Rinnen unterschiedlicher Generationen und deren Höhenlage sehr gut sichtbar.

In Satellitenaufnahmen (Abb. 50) ist zu erkennen, dass die Rinnen heute verlandet sind. Nur vereinzelte Seen (nördlich von Wallstadt und zwischen Heddesheim und Weinheim; zum Beispiel Nr. 1 und 2 in Abb. 50) deuten im Satellitenbild auf einen ehemaligen Flusslauf hin. Bei näherer Betrachtung

können auch im Satellitenbild weitere Hinweise auf den verlandeten Fluss entdeckt werden. So folgen stellenweise Ackergrenzen der Morphologie der ehemaligen Flussschlingen (rot gestrichelte Linien in Abb. 50) und auch Siedlungen und Straßenverlauf orientieren sich an der natürlichen Geländebeschaffenheit (grün gestrichelte Linie in Abb. 50).

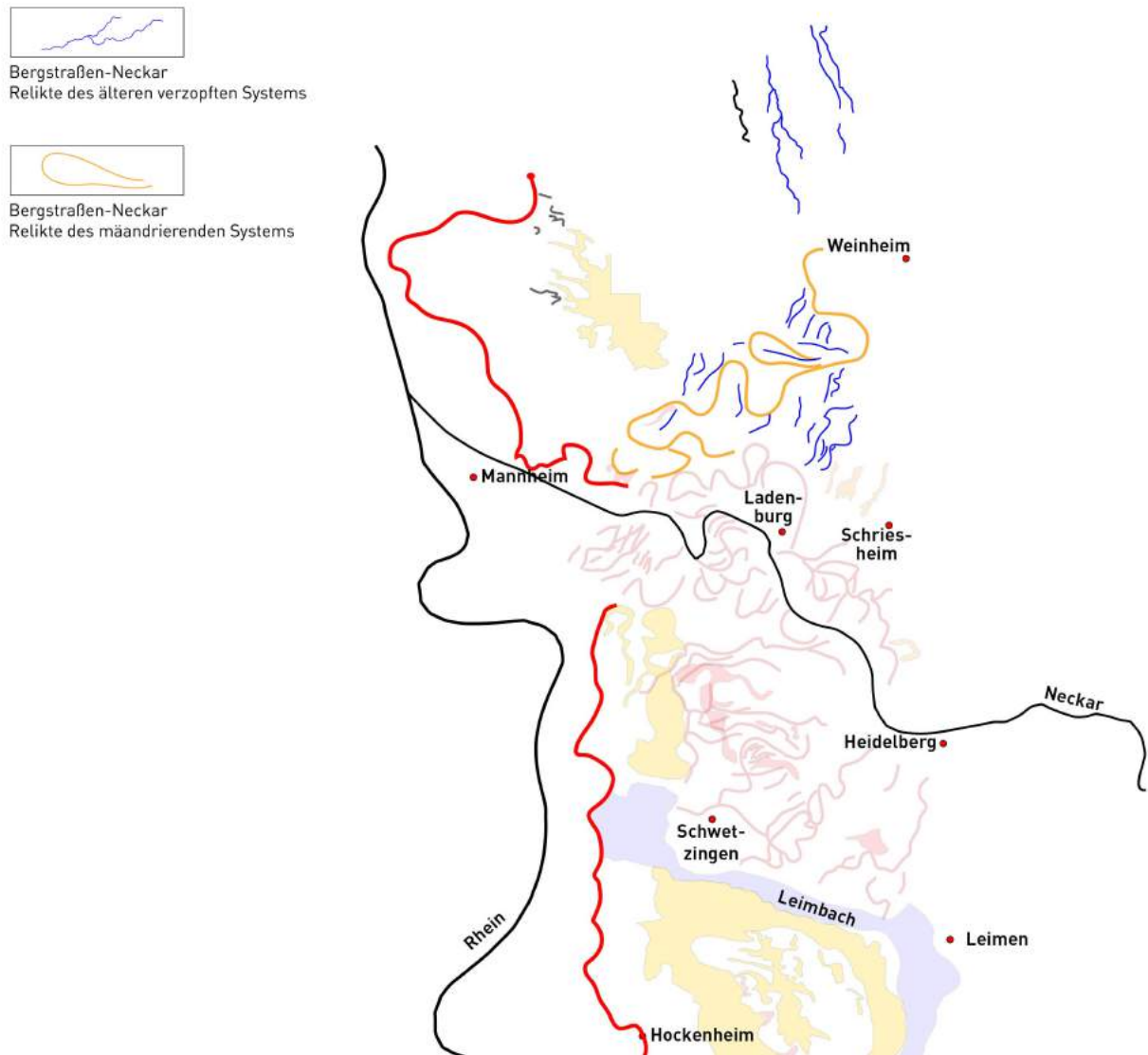
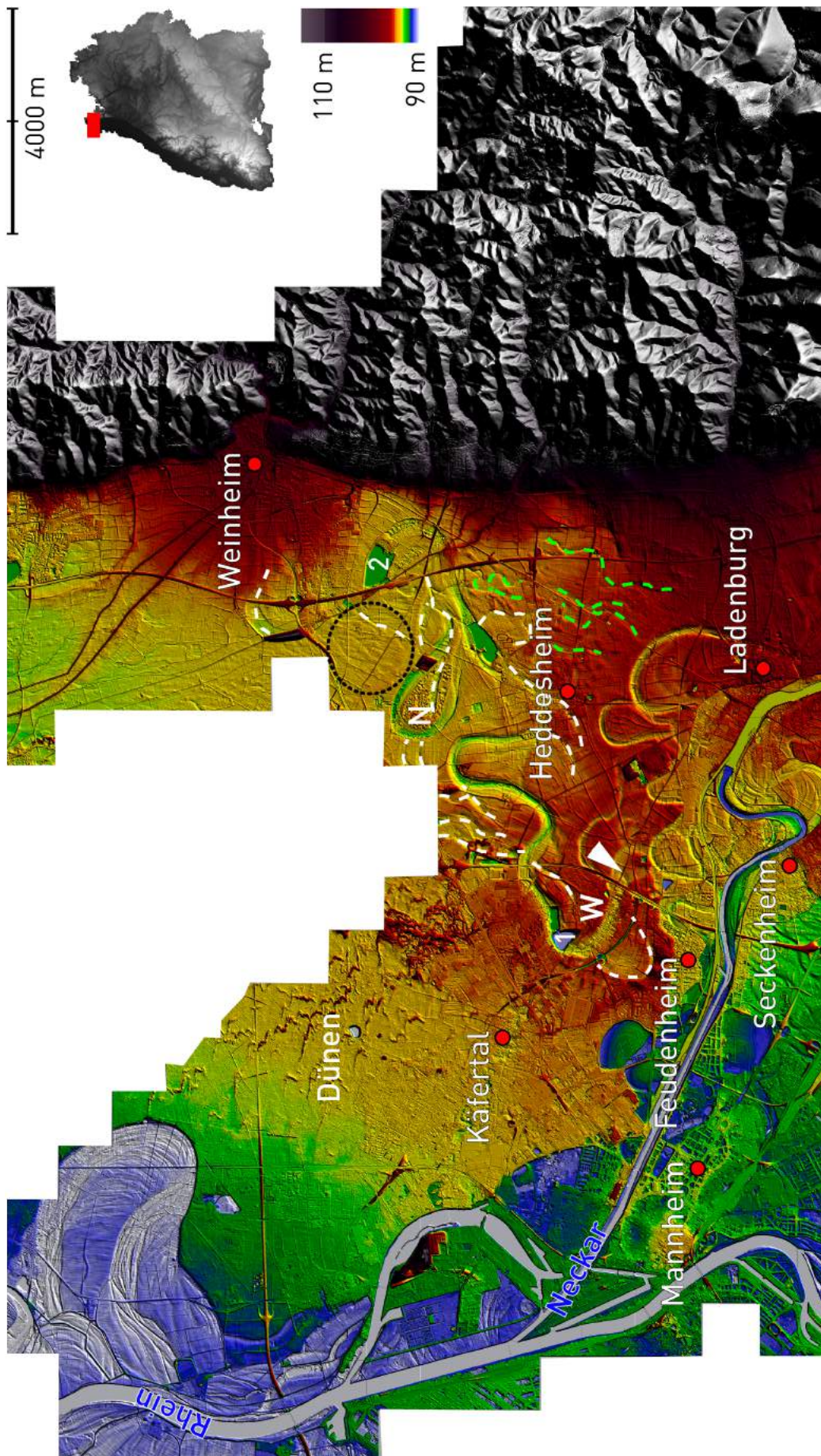


Abb. 46: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62) für den Bereich des Bergstraßenneckars (blaue und gelbe Linien). Rote Linie: Hochgestadekante; rosa Linien: Rinnen auf dem Neckarschwemmfächer; schwarze dünne Linien: Dünenkämme; gelbe und rosa Flächen: Dünenfelder; blaue Fläche: Leimbach-System.

Abb. 47 : Farbhöhenencodierte Darstellung des baden-württembergischen Teils des **Bergstraßenneckars**. Eindeutig sind die Nordost-gerichteten grünen **Schlingentäler** zwischen Feudenheim, Heddesheim und Weinheim zu erkennen, die das Hauptbett des Bergstraßenneckars bildeten. Er zweigte bei Wallstadt (W, weißer Pfeil) ab und zeigt abgeschnürte Schlingen wie bei Gut Neuzenhof (N). In direkter Verbindung zum Hauptbett stehen **Rinnen** (weiß gestrichelt), die vermutlich schon **früher verlandeten**. Östlich von Heddesheim deutet das Gefälle und die Ausrichtung der grün gestrichelten Rinnen darauf hin, dass diese **frühe Zuläufe möglicherweise nur bei Hochwasser aktiv** waren. Auf sehr flachem Relief sind **Spuren ineinandergreifender, flacher Rinnen** erhalten (innerhalb des schwarz gepunkteten Kreises), die entweder Relikte eines sehr alten, verflochtenen Flusssystems sind oder nur bei Hochwasser aktiv waren. 1 - Vogelstang See; 2 - Waidsee. DGM mit LOD 4 und 15-facher Überhöhung.



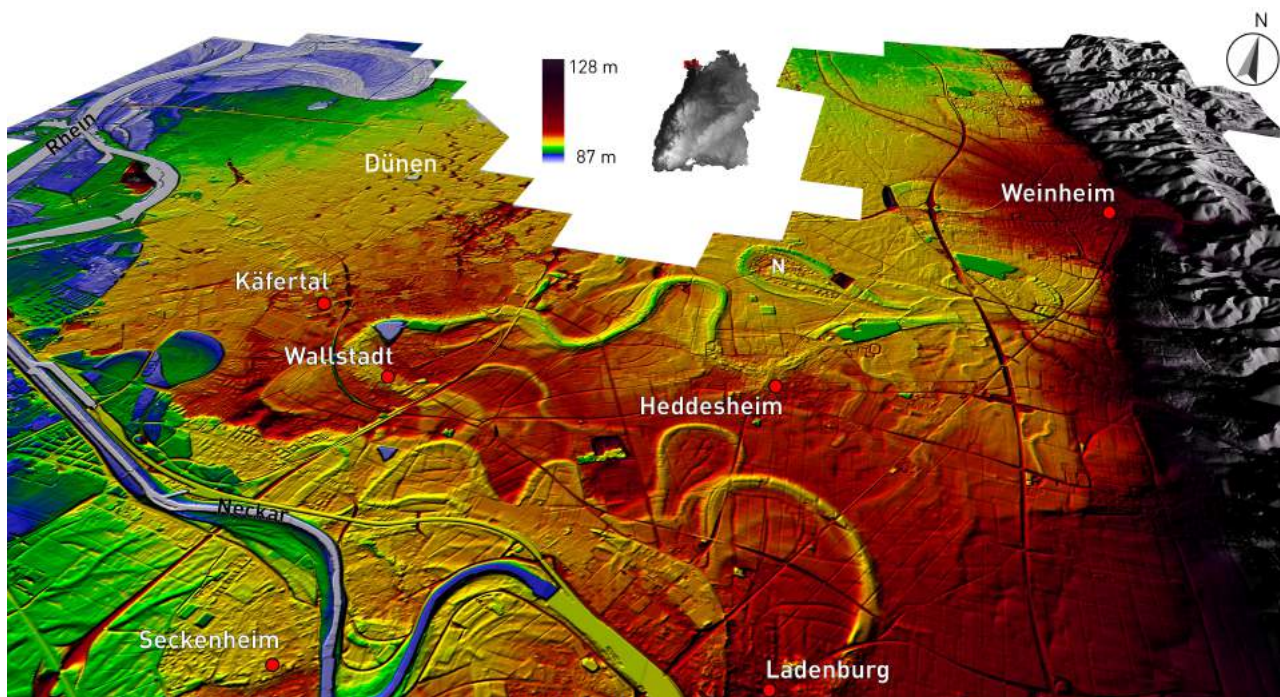


Abb. 48: Farbhöhencodierte, **perspektivische Darstellung des baden-württembergischen Teils des Bergstraßenneckars** zum Vergleich mit Abb. 47. Eindeutig sind die Nordost-gerichteten grünen Schlingentäler zwischen Wallstadt, Heddesheim und Weinheim zu erkennen, die das Hauptbett des Bergstraßenneckars bildeten und Dünen unterschneiden. Er zweigte bei Wallstadt ab und zeigt abgeschnürte Schlingen wie bei Gut Neuzenhof (N). Der Maßstab verändert sich, zwischen Heddesheim und Weinheim beträgt der Abstand 7,5 km. DGM im LOD 4 und mit 15-facher Überhöhung.

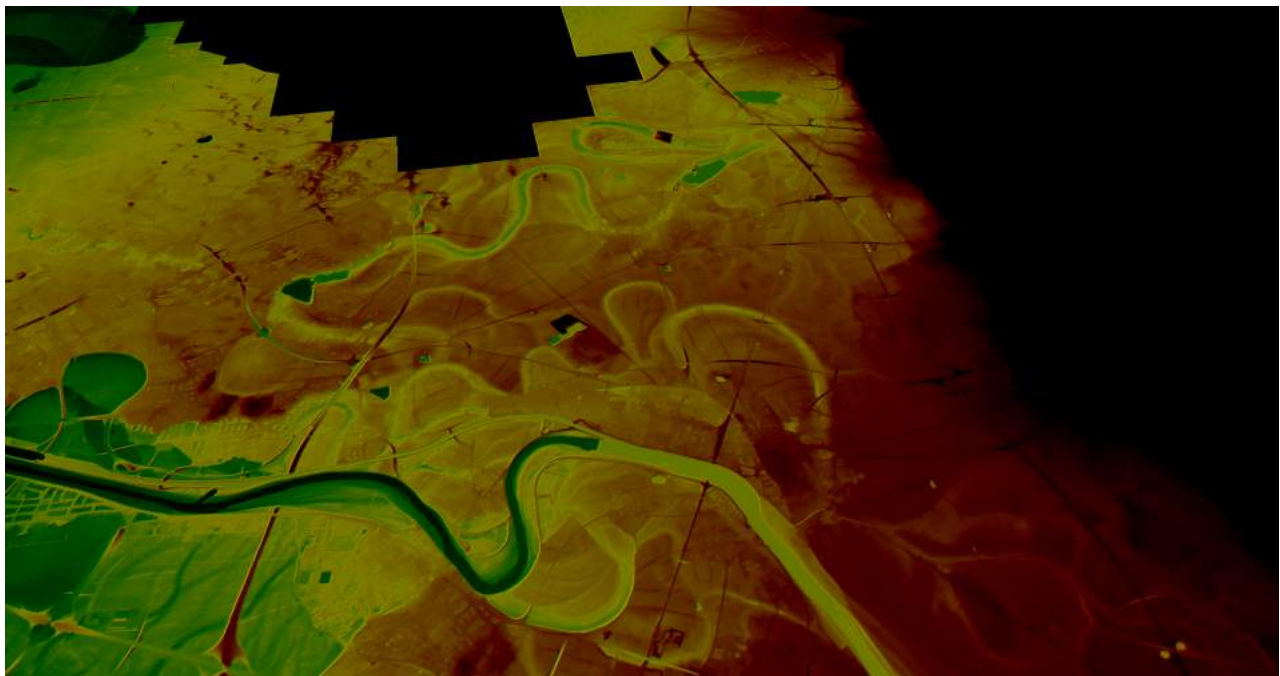


Abb. 49: Farbhöhencodierte, **perspektivische Darstellung des baden-württembergischen Teils des Bergstraßenneckars**. Ähnlicher Ausschnitt wie Abb. 48. Auch ohne Überhöhung werden die verlandeten Rinnen unterschiedlicher Generationen sehr gut sichtbar. DGM im LOD 5 und mit 1-facher Überhöhung.

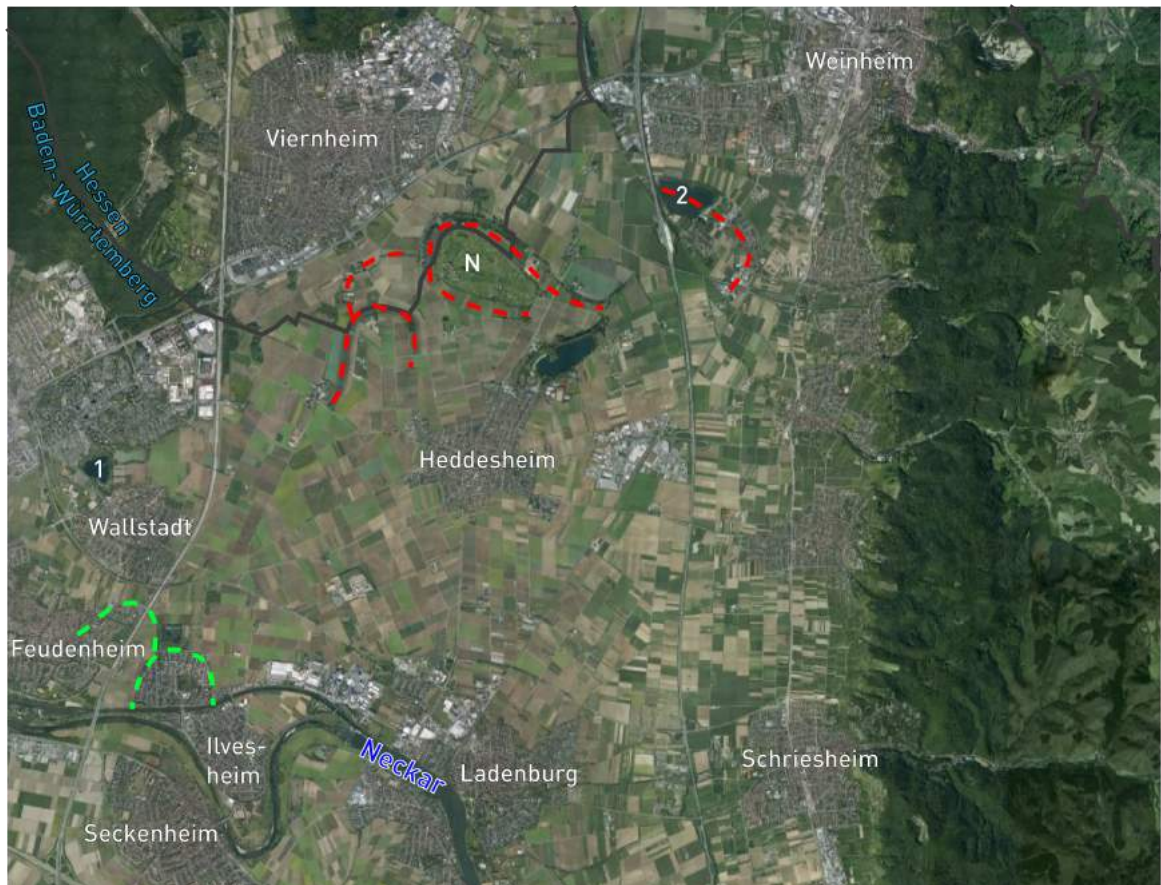


Abb. 50: Satellitenbild aus GoogleEarth für den Bereich des Bergstraßenneckars von Abb. 47. 1 - Vogelstang-See; 2 - Waidsee; N - Gut Neuzenhof; rot gestrichelte Linien - Ackergrenzen, die der Morphologie verlandeter Flussschlingen folgen; grün gestrichelte Linien - Siedlungen, die der Morphologie verlandeter Flussschlingen folgen, graue Linien - Grenze von Bundesländern.

6.5.2 Vergleich mit Literaturdaten und Diskussion

Bereits MANGOLD (1891/95) hatte den Abzweig des Bergstraßenneckars etwa 1 km südöstlich von Wallstadt (W in Abb. 47 und Abb. 50) beschrieben und das DGM bestätigt diese Annahme (weißer Pfeil in Abb. 47). Bemerkenswert ist die detailgetreue Kartierung der Rinnen durch MANGOLD (1891/95, Abb. 51), die nur mit intensiver Geländearbeit zu leisten war.

Die Entstehung des Bergstraßenneckars führt DAMBECK (2005) zurück auf die Aufwehung eines Dünengürtels vor der Wende vom Pleni- zum Spätglazial (14 500 BP), so dass der Neckar dem Rhein nicht mehr auf direktem Weg nach Westen zufließen konnte und gezwungen war, den Bergstraßenlauf anzulegen. Ablagerungen von Hochflutsedimenten zeigen, dass der Bergstraßenneckar spätestens in der Jüngeren Dryas (etwa 12 800 bis 11 500 BP) seinen jüngsten Verlauf eingenommen hat und die fluviale Aktivität auch die jungdryaszeitliche Flugsandphase überdauert (DAMBECK 2005). Mit dem Durchbruch des Neckars durch den Dünengürtel bei Feudenheim nach Westen sehen BARSCH & MÄUSBACHER (1988) das Ende des Bergstraßenneckars. Wie MANGOLD (1891/95) nehmen auch BARSCH & MÄUSBACHER (1988) als Durchbruchzeit etwa 11 000 BP an. DAMBECK (2005) sieht als Zeitpunkt der vollständigen Deaktivierung das beginnende Präboreal und erkennt keine Reaktivierung in späteren Abschnitten des Holozäns. Spätere erneute Wasserführung, ein zeitweises Aussetzen von Torfwachstum und Ablagerung von Auensedimenten erklärt er mit Änderung der paläoklimatischen Verhältnisse oder durch Sedimentzufuhr der Odenwald-Tributären. Erst in der Kiefernzeit vor etwa 9 000 Jahren beschreibt hingegen LÖSCHER (1978) eine Laufverlegung des Bergstraßenneckars nach Nordwesten. MONE (1826) zitiert Werke aus dem Mittelalter (zum Beispiel Sauer 1593, Dielhelm 1739, Winkelmann 1697), die möglicherweise belegen, dass der Bergstraßenneckar von Menschenhand bei Ladenburg zum Rhein hin umgeleitet worden sei, um Schaden zu verhindern. Demnach floss der Neckar noch im Jahr 1354 chr. Z. durch sein altes Bett entlang der Bergstraße.

BARSCH & MÄUSBACHER (1988) beschreiben die Rinnen des Bergstraßenneckars als 80 bis 100 m breit und 2 bis 4 m tief, daran anschließende Hochflutbetten, die 250 m breit und etwa 2 m in die Umgebung eingesenkt seien. Die Rinnen mäandrieren stark und seien heute weitgehend mit Fein- und Mittelsand verfüllt, diese Sedimentfracht deute auf geringe Abflussgeschwindigkeiten und -mengen (BARSCH & MÄUSBACHER 1988). Bei Hochwasser kam außerhalb der Rinnen verschwemmter Löss flächenhaft zur Ablagerung, Laufverkürzung, erhöhtes Gefälle und eine stärkere Tiefenerosion mit Terrassenbildung seien die Folgen (BARSCH & MÄUSBACHER 1988). Im „Spätwürm“ sei der Bergstraßenneckar ein mäandrierender Lauf mit einem etwa 100 m breiten Gerinnebett gewesen (BARSCH & MÄUSBACHER 1988). Im DGM kann die Breite des Hauptbettes mit 200 bis 300 m vermessen werden.

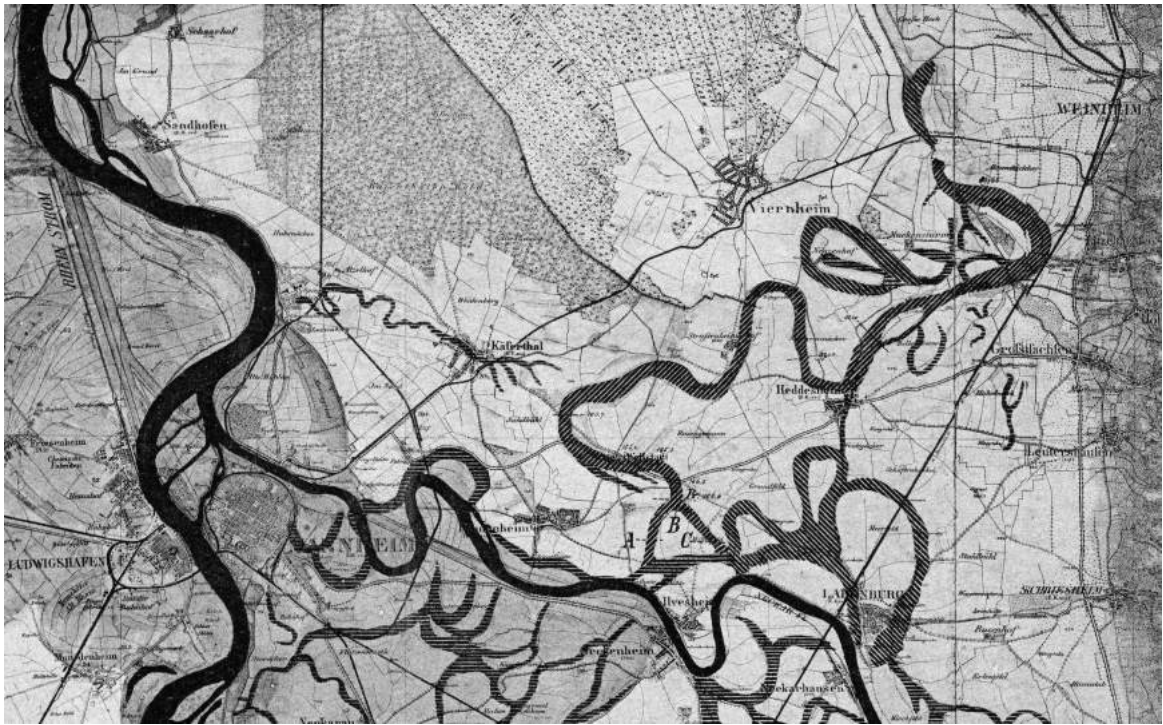


Abb. 51: Ausschnitt aus der Karte von Mangold (1891/95, Abb. 42) für den Bereich des Bergstraßenneckars.

6.6 Dünen und Flugsandebenen

6.6.1 Bildungsbedingungen und Alter der Flugsandablagerungen

Aus dem Oberrheingraben bekannt und im DGM sichtbar sind Einzeldünen und Dünenfelder, die während des Pleistozäns (GEYER et al. 2011) im mittleren und nördlichen Oberrheingraben aufgeweht wurden. Für eine genauere Eingrenzung des Aufwehungsalters haben LÖSCHER & HAAG (1989) Schnecken in Auenmergeln, die auf den Niederterrassenschottern liegen mit der ^{14}C -Methode auf 10 800 bis 11 400 Jahre vor heute datiert; die Dünen müssen danach aufgeweht worden und folglich jünger als die Schnecken sein. Sie gehen davon aus, dass vor etwa 10 000 Jahren die holozäne Wiederbewaldung zu gleichmäßiger Wasserführung geführt hat und somit die großflächige Auswehung der Dünen aus dem Bereich der heutigen Rheinaue nahezu zum Erliegen kam. LÖSCHER & HAAG (1989) beschreiben Umlagerung von Dünen sand während der hochmittelalterlichen Rodungsphase um 1100 chr. Z. . Nach BARSCH & MÄUSBACHER (1988) durchbrach der Neckar den Dünengürtel bei Feudenheim vor 11 000 Jahren (Jüngere Dryas), demzufolge muss die Aufwehungszeit älter sein. DAMBECK (2005: 56) fasst die vorhandene Literatur zusammen und kommt zu dem Schluss, dass die Dünen aufwehung im Oberrheingraben erst in einer späten (wärmeren) Phase der jüngeren Dryas stattfand und seit dem Hochglazial mindestens drei Phasen der Flugsandakkumulation zu verzeichnen sind (DAMBECK 2005: 56); allerdings weist er darauf hin, dass einige Autoren es für wahrscheinlich halten, dass die Dünenbildung ausschließlich auf die

Jüngere Dryas begrenzt ist. Ein etwas höheres Aufwehungsalter gibt HOLZHAUER (2013: 31, 36f) an, die Hauptphase der Flugsandbildung setzt er in die Älteste und Ältere Dryas, schließt jedoch Dünenaufwehung in der Jüngeren Dryas nicht aus.

Für die Aufwehung von Dünen und Flugsandfeldern müssen gewisse Voraussetzungen erfüllt sein, somit geben Dünenfelder einen Hinweis auf die Umgebung während ihrer Entstehung: So muss das Klima trocken(-kalt) sein (HOLZHAUER 2013: 36), damit das Material überhaupt ausgeweht werden kann. Und ausreichend große Mengen an Feinmaterial wurde erst durch den dauerhaften Anschluss des Hochrheins an den Alpenrhein im oberem Mittelpleistozän angeliefert (HOLZHAUER 2013: 31). Flächenhafte Dünenfelder auf der Niederterrasse konnten erst entstehen, als der Rhein dieses Niveau nicht mehr periodisch überflutete (LÖSCHER & HAAG 1989) und sind nur dort erhalten, wo es seither nicht mehr zu Überflutungen kam (HOLZHAUER 2013: 32). Dies ist insbesondere auf der östlichen Niederterrasse und auf höher gelegenen Terrassen und Bruchschollen (LÖSCHER & HAAG 1989) der Fall.

Im nördlichen Oberrheingraben beschreiben unter anderem GEYER et al. (2011: 366) und HOLZHAUER (2013: 5) die Verbreitung der Dünen und der mit Flugsand bedeckten Gebiete: Der Feldherrenhügel südwestlich von Oftersheim erhebt sich 21 m über die Umgebung und ist Teil eines Flugsandgürtels, der sich von Rastatt über den Raum Heidelberg und Mannheim bis Mainz erstreckt. In der Schwetzingen Hardt bildet der Gürtel eine ausgedehnte zusammenhängende Flugsandebene (SAUER 1986, HOLZHAUER 2013). Auch südlich von Rastatt sind bei Niederwald noch Flugsanddünenfelder vorhanden, deren höchste Stelle 144,6 m über NN liegt (BLUM 1989: 60).

Aus dem DGM wird ersichtlich, dass unterschiedlich stark degradierte Dünen nicht nur im nördlichen Oberrheingraben, sondern auch im Süden verbreitet sind (Abb. 52). Ich möchte ausdrücklich darauf hinweisen, dass nicht alle Dünenrelikte in den Übersichtskarten (Abb. 52 und Übersichtskarte Abb. 62) eingezeichnet sind. Es ist davon auszugehen, dass sie häufig von den fluvialen Systemen der Gebiete 1 bis 17 (stark) überprägt wurden und als Sedimentbarren in diese „integriert“ sind. In solchen Fällen sind sie Teil des jeweiligen Gebiets.

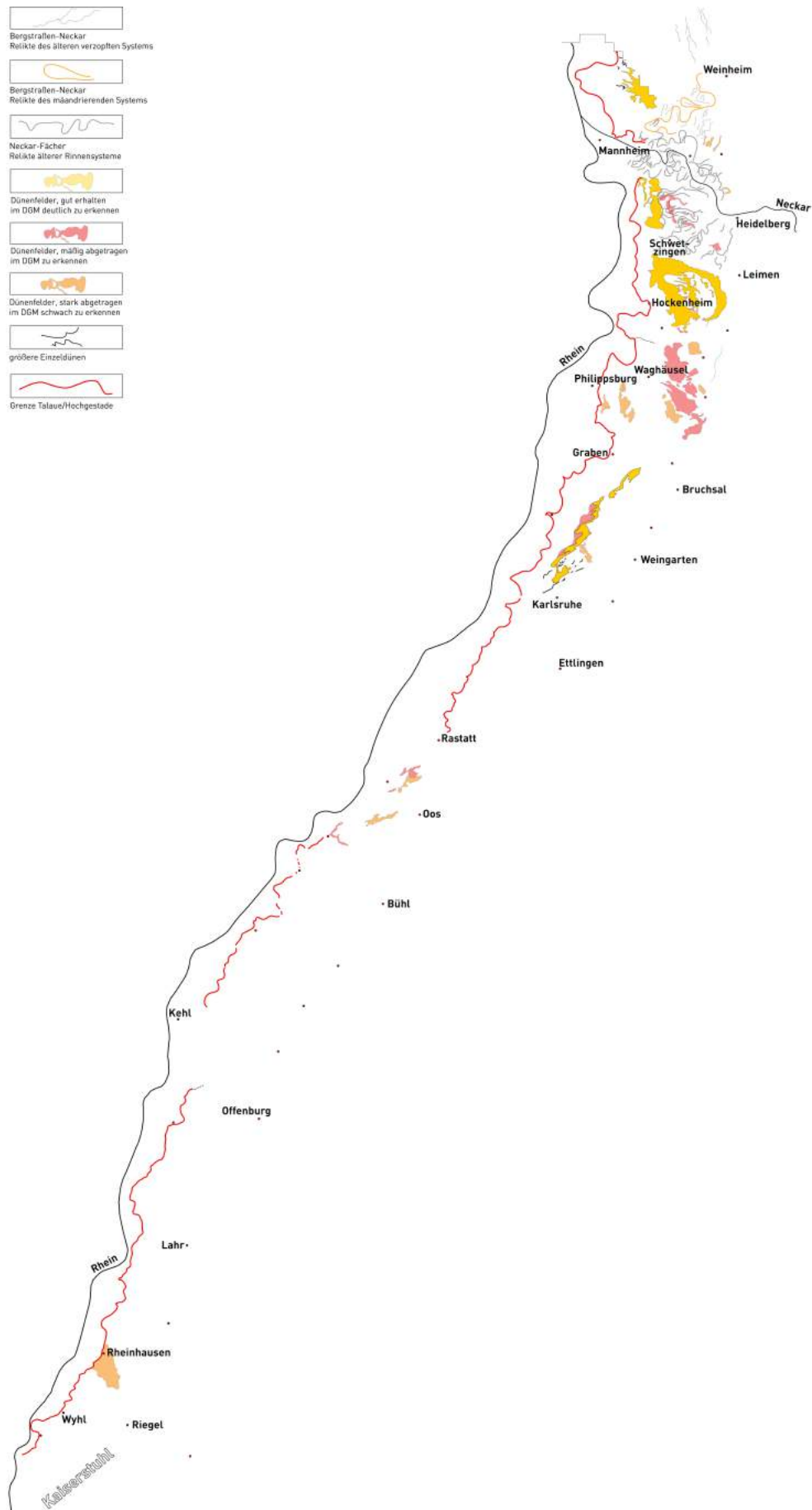


Abb. 52: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62) mit den unterschiedlich gut erhaltenen und im DGM zu erkennenden **Dünenfeldern und Einzeldünen.** Punkte: Position wichtiger Ortschaften.

6.6.2 Beobachtungen von Flugsandablagerungen im DGM

Einzelne Dünen

Einzelne Dünen und zusammenhängende Dünenkämme sind auf den nördlichen Oberrheingraben konzentriert. Auch nördlich von Karlsruhe sind einzelne Dünenkämme (Abb. 53) deutlich im DGM zu erkennen (schwarze Linien in Abb. 52 und Kap. 6.8.13). Die einzelnen Dünen erreichen nördlich von Käfertal (Abb. 47) und bei Karlsruhe etwa 8 m Höhe.

Gut erhaltene Dünenfelder

Gut erhaltene Dünenfelder sind im nördlichen Oberrheingraben bis auf die Höhe von Karlsruhe im DGM zu beobachten und in der Übersichtskarte gelb gefärbt (Abb. 52). Dazu zählen unter anderem das Dünenfeld auf der Schwetzingen Hardt (Abb. 54 und Abb. 55) mit dem Dünenzug zwischen Wiesloch, Sandhausen und Oftersheim und der Dünenzug, der sich von Karlsruhe in Richtung Leopoldshafen, Graben und Forst zieht. Diese Dünenfelder sind im DGM wegen ihrer Form eindeutig zu identifizieren. Stellenweise überlagern diese Dünen Rinnen, die sich in die Niederterrasse eingeschnitten haben und stellenweise umfließen die Dünen.

Mäßig abgetragene Dünenfelder

Weiter nach Süden sind die Dünenfelder stärker degradiert (rot gefärbt in Abb. 52), aber auch hier sind weit ausgedehnte Dünenfelder zu beobachten und im DGM zu erkennen. Ein Beispiel für ein mäßig abgetragenes Dünenfeld liegt zwischen Ubstadt, Waghäusel, Kronau und Rot (Abb. 56), das im Osten von einem tiefer gelegenen fluvialen System abgeschnitten wird. Bei diesem Dünenfeld ist zu beobachten, dass die Dünen von Osten nach Westen zunehmend stark degradiert sind. Generell liegt Mitteleuropa im Westwindgürtel, so dass die östlich angrenzenden Grabenschultern einen Windstau verursachen könnten, der dafür verantwortlich ist, dass die Dünen am Grabenrand weniger stark abgetragen sind. Eine andere – wahrscheinlichere – Ursache liefert der Blick ins DGM: um Waghäusel sind die Dünen stark fluvial überprägt. Auch westlich von Waghäusel sind Spuren fluvialer Systeme zu erkennen, wohingegen die östlich daran anschließenden Dünen (grau farbhöhenkodiert in Abb. 56) höher, eher zusammenhängend und kaum oder nicht fluvial überprägt sind. Möglicherweise stellt der Degradierungsgrad der Düne auch eine Funktion des Alters dar. Im DGM ist zu sehen, dass mindestens zwei Dünengenerationen in diesem Gebiet verbreitet sind (Kap. 6.8.1).

Stark abgetragene Dünenfelder

Stark abgetragene Dünenfelder sind im DGM nur schwach zu erkennen, sind aber sowohl im nördlichen als auch im südlichen Oberrheingraben zu beobachten. Im südlichen Oberrheingraben sind außer stark abgetragenen keine anderen Dünenfelder vorhanden (orange in Abb. 52). Die stark abgetragenen Dünenfelder werden fast immer von fluvialen Systemen abgeschnitten. Südlich von Rheinhausen ist ein Gebiet zu erkennen, das möglicherweise ein stark abgetragenes Dünenfeld ist (Abb. 57). Dies ist das südlichste beobachtete Auftreten von reliktschen Dünen im rechtsrheinischen Oberrheingraben.

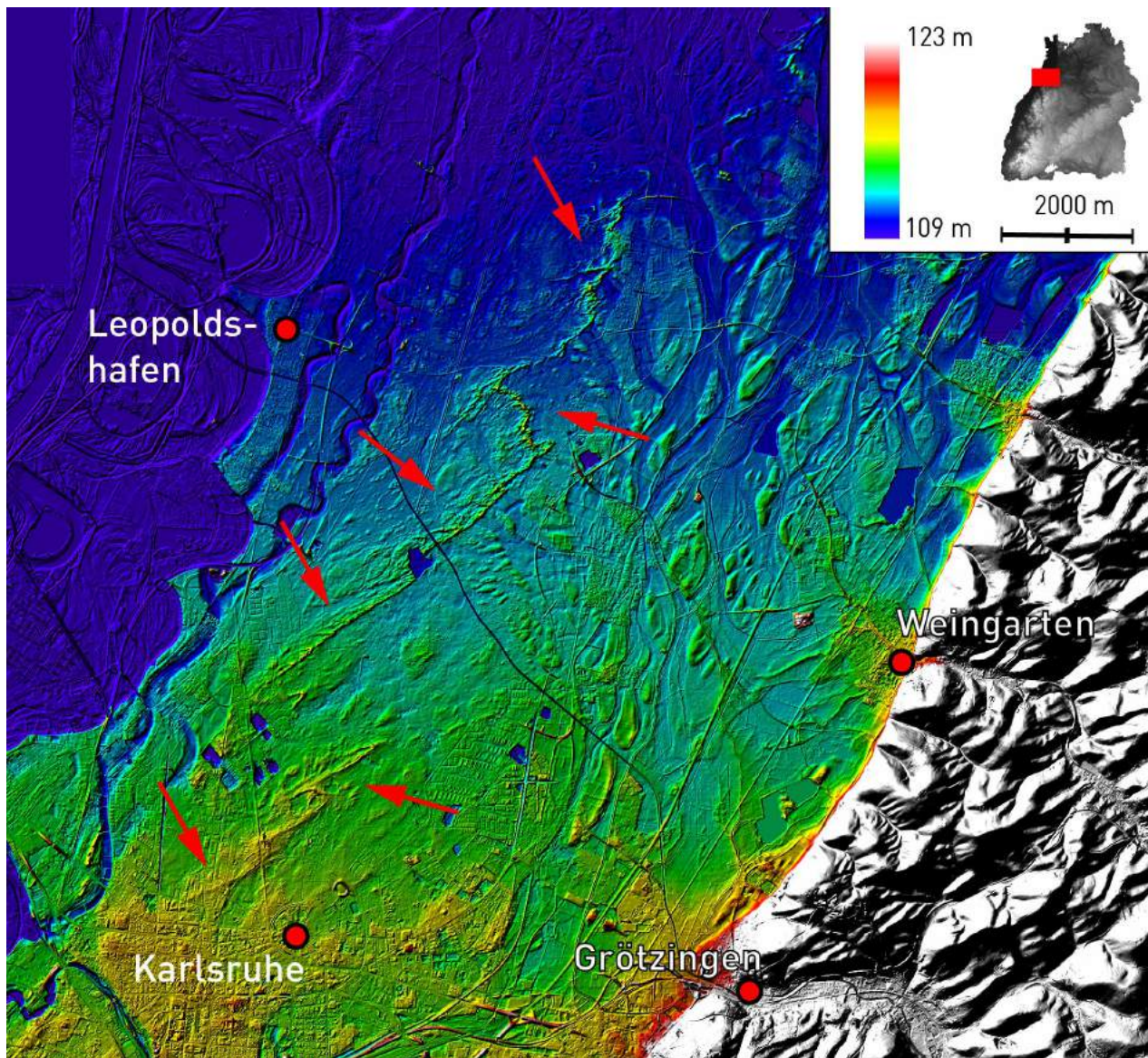


Abb. 53: Ansicht eines etwa 8 m hohen **zusammenhängenden Dünenkamms** (rote Pfeile) nördlich von Karlsruhe. DGM im LOD 3 und mit 20-facher Überhöhung.

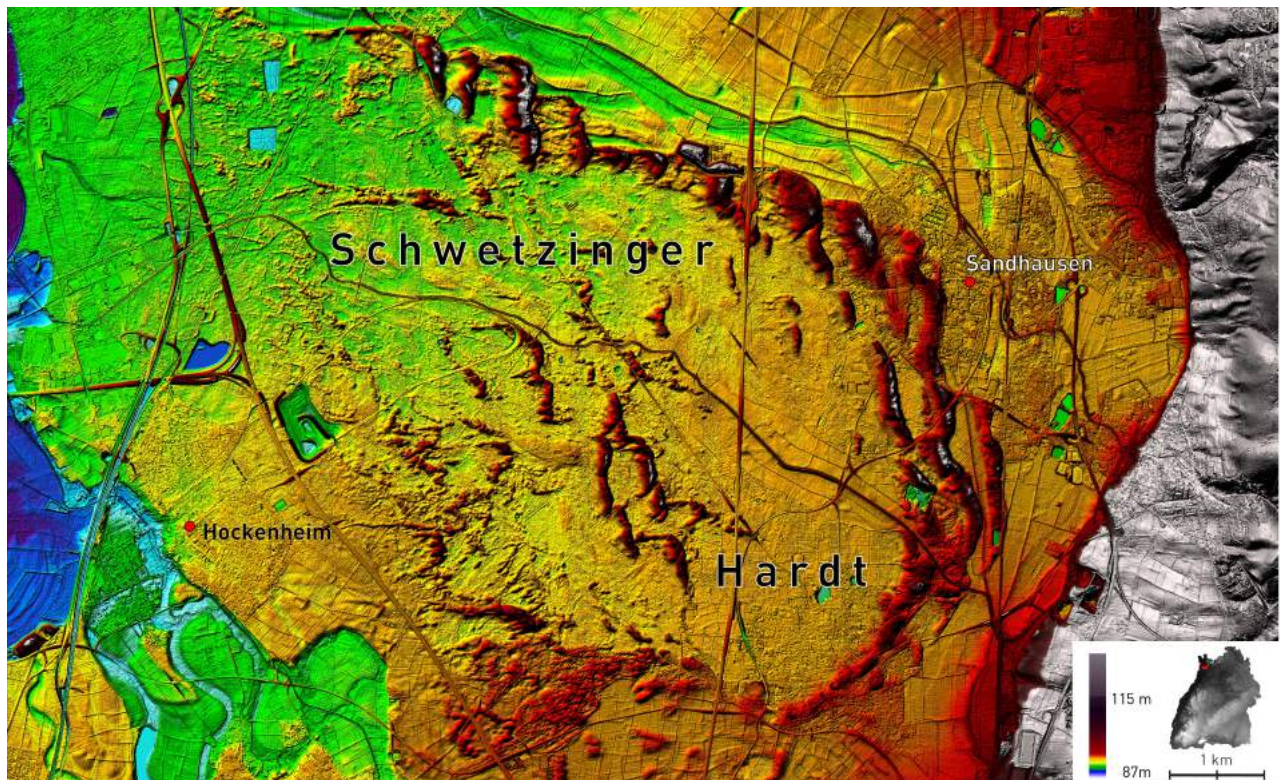


Abb. 54: Das gut erhaltene Dünenfeld auf der Schwetzingen Hardt. DGM im LOD 5 und mit 10-facher Überhöhung.

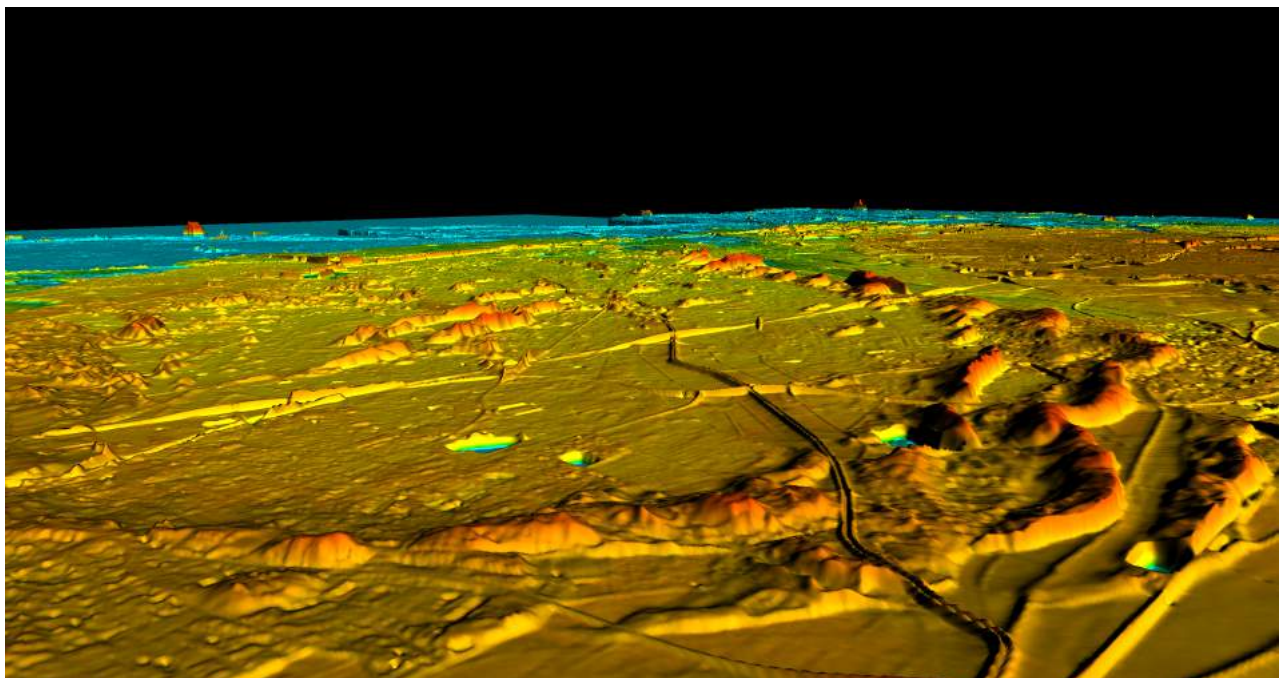


Abb. 55: Perspektivische Ansicht des Dünenfeldes auf der Schwetzingen Hardt. DGM im LOD 5 und mit 5-facher Überhöhung.

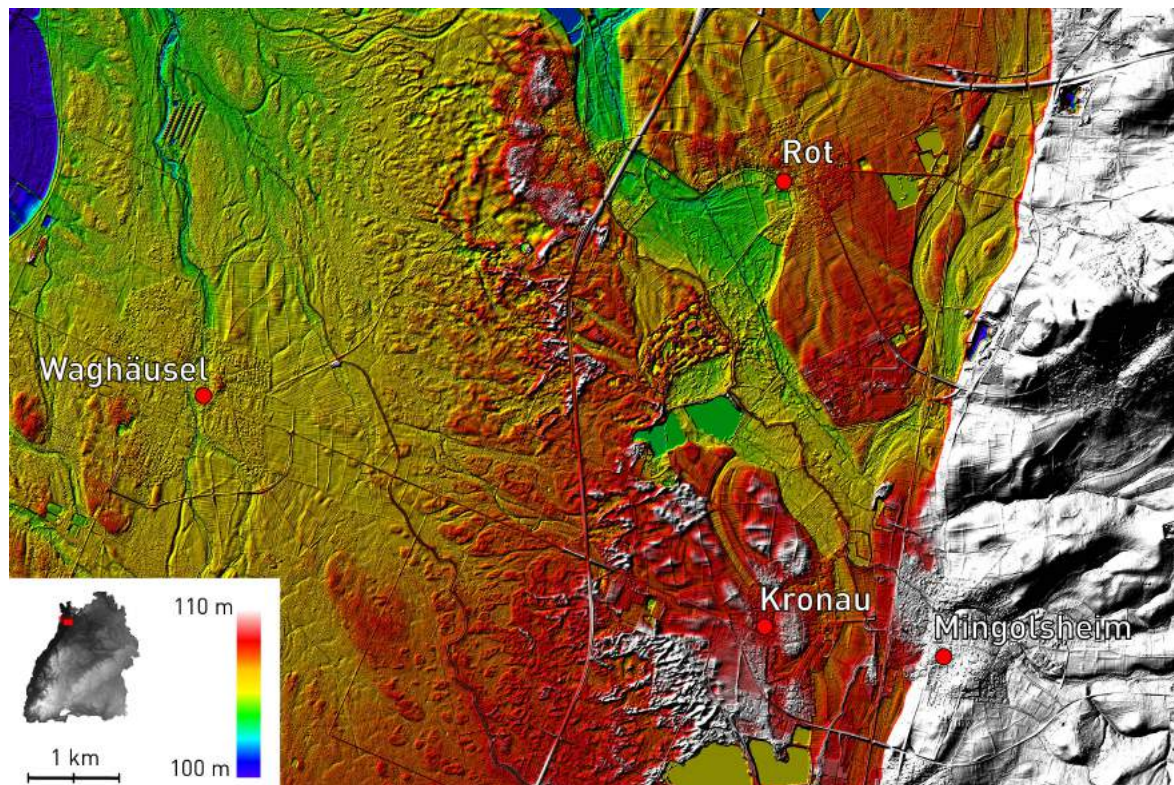


Abb. 56: Zwischen Kronau, Waghäusel und Rot zieht sich ein **Gürtel abgetragener Dünen**, der im Osten von einem fluvialen System abgeschnitten wird. Je weiter im Westen, desto stärker ist das Dünenfeld degradiert. DGM im LOD 4 und mit 20-facher Überhöhung.

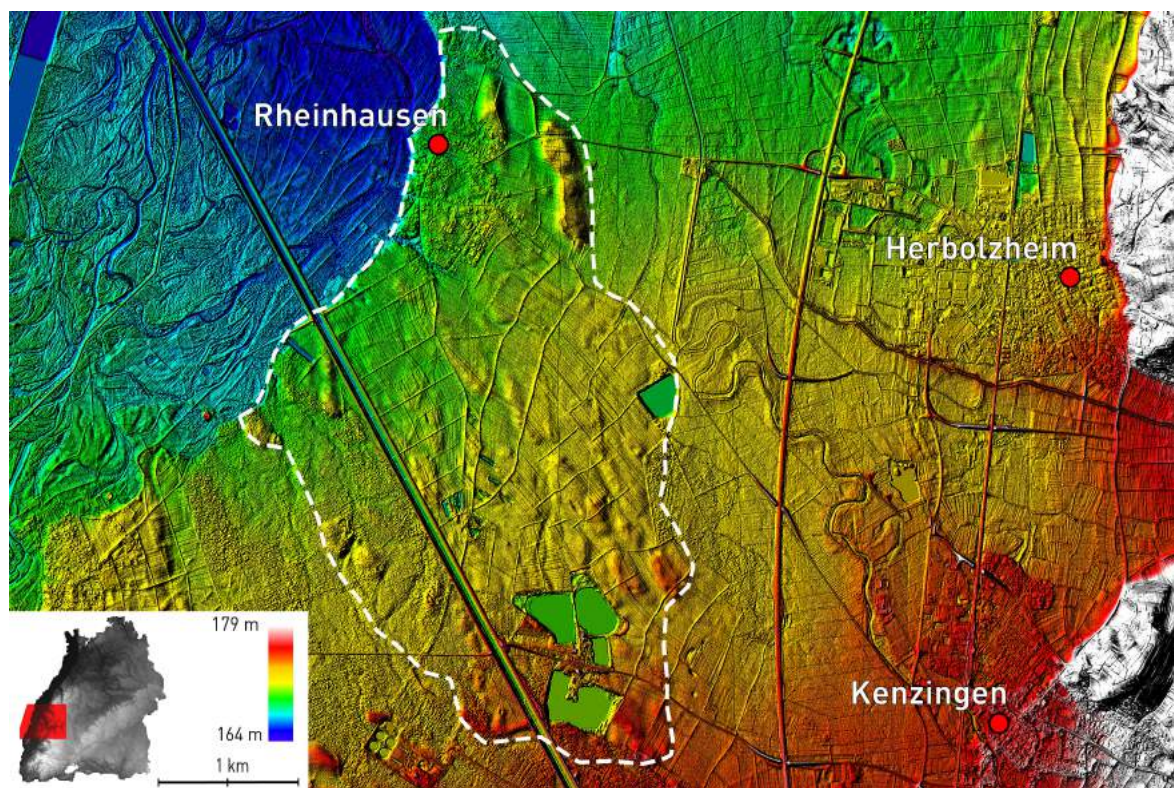


Abb. 57: Im südlichen Oberrheingraben sind nur **stark abgetragene Dünenfelder** zu beobachten. Das möglicherweise südlichste liegt südlich von Rheinhausen (weiß umrandet). DGM im LOD 5 und 30-facher Überhöhung.

Verbreitung und Erhaltungszustand der Dünenfelder

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich zusammenfassend folgendes Bild: die Dünen auf der rechtsseitigen Niederterrasse sind im westlichen Bereich tendenziell besser erhalten als im östlichen Bereich. Ihre Form (flach im Westen, steil im Osten) bestätigt die Entstehung durch westliche Winde und erklärt auch, weshalb Dünen, die weiter im Westen liegen als andere stärker degradiert sind. Im nördlichen Oberrheingraben sind mehr Dünen besser erhalten als weiter südlich. HOLZHAUER (2013: 37) beschreibt mehrere Phasen der Flugsandbildung und auch das DGM legt dies nahe. Eine mehrphasige Flugsandmobilisierung ist an den Lagerungsverhältnissen der Dünen im Bezug zu unterliegenden oder umfließenden Rinnen zu erkennen und wird ausführlich im Kap. 6.8 gezeigt und diskutiert.

6.7 Neckarschwemmfächer

Das Neckarsystem entspringt hydrografisch betrachtet auf 896 m ü. NN am Brogen bei St. Georgen als Glasbach, mündet bei Bühlingen als Eschach in den Neckar und tritt bei Heidelberg auf 105 m ü. NN aus dem Odenwald aus. Auf 88 m ü. NN mündet der Neckar bei Mannheim in den Rhein. Dieses heutige Gefälle entspricht einem Gradienten von 0,64 ‰. Auf verhältnismäßig kurzer Strecke (26,89 km) überwindet der Neckar zwischen Heidelberg und Mannheim 17 Höhenmeter, deswegen hat sich hier aus dem angelieferten Material der Neckarschwemmfächer aufgebaut. Das Gefälle des Neckarschwemmfächers zwischen Heidelberg und Oftersheim beträgt 1,4 ‰ und zwischen Heidelberg und Ladenburg 1,6 ‰.

Bei geeigneten Parametereinstellungen ist der Neckarschwemmfächer im DGM sehr deutlich zu visualisieren (Abb. 59). Es wird ersichtlich, dass sich der Fächer mehr nach Norden als nach Süden in den Oberrheingraben vorgebaut hat. Außerdem werden viele Details sichtbar, hauptsächlich (degradierte) Dünen am Westrand des Fächers, die sich von Schwetzingen bis fast nach Seckenheim ziehen, sowie verlandete Rinnen. Die Rinnen sind auf dem ganzen Fächer verteilt und unterschiedlich stark ausgeprägt. Beide Details sind auch in der Übersichtskarte (Abb. 62) dargestellt, ein Auszug für den Bereich des Neckarschwemmfächers ist in Abb. 58 gegeben.

Auf Abb. 59 sind acht Läufe (a bis h) dadurch zu unterscheiden, dass sie in unterschiedliche Richtungen entwässern. Jedem Lauf können mehrere Rinnen unterschiedlicher Generationen zugeordnet werden, die sich unterschiedlich tief eingeschnitten haben und wieder verfüllt sind. Die prominentesten Rinnen sind knapp 100 m breit und 2 bis 3 m tief, einige verwaschene Rinnen können Breiten von 170 m erreichen, sind aber nur 1 m tief.

Die Läufe a bis c sind mäandrierend, etwa parallel und entwässern nach Südwesten. So verläuft Lauf a (Abb. 59) mit einem Hauptlauf und nur wenigen weiteren Rinnen von Heidelberg, vorbei an Kirchheim nach Südwesten. Der Lauf b (Abb. 59) zweigt bei Eppelheim vom heutigen Neckarlauf mit zunächst einer Hauptrinne ab, verzweigt sich jedoch zwischen Eppelheim und Oftersheim in

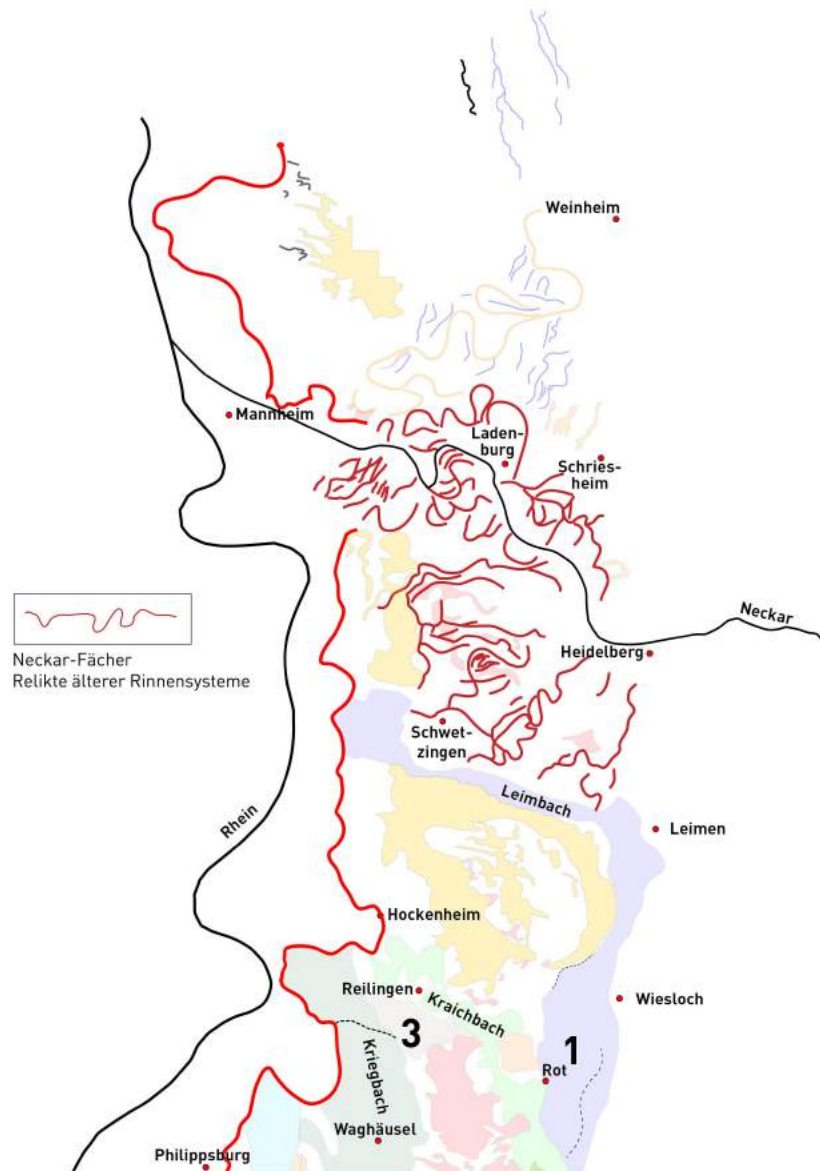


Abb. 58: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62) für den Bereich des Neckarfächers. Hellrote Linie: Hochgestadekante; blaue und gelbe Linien: Rinnen des Bergstraßenneckars; dünne schwarze Linien: Dünenkämme; gelbe und rosa Flächen: Dünenfelder; farbige Flächen: Gebiete des Ostrandfluss-Systems.

zahlreiche Rinnen, die unterschiedlich tief eingeschnitten sind. Die Bogenweiten von Lauf a und b sind vergleichbar, im Unterschied dazu weist Lauf c (Abb. 59) einen deutlich größeren Bogen auf. Dieser Lauf ist nur im distalen Schwemmfächerbereich zu beobachten und zieht sich von Eppelheim nach Schwetzingen.

Ein völlig andersartiges Entwässerungsmuster zeigen die Rinnen von Lauf d (Abb. 59); die meisten dieser Rinnen sind Ost-West-gerichtet und gestreckt. Sie scheinen in eine Rinne zu münden, die zwischen Schwetzingen und Friedrichsfeld parallel zu den Dünen verläuft und nur südwestlich von Alteichwald einen Durchbruch nach Westen hat. Manche dieser Rinnen sind von den Dünen abgeschnitten. Dies deutet darauf hin, dass zunächst ein Rinnensystem aktiv war und sich dann die Dünen ablagerten. Danach waren die Rinnen erneut aktiv und entwässerten über einen gemeinsamen Durchbruch.

Nördlich des Neckars bei Heidelberg sind die Rinnen zu Lauf e (Abb. 59) zusammengefasst. Sie verlaufen zwischen dem heutigen Neckar und der Grabenschultern, sind allerdings unterschiedlich tief eingeschnitten. Einige Rinnen sind in dieser Darstellung nur undeutlich zu erkennen (weiß gestrichelt in Abb. 59). Möglicherweise korrespondiert Lauf e mit den beiden Rinnen bei Edingen (e?); dafür spricht, dass gegenüber von Edingen eine Rinne vom heutigen Neckar abgeschnitten ist. Ebenfalls ist möglich, dass die Rinnen von Lauf e nahezu zeitgleich mit den Rinnen des Laufs f (Abb. 59) aktiv waren, schließlich ist der heutige Neckarlauf ein künstlicher Kanal. Form und Dimension der Bögen von Lauf f ähneln denen von Lauf e.

Auf der nördlichen Seite des Neckars bei Ladenburg sind auf der Niederterrasse (grün gefärbt in Abb. 59) größere, tief eingeschnittene Bögen zu erkennen (g in Abb. 59). In Form und Dimension ähneln sie den Bögen, die sich von Wallstadt nach Heddesheim und weiter nach Nordosten ziehen und Teil des Bergstraßenneckars (Kap. 6.5) sind. Wie der Zustrom zum Bergstraßenneckar verlief, kann mit dem DGM nicht geklärt werden, möglicherweise strömte auch aus Lauf g Wasser in den Bergstraßenneckar.

Die Rinnen von Lauf h sind sehr unterschiedlich in Form und Ausrichtung. Allen gemein ist, dass sie auf dem Höhenniveau von Seckenheim und damit auf der Neckaraue beziehungsweise dem „Neckardelta“ verlaufen (blau gefärbt in Abb. 59). Nördlich und östlich von Seckenheim wird deutlich, wie der Neckar sich hier mit breiten Bögen in seinen eigenen Schwemmfächer einschnitt. Westlich von Seckenheim sind die Rinnen eher gestreckt und Nordost-Südwest-ausgerichtet, so dass das Wasser von hier aus zum Rhein floss. In jedem Fall war Lauf h nach den Läufen e und f aktiv. Südlich von Wallstadt und nördlich von Friedrichsfeld hat Lauf h Dünen abgeschnitten, folglich war Lauf h nach der Ablagerung der Dünen aktiv.

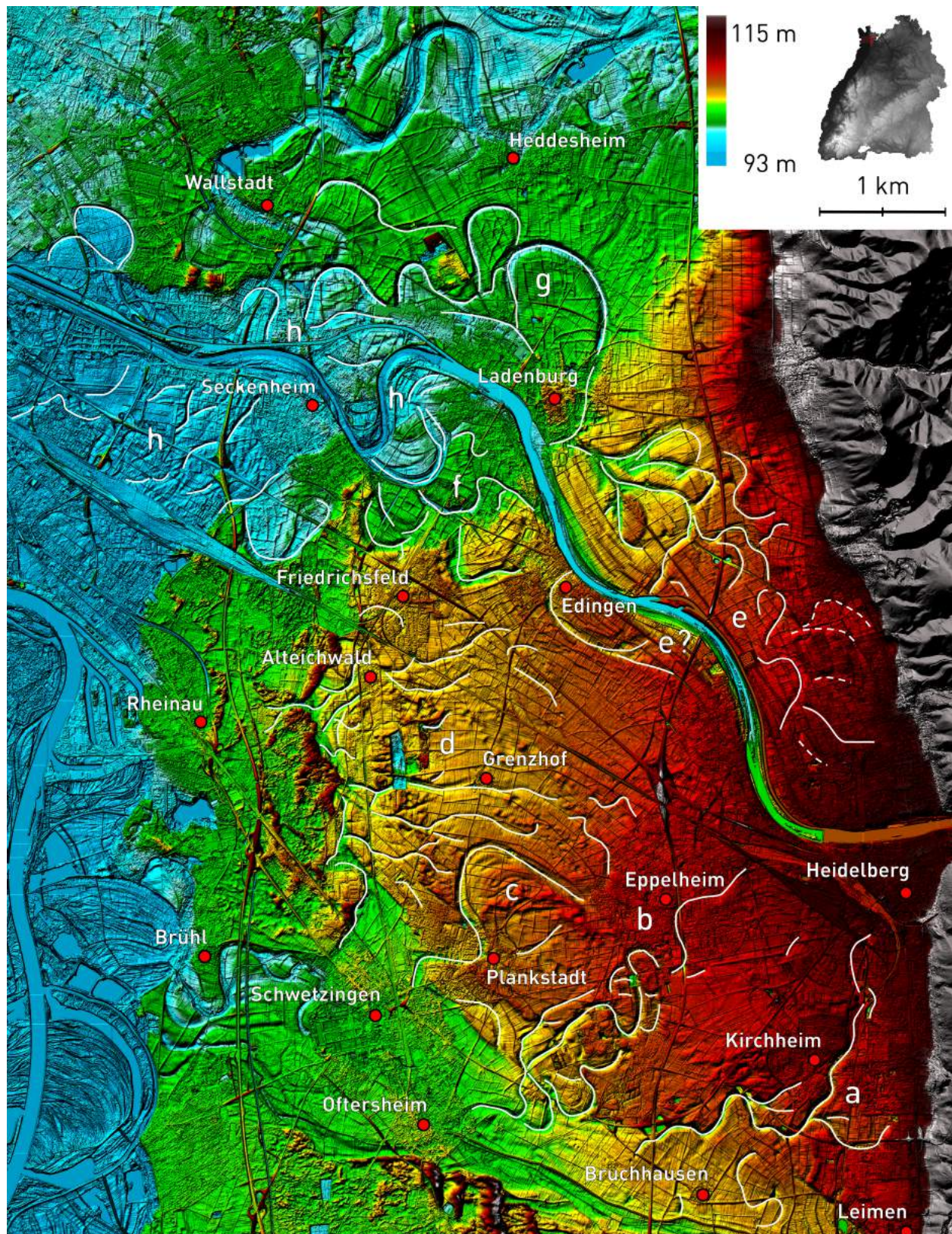


Abb. 59: Farbhöhencodiertes DGM des Neckarschwemmfächers zwischen Heidelberg und Mannheim, auf dem die größten Rinnen markiert sind (weiße Linien). Die Rinnen werden aufgrund ihrer Ausrichtung zu den Läufen a bis h zusammengefasst. Dünen sind östlich von Rheinau und südlich von Oftersheim deutlich zu erkennen. DGM im LOD 3 und mit 50-facher Überhöhung.

6.7.1 Vergleich mit Literaturdaten und Diskussion Neckarschwemmfächer

Bereits 1826 hat MONE auf seiner Karte des alten Flusslaufs im Oberrheintal (Abb. 41) fünf Läufe des Neckars unterschieden. Im Wesentlichen stimmen die Beobachtungen im DGM mit seinen Beobachtungen überein.

Der Lauf a in Abb. 59 entspricht Mones *Südneckar* (Abb. 60), der wiederum in drei Arme unterteilt ist. Der Heidelberger Arm zieht sich von Heidelberg nach Kirchheim, umfließt die Düne, auf der Kirchheim liegt, wendet sich nach Südwesten und umfließt Bruchhausen im Norden. Wie im DGM kann auch MONE (1826) für den Heidelberger Arm keinen Ausgang beobachten, er geht davon aus, dass dieser Arm in den Ostrandfluss mündete und von diesem zugeschlammt wurde. Den zweiten Arm bezeichnet MONE (1826) als Bergheimer Arm (Abb. 60), weil er unterhalb der Bergheimer Mühle bei Heidelberg abzweigt. Zusammen mit dem Zwischenarm entspricht der Bergheimer Arm in etwa Lauf b in Abb. 59. Die Rinne zwischen Oftersheim, Schwetzingen und Brühl (Abb. 60) liegt im Überschneidungsbereich zum nördlichsten System des Ostrandflusses (Kap. 6.8.1).

In den Bereichen der Läufe c, d und f verläuft der *Zwischenneckar* (MONE 1826), hier weichen die Rinnen auf der Karte von MONE (Abb. 60) und die mit dem DGM kartierten Rinnen voneinander ab. Für einen detaillierten Vergleich siehe Abb. 59. Insbesondere die parallel verlaufenden, Ost-West-ausgerichteten Rinnen bei Grenzhof (59) sind von MONE (1826) nicht kartiert, er hebt auf seiner Karte den Nord-Süd-Verlauf des Zwischenneckars hervor. Der Zwischenneckar hat sich nach MONE (1826) aus einem ursprünglichen Totwasser entwickelt. Der von MONE (1826) als *Nordneckar* bezeichnete Flusslauf (Abb. 60) ist auf Abb. 59 mit Lauf e und g bezeichnet und geht nördlich von Wallstatt in den Bergstraßenneckar über. Zwischen Heidelberg und Ladenburg sind mit dem DGM deutlich mehr Rinnen auszumachen als MONE (1826) kartierte (Abb. 60). Allerdings sind auf der Karte von MONE (1826, Abb. 60) hier durchgehende Läufe kartiert. Die Rinnen, welche auf Abb. 59 zu Lauf h zusammengefasst sind, bezeichnet MONE (1826) als *Westneckar* und *Neckardelta* (Abb. 60). Dieser Bereich ist heute stark verbaut und insbesondere Ost-West-Verbindungen zwischen den Rinnen sind im DGM nicht zu erkennen.

MANGOLD (1891/95) hat in seiner Karte (Abb. 42) sechs verschiedene Läufe auf dem Neckarschwemmfächer kartiert. Im Wesentlichen zeigen sie große Ähnlichkeiten mit den Rinnen, die MONE (1826, Abb. 60) kartierte und die im DGM zu erkennen sind (Abb. 59). Im Detail ist die Zuordnung der Rinnen zu den Läufen abweichend. Abb. 61 zeigt, welche der Rinnen, die MANGOLD (1891/95) kartierte, auch im DGM zu erkennen sind und welche (heute) nicht (mehr) vorhanden sind.

In den Erläuterungen zu Blatt 6617 Schwetzingen (SAUER 1986: 19) und Blatt 6618 Heidelberg-Süd (SAUER 1985a: 93f) beschreibt SAUER verlandete Rinnen auf der Schwetzinger Hardt und dem südlichen Neckarschwemmfächer als „serpentinierende Wasserläufe“ mit „schwächer oder stärker gekrümmten Schleifen und gelegentlichen Abschnürungen oder Überläufen“, stellenweise haben die Rinnen einen „gestreckten Lauf mit vielfachen Verästelungen“. Weil die Rinnen verwaschen,

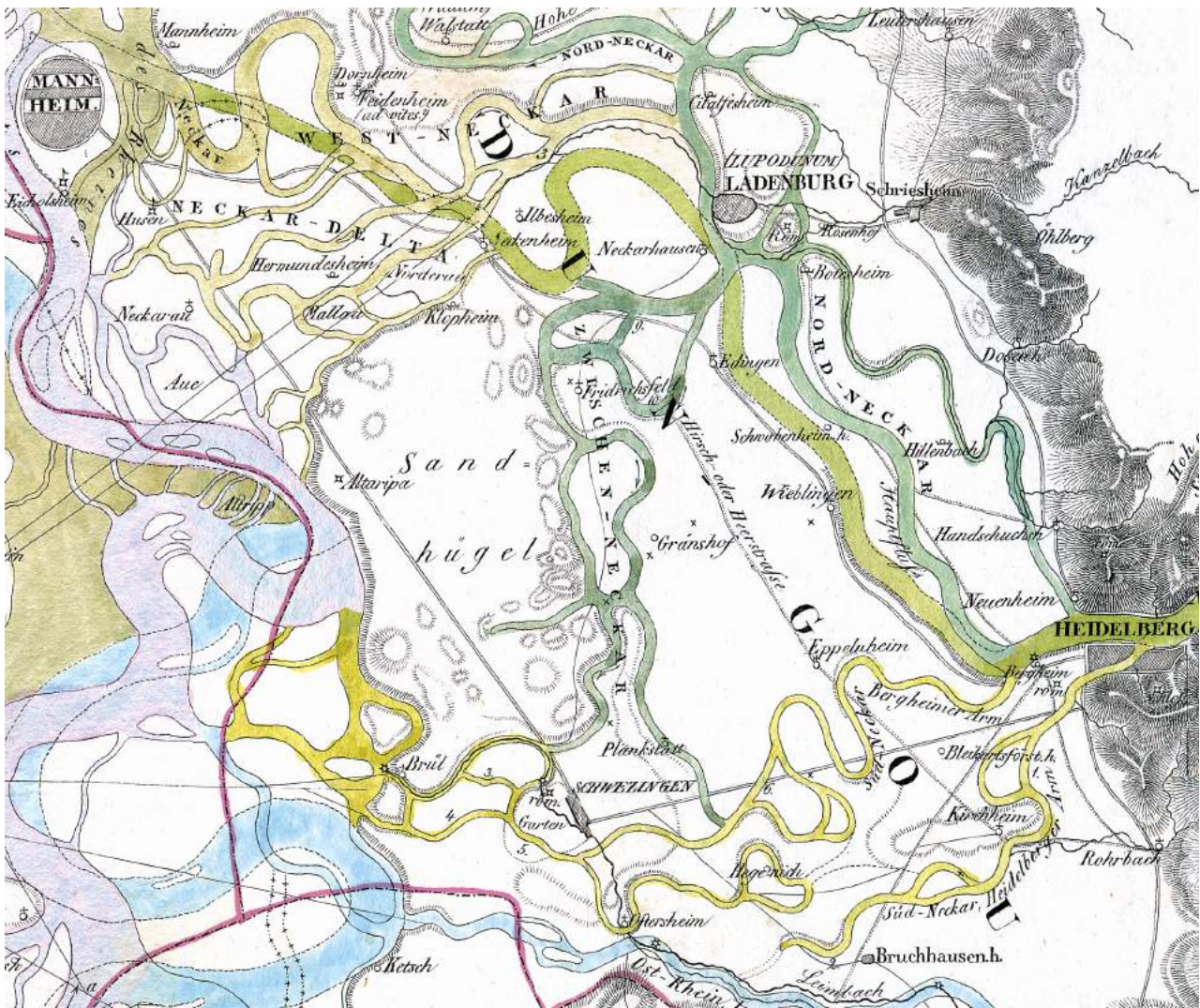


Abb. 60: Auszug für den Bereich des Neckarfächers aus der Karte der alten Flussläufe von Rhein und Neckar zwischen Speyer und Worms von MONE (1826, Abb. 41). Digitale Restaurierung der Originalkarte aus dem Bestand der Universitätsbibliothek Stuttgart (XIX/418.4-2,1891/95) durch Helmut G. Bomm (Grafik-Designer AGD, Backnang 2014).

„trocken und völlig verlandet“ und unvollständig erhalten sind, interpretiert Sauer sie als ehemalige Wasserläufe, die mindestens seit historischer Zeit nicht mehr aktiv waren. Er geht davon aus, dass die Rinnen auf dem Neckarschwemmfächer (zumindest die südlichen Läufe) nahezu zeitgleich aktiv waren, bei Schwetzingen zusammenflossen, den Leimbach aufnehmen und sich beim Durchbrechen des Dünenzuges westlich von Schwetzingen erneut aufteilen.

Im Gegensatz dazu beschreibt THÜRACH (1985) in den Erläuterungen zu Blatt 6517 Mannheim-Südost Rinnen verschiedener Alter auf dem Neckarschwemmfächer. Er untersuchte die Rinnenablagerungen und kann in manchen Rinnen mehrere Aktivitätsperioden nachweisen.

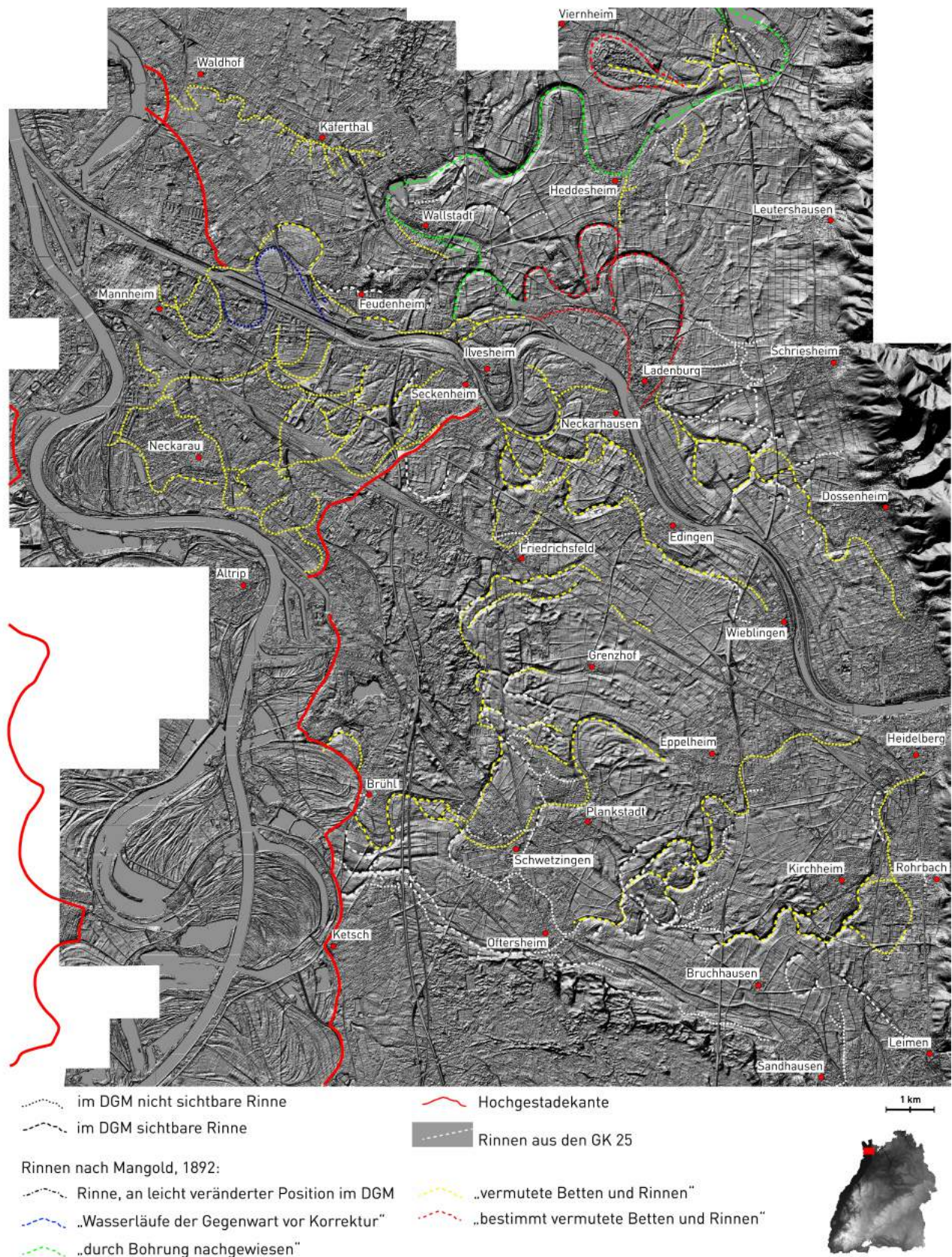


Abb. 61: Details auf dem Neckarschwemmfächer zwischen Heidelberg und Mannheim mit Erkenntnissen von MANGOLD (1891/95) und aus den Geologischen Karten im Maßstab 1:25 000 der Blätter 6518 Mannheim-Nord, 6618 Neckargmünd, 6417 Mannheim-Nordost, 6517 Mannheim-Südost und 6617 Schwetzingen. DGM im LOD 5.

6.8 Östlicher Randfluss

Südlich des Neckarschwemmfächers sind auf der Niederterrasse im DGM deutliche Spuren eines weiteren Flusssystems zu erkennen, das wie der Bergstraßenneckar rheinparallel verläuft und ebenfalls schon lange bekannt ist. Benannt wurde es als „Randfluss“ (FEZER 1974), „Ostrhein“ (MONE 1826), „(ostseitige) Randrinne“ (FEZER 1974, METZGER 1992), „Östlicher Randfluss“ und „Kinzig-Murg-Rinne“. Jüngere Arbeiten darüber stammen von BLUM (1989), METZGER (1992) und HOLZHAUER (2013). BLUM (1989) präzisiert, dass das nacheiszeitliche und durchgehende Rinnensystem zwischen Offenburg und Hockenheim von 10 000 bis 3 000 vor unserer Zeitrechnung bestand, in viele Wasserarme untergliedert und durch Sand- und Kiesinseln getrennt war. Somit hatte sich in der Randniederung eine dynamische Auenlandschaft ausgebildet, die bei Hochwasser, nach der Schneeschmelze oder nach Starkregen über die Niederterrasse schwappte und direkt zum Rhein durchbrach, sodass sich zwischen den Durchbrüchen flache Seenlandschaften entwickelten, die allmählich vermoorten.

Neben dem Befund aus dem DGM sind auch in Bodenkarten und der Literatur Hinweise auf die Existenz eines ehemaligen Randflusses zu finden. So beschreibt HOLZHAUER (2013: 13 nach Heidenreich & Kuppinger 2001) im Bereich der Kinzig-Murg-Rinne (dauer)feuchte oder vernässte Mulden und Gräben. Topographische Karten zeigen die Lage der Ortschaften, deren Namen einen Bezug zur Umgebung haben: der Namensteil „-hurst“ (Unzhurst, Breithurst, Kinzhurst) verweist auf trockene Gebiete, die auf der Niederterrasse, auf Sand- und Kiesinseln oder am Gebirgsrand liegen und so vor Hochwassern geschützt sind. In den Niederungen hingegen ist es feucht (-sal, -lach, -weier, Bruch-, Matten, Ried, Graben, Moor; BLUM 1989: 47 und HOLZHAUER 2013).

Mit einer auf das sehr geringe Relief im Oberrheingraben angepassten Farbeinstellung werden erstaunliche Details zur Flussgeschichte auf der Niederterrasse im DGM sichtbar. Unter anderem offenbart sich der östliche Randfluss als ein fluviales System, das den südlichen Oberrheingraben von Schliengen im Breisgau bis hinab nach Leimen und Brühl am Neckarschwemmfächer verbindet. Offensichtlich unterscheiden sich die Spuren des Randflusses morphologisch stellenweise deutlich und zeigen, dass der Ostrandfluss eine komplexe Entstehungsgeschichte hatte. Unterschiedliche Flusssysteme entwickelten sich nebeneinander über eine längere Zeit hinweg.

Die Darstellung des Ostrandflusses erfolgt von Norden nach Süden und zeichnet damit die zeitliche Aktivität des Ostrandflusses nach. Anhand des Überlappungskriteriums zeigt sich, dass der jeweils nördlichere Arm vom südlicheren abgeschnitten wird und damit die Verlandung beziehungsweise das Trockenfallen von Norden nach Süden vonstatten ging. In der Summe sind 17 Gebiete aufgrund ihrer morphologischen Erscheinung voneinander abzugrenzen, die von Nord nach Süd durchnummeriert sind und in dieser Reihenfolge beschrieben werden. Grenzen sind meistens eindeutig zu ziehen; wo die Abgrenzung unklar ist, sind die Linien strich-punktiert und im Text beschrieben. Bei Verzahnung mit angrenzenden Flächen sind die Grenzen als Zickzacklinien dargestellt.

Die Abb. 62 zeigt eine Übersicht des Untersuchungsgebiets mit den nummerierten Gebieten. Zu Beginn jedes Kapitels zeigt eine regionale Übersicht, welches Gebiet abgehandelt wird. Innerhalb der Kapitel folgen Visualisierungen als Übersichten und in ausgewählten Fällen auch als Detailansichten.

Die Erkenntnisse aus den detaillierten Beobachtungen im DGM werden im Anschluss an jedes Gebiet beziehungsweise an eine Gruppe von Gebieten mit entsprechenden Hinweisen aus Literatur, Bodenkarte und geologischer Karte verglichen und diskutiert. Als Grundlage für den Vergleich mit Bodendaten und der Geologie dient der GeoLa-Kartenviewer des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, im Norden stehen die Blätter 6617 Schwetzingen (SAUER 1986), 6618 Heidelberg-Süd (SAUER 1985a) und 6717 Waghäusel (SAUER 1985b) der geologischen Karte im Maßstab 1:25 000 zur Verfügung. Die Kartierungen dieser Blätter hat Sauer zwischen 1894 und 1899 abgeschlossen und wenige Jahre später die Erläuterungen zum jeweiligen Kartenblatt veröffentlicht.

Die Ablagerungseinheiten des Ostrandflusses im Oberrheingraben

Eine Interpretation des
Geobasisdatenmodells
von Baden-Württemberg

Elena Beckenbach (2015)

Darstellung der Oberrheinebene:
schattiertes Relief (Überhöhung x 25)

Gebiete außerhalb der Oberrheinebene:
inverses Gradientenbild (Überhöhung x 2)

Beleuchtung aus 315/32

schwarz: Gewässer

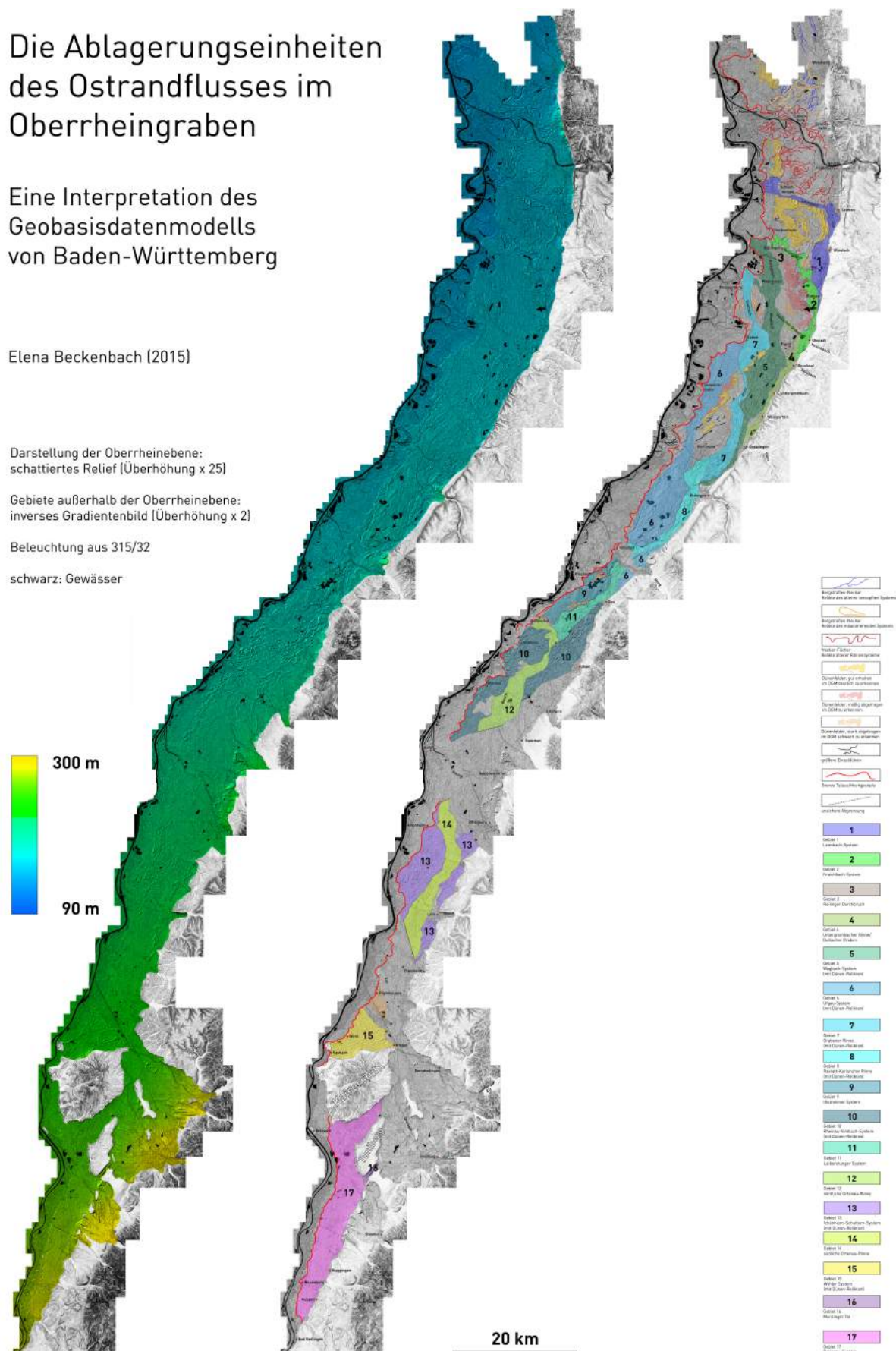


Abb. 62: Übersicht über den Oberrheingraben und die Ablagerungseinheiten des Ostrandflusses auf der Niederterrasse. Die Gebiete 1 bis 12 wurden tendenziell in dieser Reihenfolge von Norden nach Süden inaktiv. Die Gebiete 13 bis 14 und 16 bis 17 können sich zeitgleich entwickelt haben.

6.8.1 Gebiet 1 – Leimbach-System

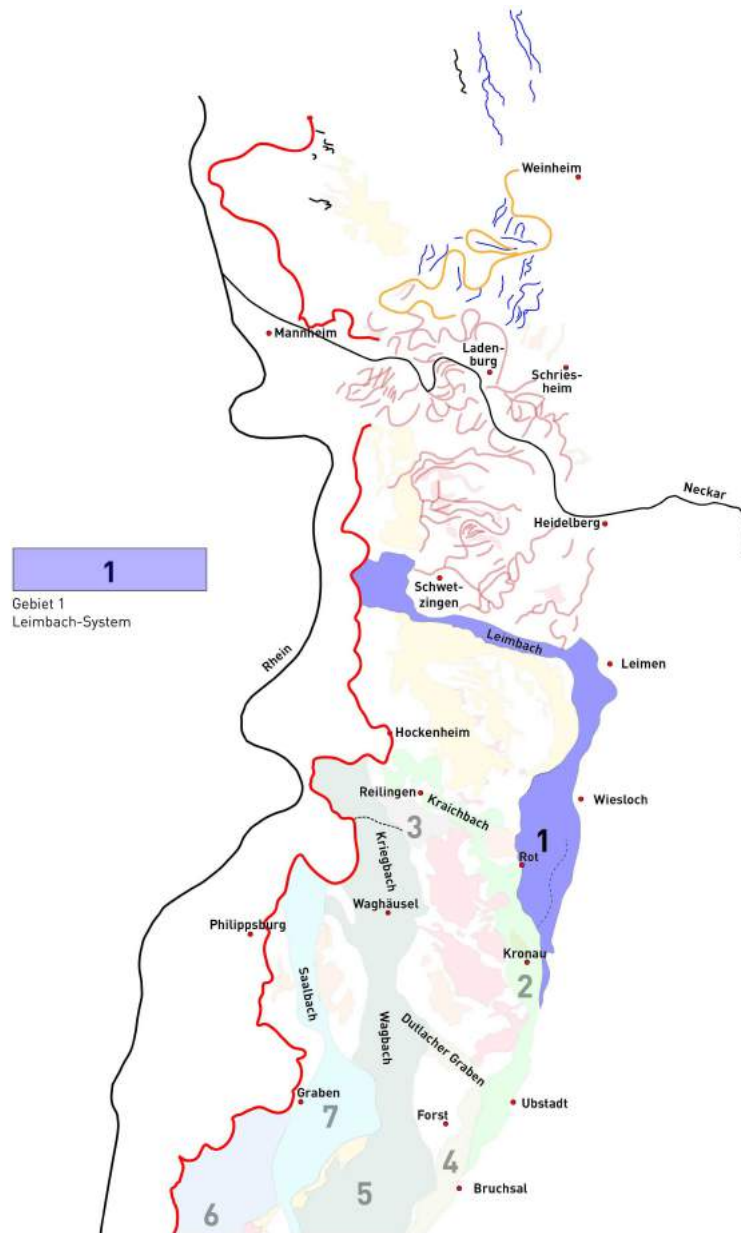


Abb. 63: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 1 (dunkelblau) mit den benachbarten Gebieten 2 bis 7 und Details aus dem Bereich des Bergstraßenneckars (blaue und gelbe Linien) und des Neckarschwemmfächers (rosafarbene Linien). Die gestrichelte Linie in Gebiet 1 markiert eine Geländekante.

Aus den Beobachtungen im DGM können folgende Aussagen zu den Altersbeziehungen in Gebiet 1 abgeleitet werden:

- Aufgrund des Überlappungskriteriums ist im Süden von Gebiet 1 der östliche (tiefer gelegene) Bereich jünger beziehungsweise war länger aktiv als der westliche (höher gelegene) Bereich. In Abb. 63 verläuft die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen entlang der gestrichelten Linie.

- *Der tiefer gelegene Bereich östlich der gestrichelten Linie in Abb. 63 setzt sich nördlich des Leimbachfächers (bei Wiesloch) fort, südlich des Leimbachfächers ist der tiefere Bereich ebenfalls vertreten. Dies legt nahe, dass die tiefer gelegene Rinne als zusammenhängendes System aktiv war, bevor der Leimbach einen Schwemmfächer in die Ebene schüttete.*
- *Weil der Leimbachschwemmfächer die Verbindung nach Norden verschüttete, entwässerte der südliche Teil der Rinne daraufhin nach Süden.*
- *Einige Rinnen östlich von Oftersheim werden von den Dünenzügen (hellgelbe Flächen in Abb. 63) abgeschnitten. Damit sind diese Rinnen älter als die Dünenzüge. Zwischen den Rinnen befinden sich stromlinienförmig überprägte Ablagerungen, die darauf hindeuten, dass vor den Rinnen bereits Flugsande / Dünen vorhanden waren. Damit sind hieraus mindestens zwei Generationen von Flugsandbewegungen abzuleiten.*

Das Gebiet 1 (Abb. 63 und dicke weiße Linie in Abb. 64) erstreckt sich entlang der Grabenschultern von Mingolsheim bis Leimen, dort biegt es nach Westen ab und schließt direkt an den Neckarschwemmfächer an beziehungsweise schneidet diesen südlich von Kirchheim mit einer bis 5 m hohen Geländekante. Zwischen Leimen und Oftersheim ist das Gebiet sehr schmal, hier entwässerten Rinnen des Neckarschwemmfächers in das System. Westlich von Schwetzingen und Oftersheim verzweigen sich in dem Gebiet zahlreiche Rinnen, die weder eindeutig dem Leimbach-System noch dem Neckarschwemmfächer zugeordnet werden können und wahrscheinlich von beiden genutzt wurden. Ihre Höhenlagen deuten mehrere Generationen an und ihre Orientierung belegt die Fortsetzung des Gebiets 1 nach Westen, wo es zwischen Ketsch und Brühl vom Rhein unterschritten wurde (Abb. 65).

Zwischen Wiesloch und Kronau (Abb. 64) ist die Entwässerung über zahlreiche Kanäle des Kahlbachs nach Südosten gerichtet und mündet nördlich von Kronau in das Kraichbach-System (Gebiet 2). Im nördlichen Teil des Gebiets 1 (Abb. 65) fließen bis heute der Leimbach („Leimener Arm“) und der künstlich angelegte Landgraben. Der Leimbach tritt bei Wiesloch aus dem Kraichgau und fließt entlang der Grabenschultern innerhalb des Gebiets 1 nach Norden, vorbei an Leimen, biegt dort nach Nordnordwest und fließt weiter bis Oftersheim. Von Leimen bis Oftersheim wird der Leimbach vom Landgraben begleitet. Bei Oftersheim fließt der Leimbach nach Norden aus Gebiet 1 hinaus und mündet östlich von Schwetzingen (Abb. 65) in den Rhein.

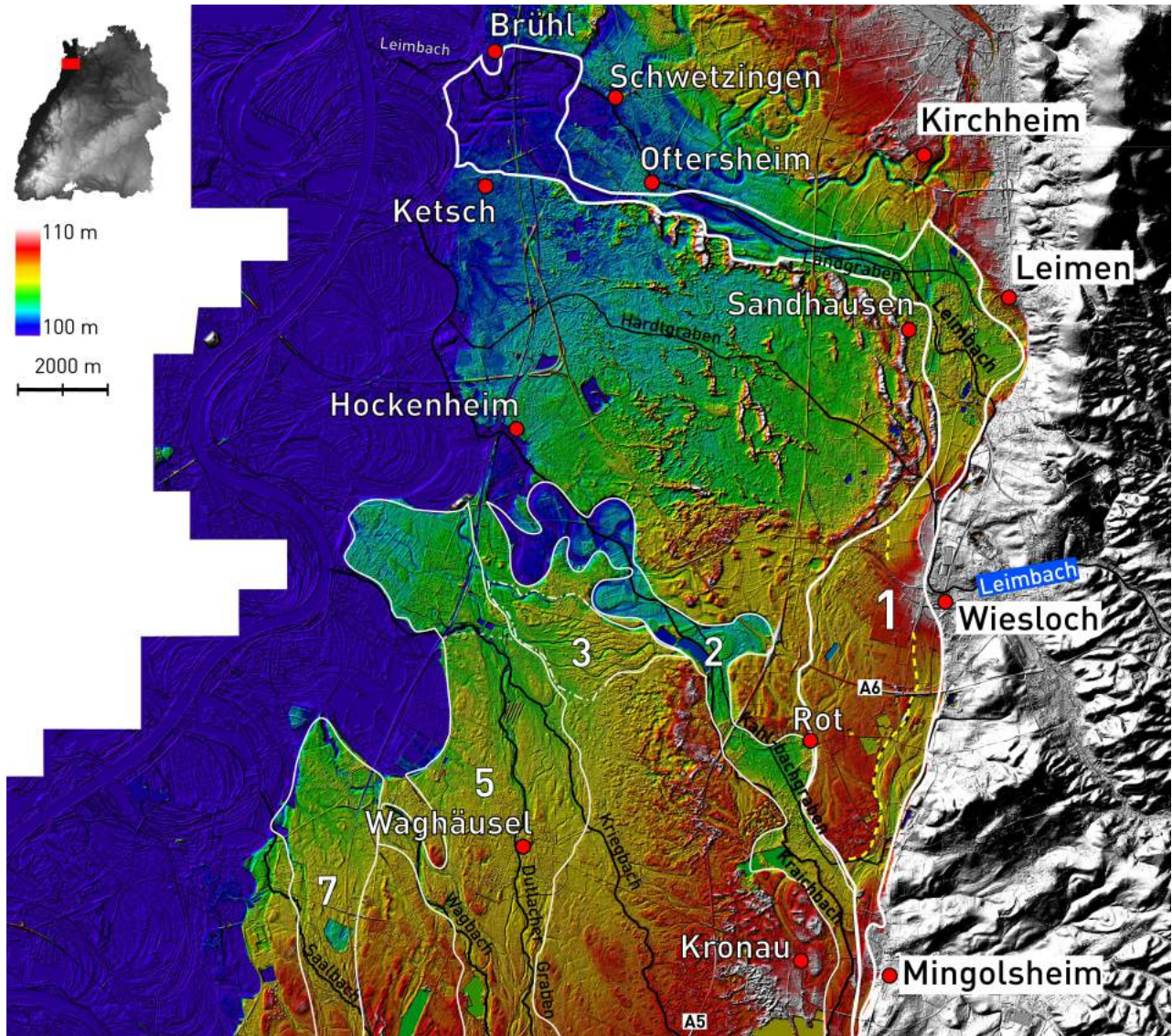


Abb. 64: Das Gelände **südlich des Neckarschwemmfächers** mit Gebiet 1 (dicke weiße Linie) und den **Sandhausener Dünen**. Gelb gestrichelte Linie - Geländekante zwischen einem höher gelegenen westlichen und einem darin eingeschnittenen östlichen Bereich, dünne weiße Linien - Grenzen benachbarte Gebiete, Strichpunktlinie - unsichere Grenze. A5, A6 - Bundesautobahnen. Farbhöhenkodiertes DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

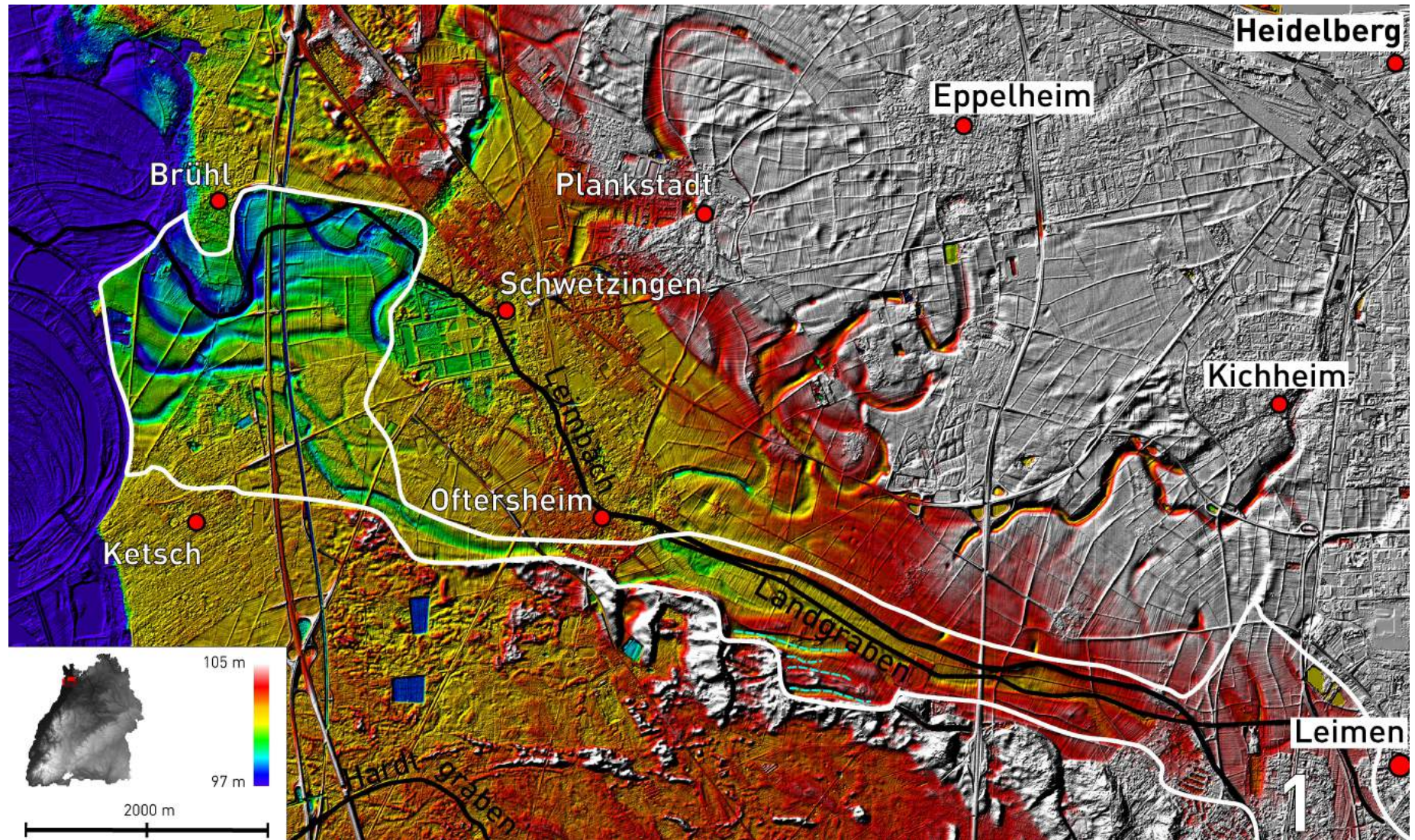


Abb. 65: Detail von Gebiet 1 (weiß umrandet) zwischen Neckarschwemmfächer im Norden und den Sandhausener Dünen (grau farbhöhencodiert) im Süden. Südöstlich von Oftersheim überlagert der Dünenzug einige Rinnen (cyan gestrichelt) und zeigt, dass diese Rinnen älter sind als die Dünen. Farbhöhencodiertes DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung,

Südöstlich von Oftersheim werden einige Rinnen (cyan gestrichelt in Abb. 65) von Dünenzügen abgeschnitten. Anhand des Überlappungskriteriums sind diese Rinnen folglich älter als die Dünenzüge. Zwischen den Rinnen befinden sich stromlinienförmig überprägte Ablagerungen, die deutlich höher sind als das Niveau des umgebenden Gebiets. Ihre Höhenlage und die Stromlinienform deuten darauf hin, dass diese Ablagerungen ebenfalls Flugsande sind und vom Wasser in den Rinnen umflossen und geformt wurden. Folglich müssen vor den Rinnen bereits Flugsande beziehungsweise Dünen vorhanden gewesen sein. Demnach müssen hier also in mindestens zwei Phasen Flugsande bewegt worden sein.

Eine Geländekante (gelb gestrichelte Linie in Abb. 64 und 66) südöstlich von Wiesloch teilt Gebiet 1 morphologisch in zwei Bereiche: im Westen ein topographisch höher gelegener Bereich (A1 in Abb. 66), der auf durchschnittlich 107 Höhenmetern liegt. Darin eingeschnitten ist ein tieferer Bereich (A2 in Abb. 66), der auf 101 m (bei Oftersheim) bis etwa 104 m Höhe liegt. Dieser tiefere Bereich grenzt im Osten sowohl nördlich als auch südlich von Wiesloch direkt an die Grabenschultern. Aus dem DGM ist ersichtlich, dass Wiesloch auf dem Schwemmfächer des Leimbaches angelegt ist, der das rezente Entwässerungsmuster beeinflusst. Aufgrund der Orientierung und des Verlaufs der östlichen Rinne südlich und nördlich von Wiesloch (A2) und deren Dimensionen ist wahrscheinlich, dass dies ein zusammenhängendes System war bevor der Schwemmfächer des Leimbachs angelegt wurde.

Insbesondere im südlichen Abschnitt (Abb. 66) zeigen sowohl der höher gelegene, als auch der tiefer gelegene Bereich geschwungene Rinnensysteme (weiß gepunktet in Abb. 66) mit stromlinienförmigen Erhebungen. Weil die Erhebungen (107,2 m) in dem topographisch tiefer gelegenen Bereich A2 auf das selbe Höhenniveau kommen wie der höher gelegene Bereich A1 (107,0 m), stehen diese beiden Bereiche eindeutig in Beziehung miteinander.

Die im DGM zu erkennenden Formen wie stromlinienförmige Erhebungen und sich kreuzende Rinnen können als Spuren eines verzopften Flusssystems gedeutet werden. Die Erhebungen sind Sedimentbarren in unterschiedlichem Erhaltungszustand und verweisen mit ihrem tropfenförmigen Aussehen auf die Strömungsrichtung. Anhand des Überlappungskriteriums ist zu folgern, dass der tiefer liegende Bereich (das östliche Rinnensystem, A2) jünger ist als der höhergelegene Bereich (das westliche Rinnensystem, A1) und sich in diesen eingeschnitten hat beziehungsweise länger aktiv war. Darauf deutet ebenfalls der bessere Erhaltungszustand der Sandbarren im östlichen Rinnensystem. Die Sandbarren auf der höher gelegenen Fläche sind stärker erodiert. Mehr zur Diskussion in Kap. 6.8.2.

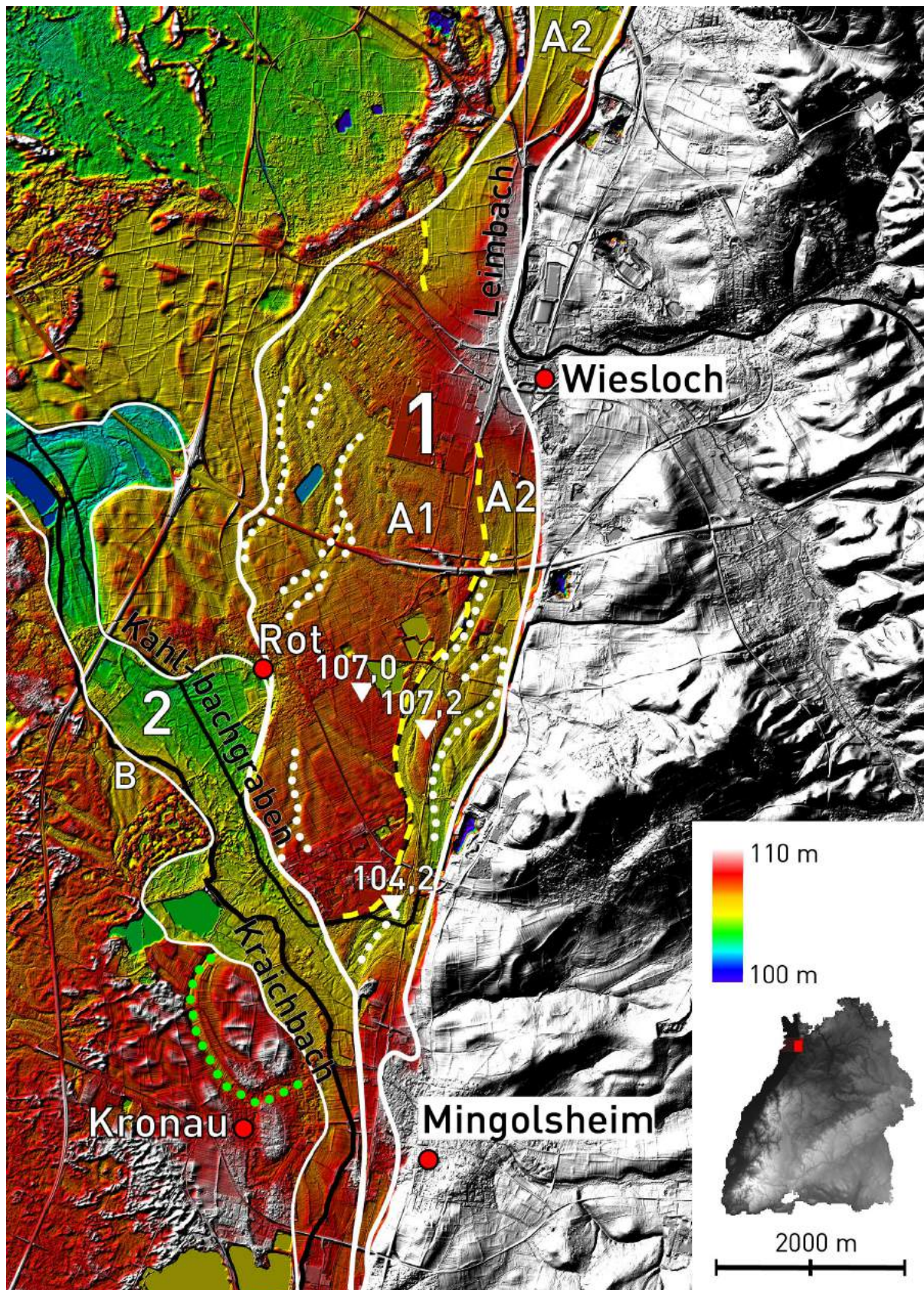


Abb. 66: Detail von Gebiet 1 zwischen Wiesloch und Mingolsheim. Gelb gestrichelt - Geländekante zwischen dem höher gelegenen Bereich A1 und dem darin eingeschnittenen Bereich A2; weiß gepunktet - Rinnen eines verzopften Systems. Die Schlinge B entstand möglicherweise in einem frühen Stadium des Systems aus Gebiet 2, möglicherweise korreliert es mit Strukturen nordwestlich von Rot; noch früher entstand wahrscheinlich die grün gepunktete Schlinge bei Kronau. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

6.8.2 Diskussion Gebiet 1 – Leimbach-System

Anhand des Überlappungskriteriums geht aus dem DGM (Abb. 64, 65 und 66) hervor, dass Gebiet 1 (Leimbach-System) älter ist als Gebiet 2 (Kraichbach-System). Außerdem besteht Gebiet 1 aus einem östlichen, tiefer gelegenen Bereich (A2), der jünger ist beziehungsweise länger aktiv war als der westliche, höher gelegene Bereich (A1). Der tiefer gelegene Bereich setzt sich sowohl nördlich als auch südlich des Leimbachfächers fort. Dies legt nahe, dass die tiefer gelegene Rinne als zusammenhängendes System aktiv war, bevor der Leimbach bei Wiesloch einen Schwemmfächer schüttete. Diese Vermutung äußert auch HOLZHAUER (2013). Weil der Schwemmfächer die Verbindung nach Norden blockierte, entwässerte der südliche Teil der Rinne daraufhin nach Süden.

Auf der geologischen Karte 1:25 000 erstreckt sich Gebiet 1 über die Blätter 6617 Schwetzingen, 6618 Heidelberg-Süd und 6717 Waghäusel (SAUER 1985a,b, 1986). Darauf sind verlandete Rinnen der Niederterrasse (Hochgestade) verzeichnet und detailliert dargestellt. In den Erläuterungen zu Blatt 6617 Schwetzingen beschreibt SAUER (1986: 19) verlandete Rinnen und interpretiert sie als ehemalige Wasserläufe, die mindestens seit historischer Zeit nicht mehr aktiv waren. Eine Rinne, die sich von Leimen bis Oftersheim der Schwetzinger Hardt entlangzieht, sieht SAUER (1985: 94, Blatt 6618 Heidelberg Süd) als alten Abfluss des Leimbachs, in den einige Rinnen des Neckarschwemmfächers mündeten und diesen entwässerten. Diese Rinne bezeichnet er in den Erläuterungen zu Blatt 6617 Schwetzingen (SAUER 1986: 21) als *Hardtwaldrinne* und beschreibt ihren geradlinigen, langgestreckten Lauf, der sich „meist dicht am Rande der Düne“ als verwaschene Rinne entlangzieht. Eindeutig ist damit die Rinne identifiziert, welche im DGM für das nördliche Gebiet 1 prägend ist (Abb. 64 und 65). Sauer stellt keinen Zusammenhang zwischen den verlandeten Rinnen des Hochgestades und einem Ostrandfluss beziehungsweise der Kinzig-Murg-Rinne her. Jedoch sieht er als Ursache für die sumpfige Depression zwischen Wiesloch und Mingolsheim, die sich mit äußerst schwachem Gefälle nach Süden neigt, nicht allein die Zuflüsse aus dem östlichen Bergland (SAUER 1985b: 8, Blatt 6717 Waghäusel). Für Sauer muss diese Depression mit südlich gerichteter Entwässerung noch eine andere Ursache haben. Er hält bei Grundwasserhochstand einen Rückstau aus der Kraichbachniederung (Gebiet 2), die mit schwer durchlässigem Schlick verfüllt ist, für wahrscheinlich.

FEZER (1974) stellt heraus, dass der erste Durchbruch des Randflusses zum Rhein von Leimen nach Brühl (Abb. 65) verlief, wo der heutige Leimbach fließt. Dies beschreibt so auch RAAB (1996) und geht davon aus, dass dieser Durchbruch bis ins ausgehende Spätglazial existiert hat. Dass der Leimener Arm das älteste System südlich des Neckarschwemmfächers war beziehungsweise früh inaktiv war, ist mittels des Überlappungskriteriums im DGM bestätigt. HOLZHAUER (2013) nahm im Bereich der Schwetzinger Hardt zahlreiche Geländeuntersuchungen vor. Die meisten seiner Untersuchungsgebiete (rote Kreuze in Abb. 67 und 68) liegen in oder in unmittelbarer Nähe zu Gebiet 1.

In der näheren Umgebung von Wiesloch (Abb. 67) sind für das Gebiet 1 seine zwei Untersuchungsstandorte X5 und X6 relevant, beide liegen am östlichen Gebietsrand. Am Untersuchungsstandort

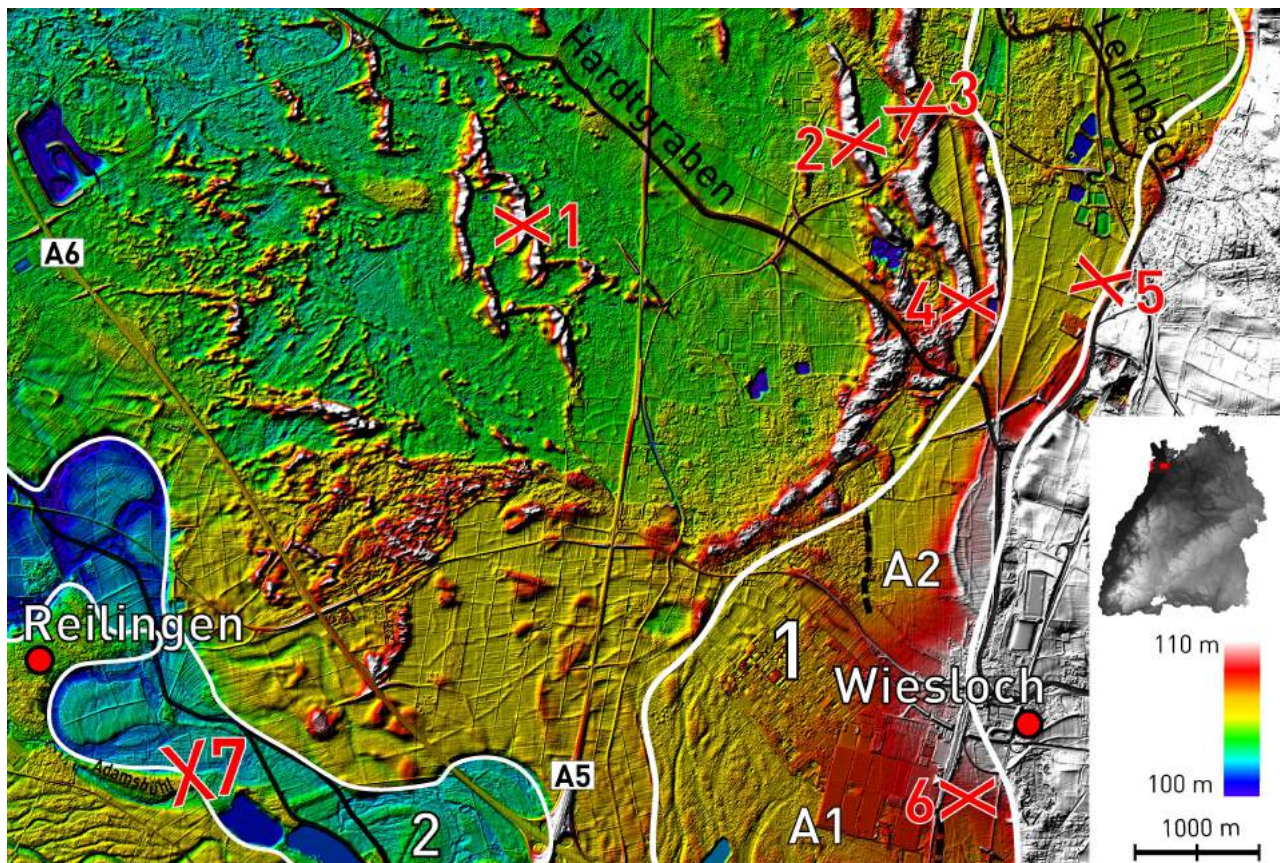


Abb. 67: Die Untersuchungsstandorte (rote Kreuze) von Holzhauer (2013): Langer Berg (X1), Sandhausen-Bandholz-Nord (X2), Sandhausen-Große Mühlach-Pferdstrieb (X3), Sandhausen-Gewann See (X4), Nußlocher Wiesen (X5), Wiesloch-Frauenweiler (X6) und Adamsbühl (X7) im südlichen Gebiet 1 und Teilen von Gebiet 2. Die schwarz gestrichelte Linie ist eine Geländekante, die einen westlichen, höher gelegenen Bereich (A1) trennt von einem östlichen, tiefer gelegenen Bereich (A2), der jünger ist beziehungsweise länger aktiv war. Kästen mit A5 und A6 kennzeichnen Bundesautobahnen. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

Wiesloch-Frauenweiler (rotes X6 in Abb. 67) fertigte er „annähernd den gesamten Querschnitt durch den nördlichen Abschnitt der Kinzig-Murg-Rinne“ an. In meiner Darstellung umfasst dieser Querschnitt den Bereich A2 (vergleiche Abb. 66 und 67), der sich in den höher gelegenen, ebenfalls fluvial überprägten Bereich A1 eingeschnitten hat. Dieses Einschneiden bestätigt HOLZHAUER (2013), er schließt den höher gelegenen Bereich der Niederterrasse vom Einflussbereichs des Randflusses damit aus.

Bei seinen Untersuchungen am Standort Wiesloch-Frauenweiler (X6) findet HOLZHAUER (2013: 144) heraus, dass die Basis der Rinne zwischen 4,6 und 4,8 m uGOK liegt und Sedimente aus dem frühen Spätglazial beinhaltet, die aus der aktiven Zeit der Rinne stammen. Aus der Vermoorungsphase der Rinne stammen die Altwassersedimente, die zwischen Ältere Dryas und dem 4. Jahrhundert chr. Z. datieren. In der Gesamtschau seiner Untersuchungen an diesem Standort schlussfolgert HOLZHAUER (2013), dass in diesem Abschnitt der Randfluss bis ins Spätholozän als ein- bis mehrfadiger Lauf

aktiv war, der vielfach seinen flachen Lauf verlagerte und langsam bis stagnierend floss. Teilbereiche am direkten Grabenrandbereich durchfloss der Lauf noch in historischer Zeit.

Mit seinen Untersuchungen am Standort Nußlocher Wiesen (rotes X5 in Abb. 67) beabsichtigte HOLZHAUER (2013: 108f), plombierte und deshalb bisher unerkant Rinnenstrukturen aufzuspüren. Im DGM ist dieser Bereich eindeutig als der Randrinne zugehörig zu erkennen, bei starker Vergrößerung und Überhöhung können einzelne plombierte Rinnen vermutet, aber nicht zweifelsfrei identifiziert werden. Mithilfe der geoelektrischen Tomographie kann HOLZHAUER (2013: 109) am Untersuchungsstandort Nußlocher Wiesen (X5) eine mindestens 80 m breite Rinnenstruktur erkennen, die maximal 3 m tief in den Niederterrassenkörper eingeschnitten ist. Nach Westen setzt sich die Rinne 80 m weit fort. Im Zentrum zeigt das sedimentologische Profil eine zu erwartende Gliederung aus Flussbettfazies (85 cm), Altwasserfazies (80 cm) und Auenlehmen (125 cm) mit einem Fining-Upward-Trend, der eine zunehmend geringere Wasserenergie veranschaulicht. Die Altwasserfazies und somit die Vermoorungsphase konnte auf das Holozän (frühes bis mittleres Subboreal) datiert werden.

Seine Untersuchungsstandorte X9 bis X14 (Abb. 68) liegen im nördlichen Bereich von Gebiet 1 zwischen Leimen und Oftersheim und erforschen die Verzahnung zum einen mit dem Neckarschwemmfächer im Norden und zum anderen mit dem Dünenfeld im Süden.

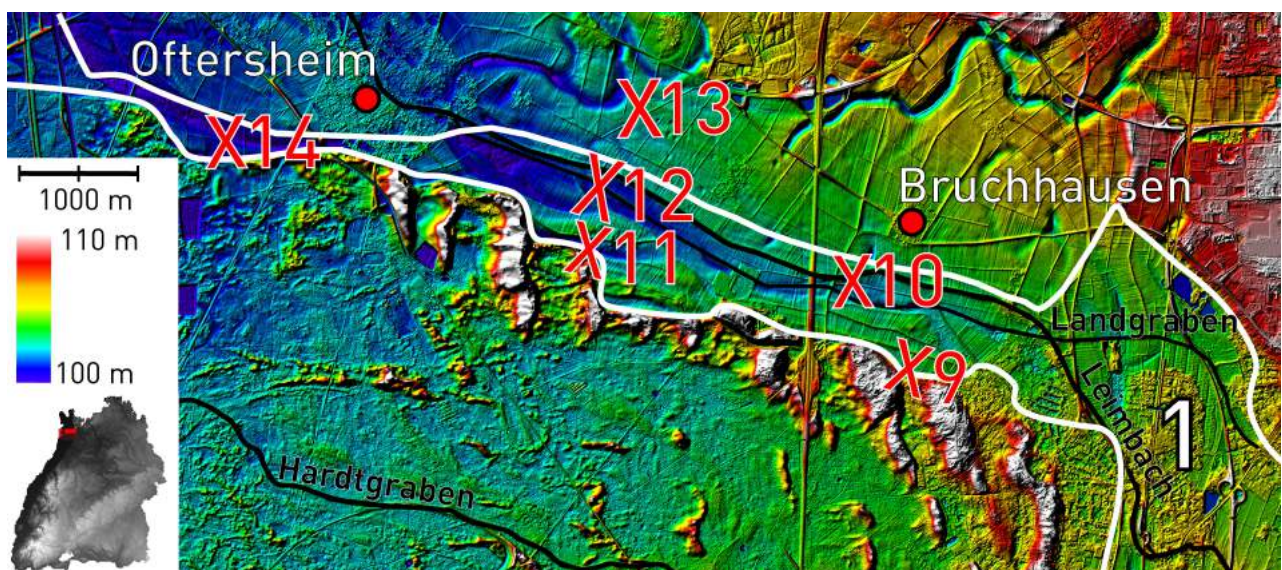


Abb. 68: Die Untersuchungsstandorte (rote Kreuze) von Holzauer (2013): Sandhaus-Gewann Willenbau (X9), Bruchhausen (X10), Oftersheim (X11, X12, X13) und Hartlache (X14) im nördlichen Gebiet 1 (dicke weiße Linie). DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

Einen Querschnitt durch die komplette Randrinne geben seine Untersuchungsstandorte X11, X12 und X13 (HOLZHAUER 2013: 144f in Abb. 68), mit denen er ein 1250 m langes Profil vom Nordrand der Schwetzingen Hardt bis zum Neckarschwemmfächer erstellte. In diesem können drei Rinnen unterschieden werden: eine Rinne bei X11, die vom Dünenzug abgeschnitten ist und sehr deutlich im DGM zu erkennen ist; und zwei Rinnen bei X12 zu beiden Seiten des Landgrabenkanals, die im DGM nur als eine Rinne zu erkennen sind.

Nach OSL-Datierungen (HOLZHAUER 2013: 157) wurde der „Leimener Arm“ als Hochflutrinne spätestens im Hochglazial angelegt und der Randfluss durchfloss diesen im Spätglazial mit mindestens zwei Haupttrinnen. Im Früh- bis Mittelholozän nutzte der Randfluss die glazial angelegten Rinnen und bildete weiter im Norden neue Rinnen, die in den Neckarschwemmfächer eingetieft sind. Diese nördlich ausgerichteten Rinnen sind im DGM nur schemenhaft zu erkennen (zwischen X12 und X13 in Abb. 68) und können allein aus dem DGM nicht als ehemalige Rinnen identifiziert werden. An den beiden südlichen Rinnen konnte HOLZHAUER (2013: 157) früh- bis hochmittelalterliche Leimbachauen erbohren, die darauf schließen lassen, dass bis ins Hochmittelalter der Leimbach zwischen Bruchhausen und Oftersheim nahezu zeitgleich in zwei Läufen floss. Auf den bis in das Hochmittelalter aktiven Leimbachlauf deuten auch die Befunde vom Untersuchungsstandort Hartlache (X14 in Abb. 68, HOLZHAUER 2013: 158ff), an dem die westliche Fortsetzung der südlichen Rinne beprobt wurde.

Im Verzahnungsbereich zwischen dem Dünengürtel der Schwetzingen Hardt und dem Randfluss beziehungsweise dem Leimbach-System weist HOLZHAUER (2013: 143ff, X11 in Abb. 68) mit geoelektrischer Tomographie und Sedimentprofilen nach, dass unter dem Dünenzug Rinnenstrukturen aus der ersten Hälfte der Jüngeren Dryas erhalten sind. Dies belegt den Befund aus dem DGM (cyan gestrichelte Linien in Abb. 65), dass die Dünenzüge ältere Rinnen überlagern. Auch FETZER et al. (1995: 225) bestätigen, dass pleistozäner Hochflutlehm stellenweise von Flugsand überdeckt wird. Die überlagernden Flugsande weisen ein höheres OSL-Alter auf als die Rinnensedimente, was für eine schnelle Umlagerung der Flugsande spricht (HOLZHAUER 2013: 143). Auch der Untersuchungsstandort Sandhausen-Gewann Willenbau (X9 in Abb. 68, HOLZHAUER 2013: 130ff) liegt im Verzahnungsbereich zwischen Dünengürtel und Randfluss und hier hat Holzhauser drei Rinnenstrukturen entdeckt, deren Sediment sich maximal 2,5 m in die Niederterrasse eingeschnitten hat. Diese Rinnen werden ebenfalls stumpfwinkelig von dem Dünenzug überlagert, was darauf hindeutet, dass sie sich gleichfalls unter den Dünen fortsetzen. Anhand archäologische Befunde und stratigraphischer Verhältnisse fand die Sedimentation der Auenlehme in der Rinne nach HOLZHAUER (2013: 135) im Hochmittelalter statt. Demzufolge müssten die überlagernden Dünenzüge jünger sein, was jedoch unwahrscheinlich ist. Weil das Gebiet landwirtschaftlich stark genutzt wird, sind die Paläorinnen im Gelände nicht zu erkennen und auch im DGM nicht zweifelsfrei als solche zu identifizieren.

Mit dem Untersuchungsstandort Bruchhausen (X10 in Abb. 68) gelingt es HOLZHAUER (2013: 163ff), die Sedimentfüllung des Randflusses und des historischen Leimbachs sedimentologisch in drei Generationen zu untergliedern. In den Auelehmen weist er mehrfache Hochwasser nach, die Hinweise auf das Liefergebiet geben und die Umstellung des Einzugsgebiets von der Randrinne zum nördlichen Kraichgau anzeigen. Die detaillierten Untersuchungen von HOLZHAUER (2013) bestätigen die Befunde aus dem DGM und belegen im Einzelnen, dass der „Leimener Arm“ der älteste Durchbruch des Randflusses zum Rhein war.

Für die Geländekante nordöstlich von Leimen ist in der Literatur keine Erklärung zu finden. Festzustellen ist, dass die Geländekante deutlich ausgeprägt ist, bis 5 Höhenmeter überwindet und die Schüttung des nördlich angrenzenden Neckarschwemmfächers (und eines möglichen weiteren kleineren Fächers nördlich von Leimen) auf rund 1,5 km Länge unterschneidet. Direkt am Fuße der Geländekanten liegen zwei Seen, die sehr wahrscheinlich Baggerseen sind. Möglicherweise steht die Entstehung der Geländekante im Zusammenhang mit dem Kiesabbau. Allerdings wird die Kante im Nordwesten von einer Rinne des Neckarschwemmfächers abgeschnitten, dies spricht für eine natürliche Entstehung der Kante, vermutlich als Prallhang des Leimbach-Systems und möglicherweise als dieses vom Neckarfächer im Norden und den Sandhausener Dünen im Süden auf einen schmalen Streifen eingeeignet wurde. Danach wurde die Kante im Nordwesten von einer Rinne auf dem Neckarschwemmfächer unterschritten.

6.8.3 Gebiet 2 – Kraichbach-System

Die Form des Gebiets 2 ähnelt stark der Form des Gebiets 1 (Abb. 63 und 69). Von Bruchsal erstreckt es sich parallel zum Grabenrand bis nach Kronau, zwischen Kronau und Rot grenzt es an Gebiet 1 und biegt dann Richtung Nordwesten nach Reilingen. Ab Ubstadt durchfließt der Kraichbach das Gebiet („Kraichbach-System“), strömt westlich von Hockenheim in die Rheinaue und mündet nördlich von Hockenheim in den Rhein (Abb. 70). Zwischen Kronau und Reilingen fließt parallel dazu der Kehrgraben (Abb. 71). Die ursprüngliche Mündung des Kraichbach-Systems ist von einem verlandeten Mäanderbogen des Rheins abgeschnitten.

Zu den Altersbeziehungen innerhalb des Gebiets 2 ist Folgendes festzuhalten:

- *Das Gebiet 2 schneidet Strukturen des Gebiets 1 und ist somit jünger als Gebiet 1.*
- *Gebiet 2 schneidet auch Strukturen des Gebiets 3 und ist somit jünger als Gebiet 3 und 1.*
- *Östlich von Reilingen deuten verschiedene Höhenlagen von Schlingenrelikten außerhalb der Kraichbachrinne auf drei Schlingengenerationen. Möglicherweise wurde die höchstgelegene und somit älteste Schlingengeneration bereits von Gebiet 3 angelegt und später vom Kraichbach-System (Gebiet 2) übernommen.*
- *Innerhalb der Kraichbachrinne schneiden sich verlandete Schlingen gegenseitig ab und deuten somit ebenfalls auf mehrere Generationen.*
- *Innerhalb von Gebiet 2 sind keine Dünen zu beobachten, das Eintiefungsalter ist folglich jünger als die Dünen im Oberrheingraben.*

Zwischen Bruchsal und der Mündung des Katzbachs aus dem Kraichgau (Abb. 70) bildet die Grabenschulter eindeutig die östliche Grenze von Gebiet 2, wohingegen zwischen Bruchsal und dem Hardtsee (H in Abb. 70) die westliche Grenze nicht eindeutig zu ziehen ist (weiße Strichpunktlinie in

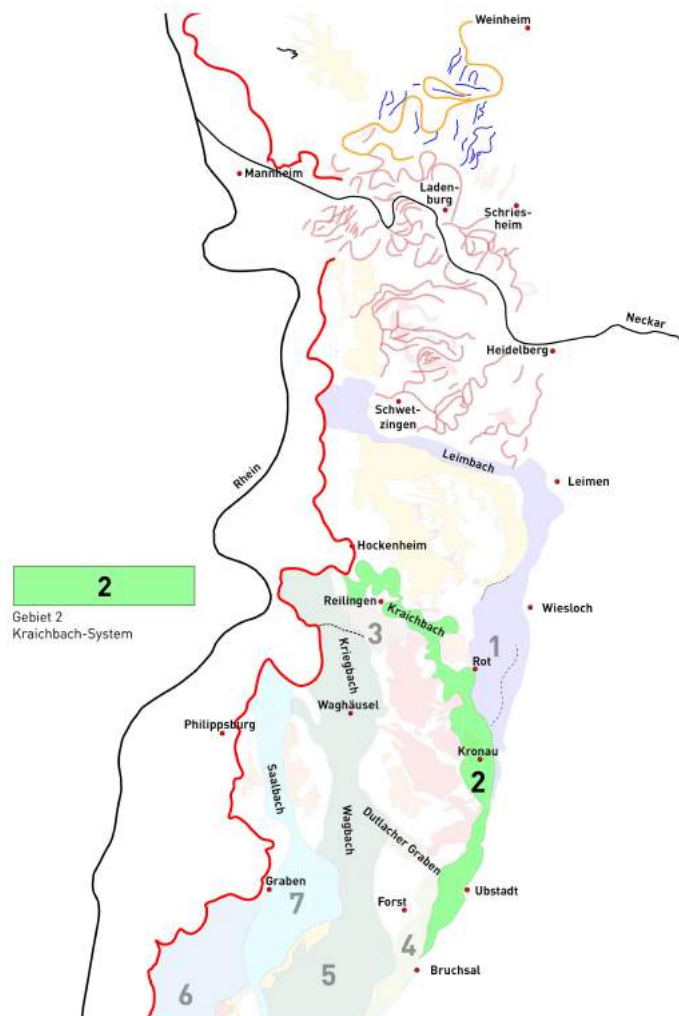


Abb. 69: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 2.

Abb. 70). Nördlich des Hardtsees (H in Abb. 70) bildet eine Geländekante die westliche Gebietsgrenze und im weiteren Verlauf ist das entscheidende Merkmal zur Gebietsabgrenzung, dass innerhalb von Gebiet 2 keine Dünen zu beobachten sind. Im nördlichen Abschnitt, zwischen Kronau und Hockenheim (Abb. 70), ist das Kraichbach-System beidseitig durch eine 2,5 bis 5 m hohe, markante Geländekante eindeutig begrenzt, deshalb nenne ich diesen Abschnitt Kraichbachrinne.

Innerhalb der nördlichen Kraichbachrinne hat sich ein stark mäandrierendes System mit abgeschnürten Schlingen und Altwassern ausgebildet, das im DGM deutlich sichtbar ist und verschiedene Schlingengenerationen aufweist (weiß gepunktet in Abb. 70). In Abb. 71 ist der Abschnitt zwischen Rot und Reilingen mit den Schlingenrelikten (weiß gepunktet) dargestellt. Eine Chronologie dieser Schlingen kann im DGM nur anhand der Höhenlage abgeleitet werden: Die am tiefsten eingeschnittenen Schlingen waren bis zuletzt aktiv. Dieses mäandrierende System schneidet zwischen Kronau und Rot das Gebiet 1 (Abb. 70) und somit ist Gebiet 2 offensichtlich jünger als das System des Gebiets 1.

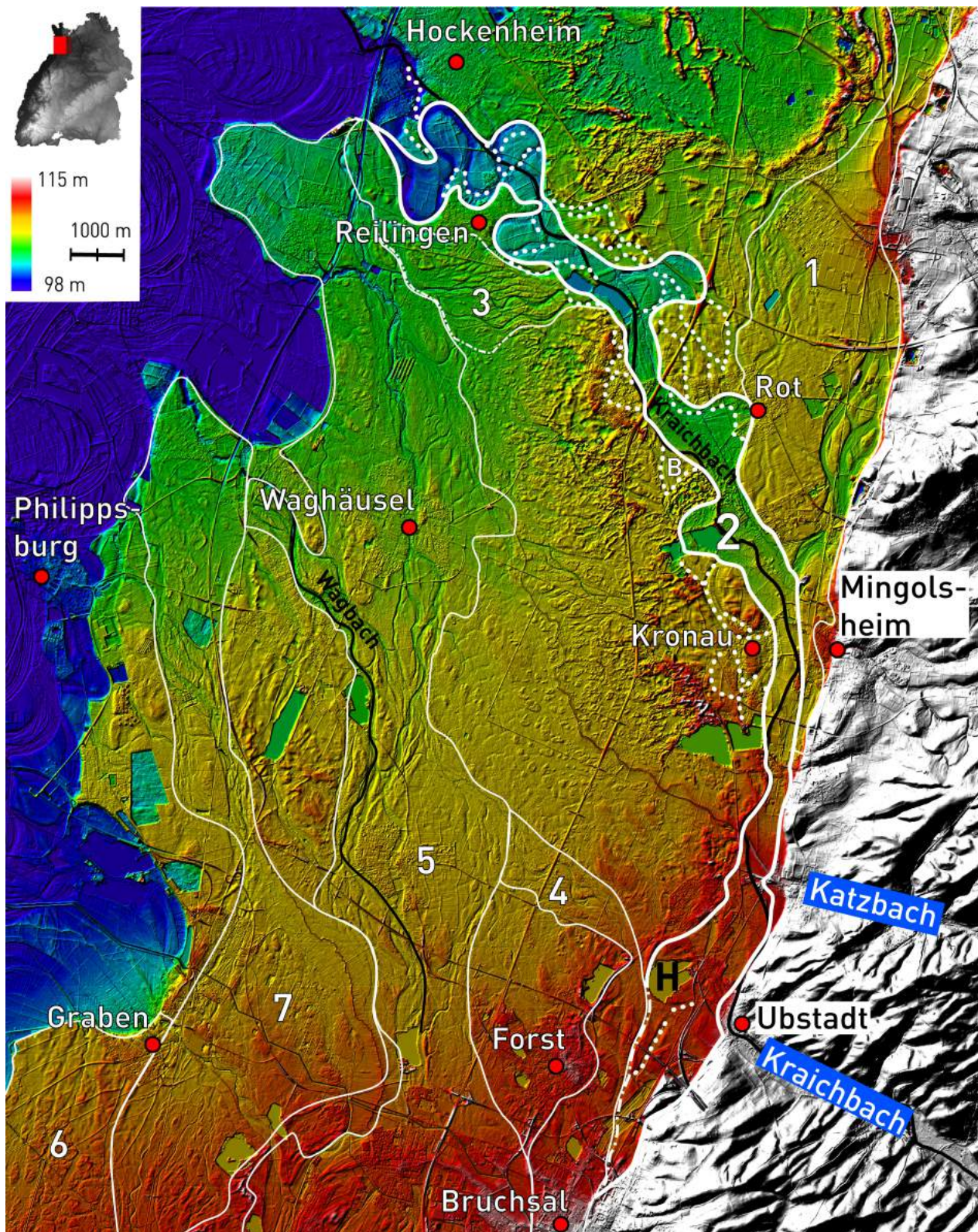


Abb. 70: Gesamtansicht des Kraichbach-Systems (Gebiet 2, dicke weiße Linie) von Bruchsal bis Hockenheim als farbhöhenkodiertes Schummerungsmodell. **Das Kraichbach-System hat sich über mehrere Generationen (weiß gepunktete Linien) eingetieft** und so insbesondere im Norden eine eindeutige Gebietsgrenze ausgebildet. Die Fläche B beherbergt ein höher gelegenes fluviales System, das wahrscheinlich in einem frühen Stadium des Kraichbach-Systems entstand und möglicherweise mit Strukturen nordwestlich von Rot korreliert. Zwischen Bruchsal und dem Hardtsee (H) ist die Gebietsgrenze nicht eindeutig (Strichpunktlinie). Im dargestellten Ausschnitt liegen auch zahlreiche (degradierte) Dünenfelder und benachbarte Gebiete (dünne weiße Linien). DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.

Die beidseitige markante Geländekante zwischen Kronau und Hockenheim hat sich beim Einschneiden des ursprünglichen, mäandrierenden Kraichbachs gebildet. In Abb. 71 ist zu sehen, dass auf der Fläche außerhalb dieser Grenze (dicke weiße Linie in Abb. 71) ebenfalls bogenförmige Rinnen in unterschiedlichen Höhenlagen ausgebildet sind. Dies ist insbesondere östlich von Reilingen (gelb und schwarz gepunktete Linien in Abb. 71) und am Westufer zwischen Rot und Kronau (weiß gepunktet in Abb. 70) zu beobachten. Diese höher gelegenen Rinnenbögen deuten auf ein älteres Schlingental hin, als die Kraichbachrinne noch weniger tief eingeschnitten war.

Am gegenüberliegenden Ufer von Reilingen sind in Abb. 71 fünf bogenförmige Rinnen dargestellt, die als Prallhänge des älteren Schlingentals zu interpretieren sind. Sie schneiden sich deutlich weniger (etwa zwischen 0,5 und 1,5 m) in die Niederterrasse ein als die Kraichbachrinne (2,5 bis 5 m). Aufgrund der Höhenlage ihrer Basis (Abbildungsunterschrift zu Abb. 71) lassen sie eine Altersabfolge erkennen: die Basis der Rinnen 1, 3 und 4 liegen auf etwa 104,2 m und somit höher als die Basis der Rinnen 5 und 2 (etwa 103,8 m), dementsprechend sind die Rinnen 5 und 2 jünger. Es ist zu berücksichtigen, dass innerhalb der Rinneneintiefungen nachträglich Sediment zur Ablagerung gekommen sein könnte. Die chronologische Abfolge der Schlingenbögen sollte deshalb anhand des Überlappungskriteriums bestimmt werden; allerdings lässt dieses hier keine eindeutige Aussage zu.

Am Westufer südöstlich von Reilingen sind ebenfalls höher gelegene Rinnen (gelb gepunktet in Abb. 71, Höhenlagen siehe Bildunterschrift) zu erkennen. Die Rinne 7 liegt in einer vergleichbaren Höhenlage wie die Rinnen am gegenüberliegenden Ufer, deutlich tiefer eingeschnitten ist Rinne 6. Bei beiden Rinnen ist nicht auszuschließen, dass sie (auch) im Zusammenhang stehen mit den Ost-West-ausgerichteten Rinnen des Gebiets 3, die vom Kraichbach-System abgeschnitten werden und somit älter als dieses sein müssen (mehr dazu in Kap. 6.8.5). Folglich könnten die Rinnen 6 und 7 vom System des Gebiets 3 angelegt und zu einem späteren Zeitpunkt vom Kraichbach-System übernommen worden sein.

Folgt man dem Verlauf des Kraichbach-Systems weiter nach Südosten, sind auf der Hochfläche am Westufer gegenüber von Rot ebenfalls flache Rinnenbögen zu erkennen (Abb. 70). Diese Rinnen sind dadurch gekennzeichnet, dass sie den Nord-Süd-verlaufenden Dünengürtel anschneiden, wie das auch bei der Schlinge der Fall ist, die in Abb. 66 und 70 mit B gekennzeichnet ist. Innerhalb dieser Fläche B verbergen sich zusätzliche Südost-Nordwest-ausgerichtete Rinnen (Abb. 66), die auf ein weiteres fluviales System hindeuten. Möglicherweise entstand es in einem frühen Stadium des Systems aus Gebiet 2 oder korreliert mit ähnlichen Strukturen nordwestlich von Rot.

Direkt nordöstlich von Kronau ist im DGM eine etwa 700 m breite und 1 500 m lange, deutlich ausgeprägte Schlinge zu erkennen (Abb. 70 und Detailansicht in Abb. 66). Auf der Hochfläche, welche von der Flussschlinge umflossen wurde, sind Dünenablagerungen erhalten, entlang weiterer Schlingen und Fließwege (Abb. 70) sind die Dünenablagerungen ausgeschwemmt. Das Stadtgebiet von Kronau erstreckt sich auf den verschachtelten Schlingen und den ehemals umflossenen, dünenüberlagerten Hochflächen.

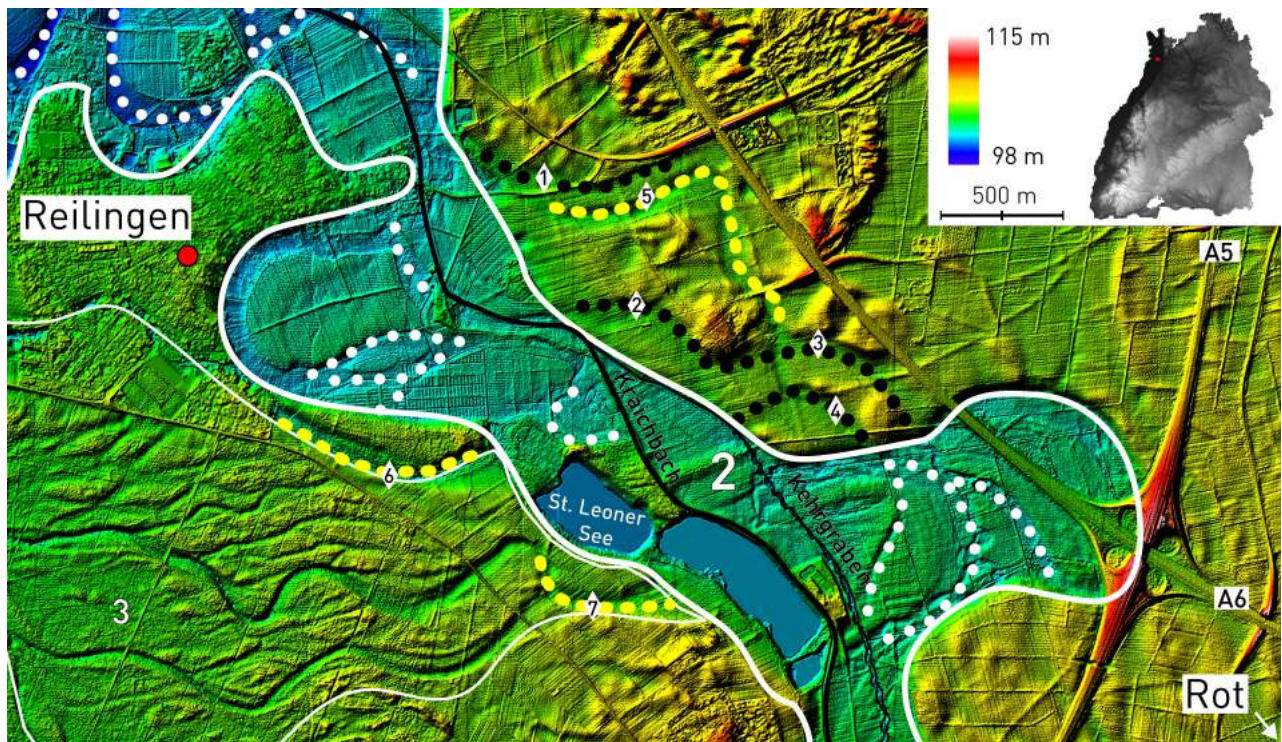


Abb. 71: Schlingentäler im Gebiet 2 (Kraichbach-System, weiß umrandet) östlich von Reilingen.

Die Kraichbachrinne mit verlandeten Rinnen (weiß gepunktet) ist deutlich tiefer eingeschnitten (2,5 bis 5 m) als außerhalb liegende, ältere Schlingen (gelb und schwarz gepunktet). Die Schlingen außerhalb sind wahrscheinlich zwei Generationen zuzuordnen, die jüngeren, schwarz gepunkteten Schlingen haben folgende Höhenunterschiede (weiße Rauten): 1 - 104,1 auf 104,9 m; 2 - 103,9 auf 105,5 m; 3 - 104,4 auf 106,8 m; 4 - 104,2 auf 105,6 m. Die gelb gepunkteten Schlingen wurden möglicherweise bereits von dem System, das Gebiet 3 durchfloss, angelegt und haben folgende Höhenunterschiede (weiße Rauten): 5 - 103,7 auf 104,7 m; 6 - 101,6 auf 105,1 m; 7 - 103,6 auf 104,9 m. Der heutige Kraichbach (schwarze Linie) läuft in einem begradigten Bett. DGM mit LOD 6 und 20-facher Überhöhung.

6.8.4 Diskussion Gebiet 2 – Kraichbach-System

In der Literatur ist das Kraichbach-System auch als „Mingolsheimer Arm“ geführt und beschreibt einen markanten Durchbruch, der von Kronau nach Hockenheim verläuft (HOLZHAUER 2013: 1). FEZER (1974: 172) beschreibt das System zwischen Mingolsheim (Bad Schönborn, Abb. 70) und Hockenheim als zweiten Durchbruch der Hauptwassermengen des Randflusses zum Rhein. In den Erläuterungen zur Geologischen Karte im Maßstab 1:25 000 Blatt 6717 Waghäusel beschreibt SAUER (1985a) den Durchbruch als eine bis 1,75 km breite Niederung mit halbkreisförmigen Ausbuchtungen, die der Kraichbach in weit ausgreifenden Bögen in die Niederterrasse eingeschnitten hat. Im Gegensatz zum umliegenden, von lössartigem Schlick geprägten Umland, sind die Schlingen vertorft. Einen Hinweis auf „ihr hohes Alter“ sieht Sauer darin, dass sie um 3 m von alten Rheinmäandern unterschritten sind (Abb. 70). Folglich hat sich der Rhein seit der Verlandung der Rinne noch um diesen Betrag eingetieft.

Weiter beschreibt SAUER (1985a) zahlreiche, verschieden beschaffene Rinnen auf der Niederterrasse bei Kronau, die „einen unverkennbaren Zusammenhang mit alten Kraichbachläufen besitzen“. Die Rinnen unterscheiden sich aufgrund ihrer Begrenzung, die scharf oder verwaschen sein kann, aufgrund ihrer Höhenlage in der Kraichbachniederung oder außerhalb und aufgrund dessen, dass sie sich bei höherem Wasserstand füllen. Diese Beschreibungen decken sich mit den Beobachtungen im DGM (Abb. 70 und 71). Westlich von Kronau beschreibt SAUER (1985a) eine lange, stark verwaschene Rinne, die älter sei. Diese nahezu Süd-Nord-verlaufende Rinne ist auch in Abb. 70 (weiß gepunktet) zu sehen; daneben sind kleinere Rinnen zu sehen, die eine Verbindung zum Kraichbach-System im Osten anzeigen, die fast alle auch von SAUER (1985a) kartiert wurden. Im Süden mündet die Rinne in einen Baggersee, der auf der geologischen Karte nicht enthalten ist, jedoch schreibt SAUER (1985a) von einer Sandgrube südlich von Kronau. Dies ist insofern bemerkenswert, weil er dort älteren Rheinschlick (feinsandig, weißgraulich) unter Dünensand sicher nachweisen konnte und dies ein eindeutiger Hinweis wäre auf einen Zusammenhang des Kraichbach-Systems mit dem Ostrandfluss.

In den aktuellen GeoLa-Daten sind die meisten der Rinnen in der geologischen Karte kartiert und werden dort als Holozäne Altwasserablagerung (Kraichbach-Niederung), Auenlehm (Lf), Holozäne Auensedimente (qhTa), Niedermoor (Hn), Hochflutlehm (Lhf), Holozäne Abschwemmmasse (qhz) geführt. Für einen Vergleich der GeoLa-Kartierung mit dem DGM siehe Abb. 72.

Eine lokale Studie von METZGER (1992) zu topogenen Niedermooren in der Randrinne zwischen Bruchsal und Ubstadt betrifft die Gebiete 2 und 4 (Abb. 73). METZGER (1992) nennt einen Gürtel fluvialer Hochwasserabsätze und Rinnenfüllungen auf der Niederterrasse, der sich von Weiher über den Hardtsee nach Forst zieht. Dieser Gürtel bildet laut METZGER (1992) die westliche Grenze des Randflusses (grauer Balken in Abb. 73). Die östliche Grenze stellen zwischen Bruchsal und Ubstadt zwei Niedermoorzonen (schwarz umrandet in Abb. 73) dar, die heute größtenteils unter Müllbergen

und Schnellbahntrasse liegen. Zwischen dem grauen Balken und den schwarzen Umrandungen in Abb. 73 soll laut METZGER (1992) der Randfluss geflossen sein.

Aus dem DGM ist ersichtlich, dass die von METZGER (1992) postulierte westliche Grenze („Gürtel fluvialer Hochwasserabsätze“ von „Weiher über den Hardtsee nach Forst“) des Randflusses nur für Gebiet 2 gilt. Mit Gebiet 4 breitet sich der Randfluss deutlich weiter nach Westen aus (Abb. 73) als METZGER (1992) annimmt. Dies zeigt auch die fluvial überprägte Morphologie der Gebiete 5, 6 und 7 (Abb. 70), welche die ganze Niederterrasse einnehmen. Dort, wo METZGER (1992) die Moore (schwarz umrandete Flächen in Abb. 73) verzeichnet, liegen laut GeoLa-Bodenkarte (rechte Seite in Abb. 73) im südlichen Mooregebiet Gley über Niedermoor (w113) und im nördlichen Mooregebiet Auengley (w95), also vom Grundwasser beeinflusste Böden. In der geologischen GeoLa-Karte sind im südlichen Mooregebiet hauptsächlich holozäne Altwasserablagerungen (qha) und im nördlichen Mooregebiet ist hauptsächlich Auenlehm (Lf) kartiert, also ebenfalls Hinweise auf ehemals mooriges Gebiet. Die von METZGER (1992) genannte trennende Schwelle (rote Linien in Abb. 73) aus oberoligozänem Fließeis zwischen den beiden Niedermooren ist im DGM nicht zu erkennen, das Gebiet ist stark baulich verändert. Ebenfalls sind weder in der GeoLa-Bodenkarte (w115, Niedermoor) noch in der geologischen GeoLa-Karte (Hn, Niedermoor) Hinweise auf eine Schwelle (aus Fließeis) zu finden. Ebenfalls nicht in die GeoLa-Datenbank aufgenommen sind die von METZGER (1992) zahlreich dargestellten Störungen.

METZGER (1992) schreibt weiter, dass in Zeiten der Moorbildung (vor maximal 1000 Jahren) die Randrinne zwischen Bruchsal und Ubstadt von keinem Rheinzufuss (namentlich Kraichbach oder Saalbach) durchflossen wurde. Die Frage ist, ob METZGER (1992) in Erwägung zog, dass die Entwässerung nach Süden gerichtet war, weil zumindest heute der Kraichbach erst bei Ubstadt auf die Niederterrasse mündet. Die Entstehung der Randrinne ist seiner Meinung nach nicht ausschließlich mit fluvialer Erosion zu erklären, viel wahrscheinlicher sei ein Zusammenhang mit tektonischer Senkung (an Stellen echter Moorbildung) und synsedimentärer Setzung tertiärer Sedimente im Postglazial. Als Beweis für synsedimentäre Setzung führt METZGER (1992) die nahezu ungestörten Niedermoore und die dort fehlenden fluvialen Kiesablagerungen an.

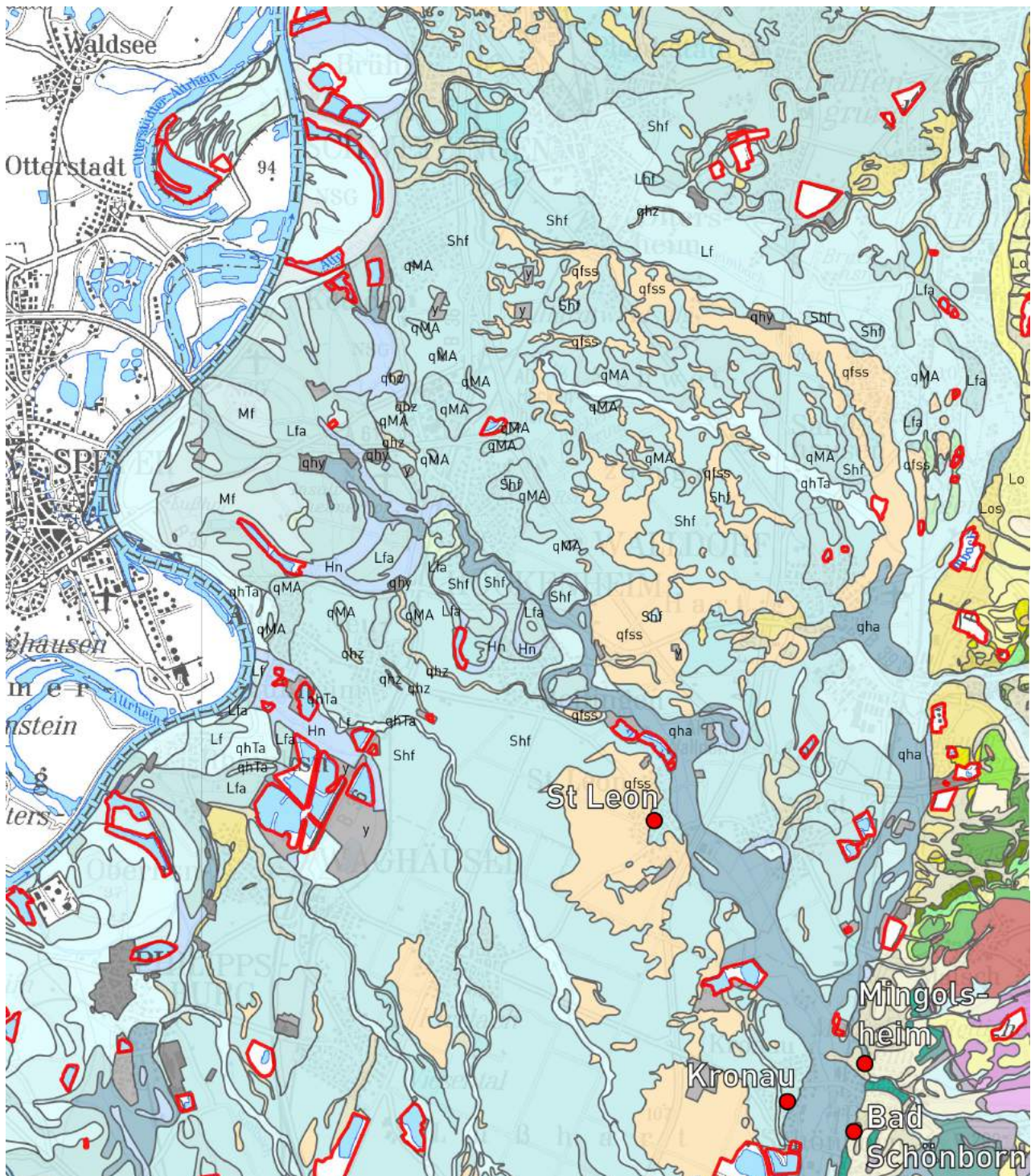


Abb. 72: Auszug aus dem GeoLa-Kartenviewer des LGRBs für die Gebiete 1 und 2, die zeigt, dass die Ergebnisse aus dem DGM in großen Zügen mit den Ergebnissen der Kartierung übereinstimmen. qha - holozäne Altwasserablagerung, Lf - Auenlehm, qhTa - Holozäne Auensedimente, Hn - Niedermoor, Lhf - Hochflutlehm, qhz - Holozäne Abschwemmmasse.

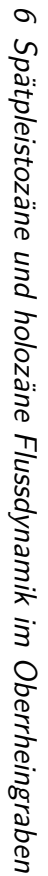


Abb. 73: Die Ergebnisse aus den Untersuchungen im DGM zu den Gebieten 2, 4 und 5 (weiß umrandet) in einem Schummerungsmodell (links, DGM im LOD 4, 20-fache Überhöhung) und in der Bodenkarte (GeoLa, rechts). Nach METZGER (1992) soll der Randfluss geflossen sein in dem Raum zwischen Forst und Weiher (grauer Balken, westliche Grenze) und einer Niedermoorzone (schwarze Umrandung, östliche Grenze), die von Störungen (rote Linien) flankiert ist. Das Gebiet ist ein Ausschnitt aus Abb. 70.

Auch HOLZHAUER (2013) hat im Gebiet 2 die Verzahnung von Kinzig-Murg-Rinne und der Unteren Lußhardt untersucht und dafür einen 600 m langen Profilschnitt angelegt, der in Abb. 67 mit X7 gekennzeichnet ist. Die Erhebung am südlichen Rand von X7 (Adamsbühl) beschreibt er als einen flugsandbedeckten Niederterrassenbereich, der vom Prallhang eines Paläomäanders der Kinzig-Murg-Rinne angeschnitten wurde (HOLZHAUER 2013: 118). Der Prallhang scheint längere Zeit zu Beginn des Spätglazial (präallerødzeitlich), stabil gewesen zu sein, weil er sich bis 4,5 m in die Niederterrasse eingetieft hat. Er bestätigt die Rinne südlich des Adamsbühls, die im DGM deutlich zu erkennen ist.

HOLZHAUER (2013: 128) interpretiert die Gebiete 1 (Leimbach-System) und 2 (Kraichbach-System) als zeitgleich und verweist darauf, dass der „Mingolsheimer Arm“ sicher in der gesamten Jüngeren Dryas aktiv war, weil die Rinnensedimente fein- bis mittelsandig sind und auf eine Umlagerung spätglazial mobilisierter Flugsande deuten. Die Vermoorung und damit einhergehende Auelehmsedimentation setzt HOLZHAUER (2013: 129) in das Mittelalter. Aus dem DGM wird jedoch deutlich, dass Gebiet 2 länger aktiv war als Gebiet 1.

6.8.5 Gebiet 3 – Reilinger Durchbruch

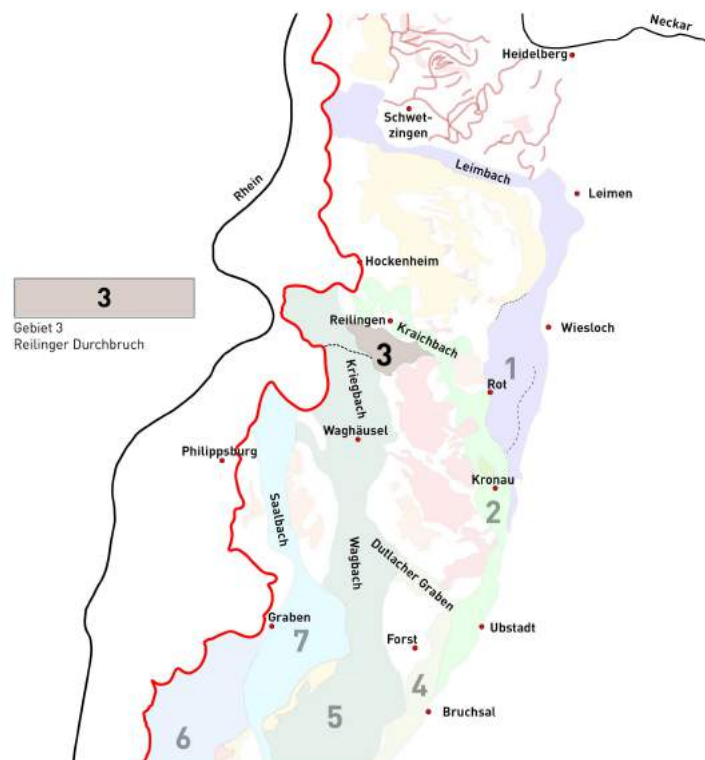


Abb. 74: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 3. Nördlich der schwarz gestrichelten Linie in Gebiet 5 sind die Gebiete 3 und 5 verzahnt.

Das Gebiet 3 liegt zwischen Kraichbach (Gebiet 2) und Kriegsbach (Gebiet 5, Abb. 74) und ist geprägt von einem Rinnensystem, das im Gegensatz zu den benachbarten Flusssystemen nahezu

Ost-West verläuft (Abb. 75). Deshalb ist es sehr gut möglich, dass diese Rinnen bei Hochwasser in Folge eines Uferwalldruckbruchs entstanden sind. Aus Abb. 75 wird außerdem ersichtlich, dass Gebiet 3 höher liegt als die direkt angrenzenden Bereiche von Gebiet 2 und Gebiet 5.

Folgendes ist bezüglich der Altersbeziehungen innerhalb des Gebiets 3 zusammenzufassen:

- *Gebiet 2 (Kraichbach-System) schneidet Rinnen von Gebiet 3 ab, damit ist Gebiet 3 älter als Gebiet 2.*
- *Sowohl langwellige (E-W bis SE-NW) als auch kurzwellige (NEE-SWW) Rinnen schneiden Dünenzüge ab, folglich sind beide Rinnenkategorien jünger als die Dünen.*
- *Die langwelligen Rinnen schneiden die kurzwelligen Rinnen und sind somit jünger. Außerdem ist ihr Gefälle nach Westen geneigt.*
- *Das System von Gebiet 5 schneidet das System von Gebiet 3.*

Rinnenkategorien

In der Detailansicht (Abb. 76) ist zu erkennen, dass auf dem Gebiet 3 zwei Kategorien von Rinnen zu beobachten sind: a) Die Rinnen 1, 2 und 3 haben Wellenlängen von einigen hundert Metern, schneiden Dünenzüge (Pfeile) und sind zwischen 100 cm (1) und 250 cm (3) in das Gelände eingeschnitten. Sie verlaufen Ost-West bis Südost-Nordwest und schneiden b) Rinnen mit kleinerer Wellenlänge, beispielhaft in Abb. 76 weiß gepunktet eingezeichnet. Diese kleineren Rinnen sind maximal 100 cm in die Umgebung eingetieft, eher Ostnordost-Westsüdwest-orientiert und keilen nach Osten hin meist aus. Im Satellitenbild (GoogleEarth) ist zu erkennen, dass das Gebiet 3 fast komplett bewaldet ist. In der topographischen Karte (Maßstab 1:25 000, Top25 Viewer) führt keine der Rinnen in diesem Gebiet heute Wasser.

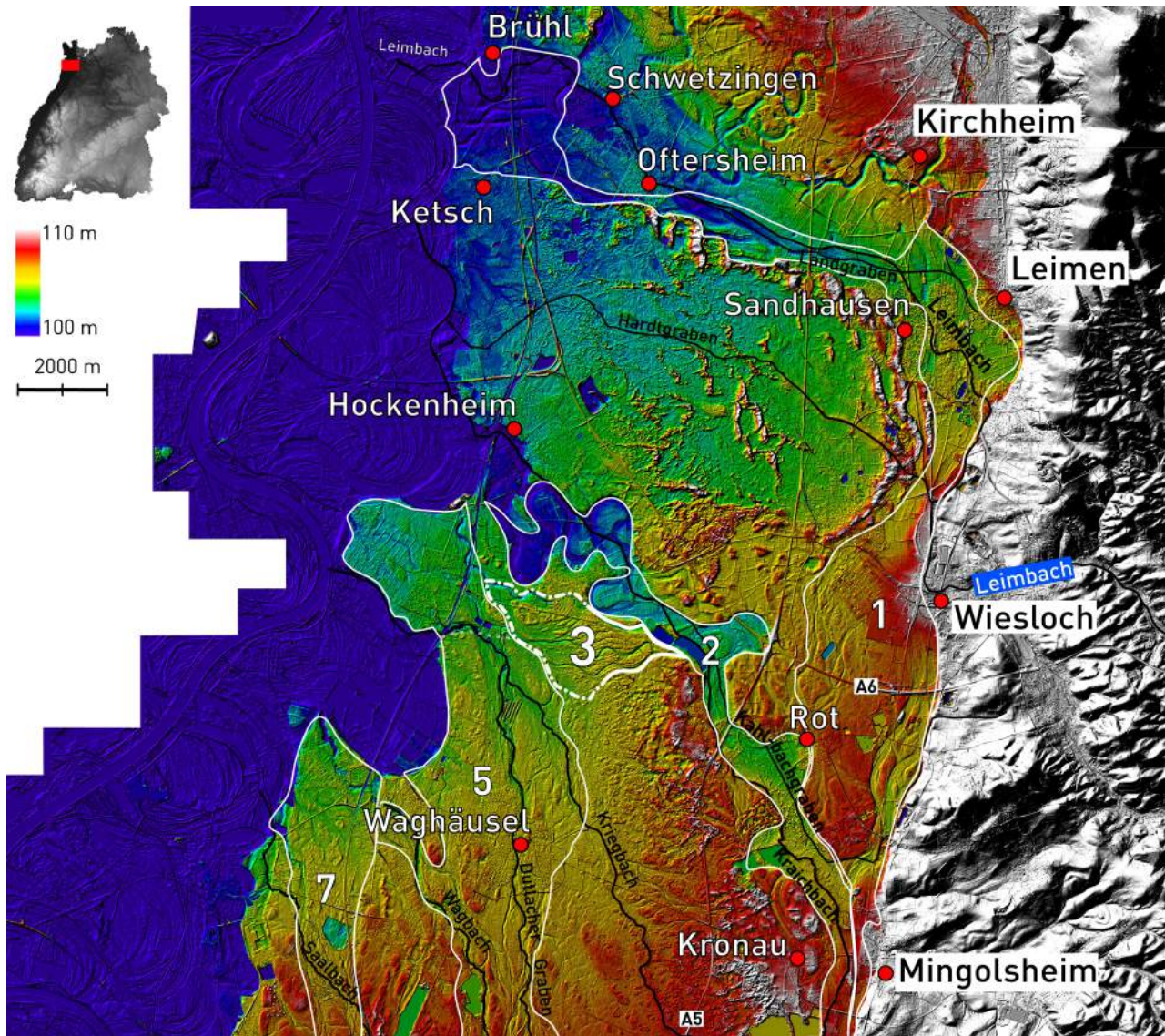


Abb. 75: Gebiet 3 (dicke weiße Linie) hat im Gegensatz zu den benachbarten Flusssystemen ein nahezu Ost-West-verlaufendes Rinnensystem. Im Westen und Norden ist die Abgrenzung nicht eindeutig (Strichpunktlinien), weil die Rinnen von Gebiet 3 und Gebiet 5 miteinander verzahnen. Insbesondere auf der „Lußheimer Landzunge“ (nördlich der grau gestrichelten Linie) greift die Aktivität einiger Rinnen der Gebiete 3 und 5 ineinander. Farbhöhencodiertes DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

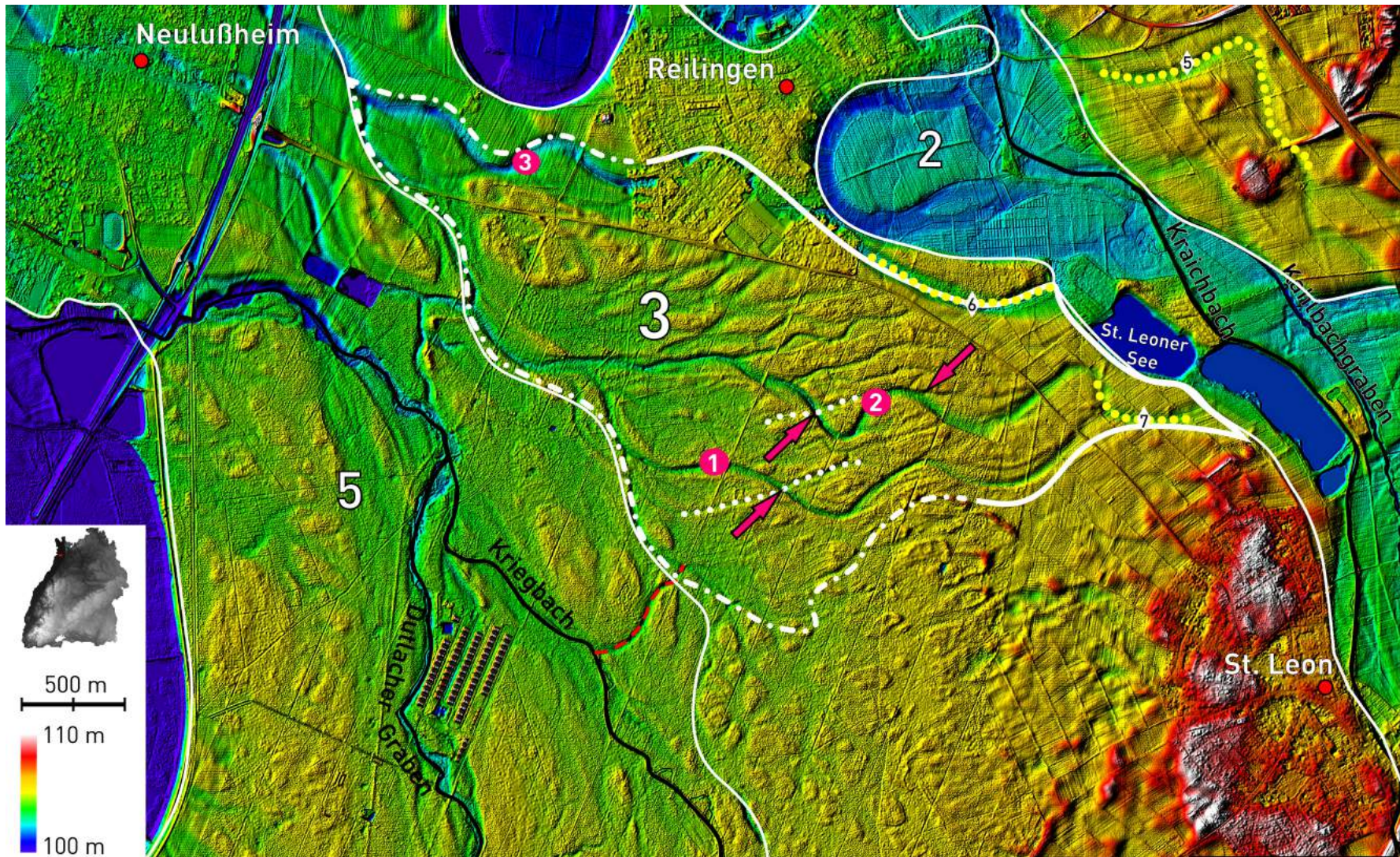


Abb. 76: Das Gebiet 3 (dicke weiße Linie) grenzt an Gebiet 5, wird vom Kraichbach-System (Gebiet 2) unter Schnitten und ist geprägt von langwelligen, Ost-West-verlaufenden Rinnen (1, 2, 3), die kurzwellige Rinnen (weiß gepunktet) durchschneiden. Insbesondere die langwelligen Rinnen schneiden Dünenzüge ab (Pfeile). Die Rinnen 5, 6 und 7 (gelb gepunktet) wurden möglicherweise sowohl vom System des Gebiets 3 als auch vom Kraichbach-System (Gebiet 2) durchflossen. Eine weitere heute abflusslose Rinne (rot gestrichelt) verbindet die Gebiete 3 und 5, allerdings ist diese mit keinem Entwässerungsszenario zu erklären. DGM mit LOD 6 und 15-facher Überhöhung.

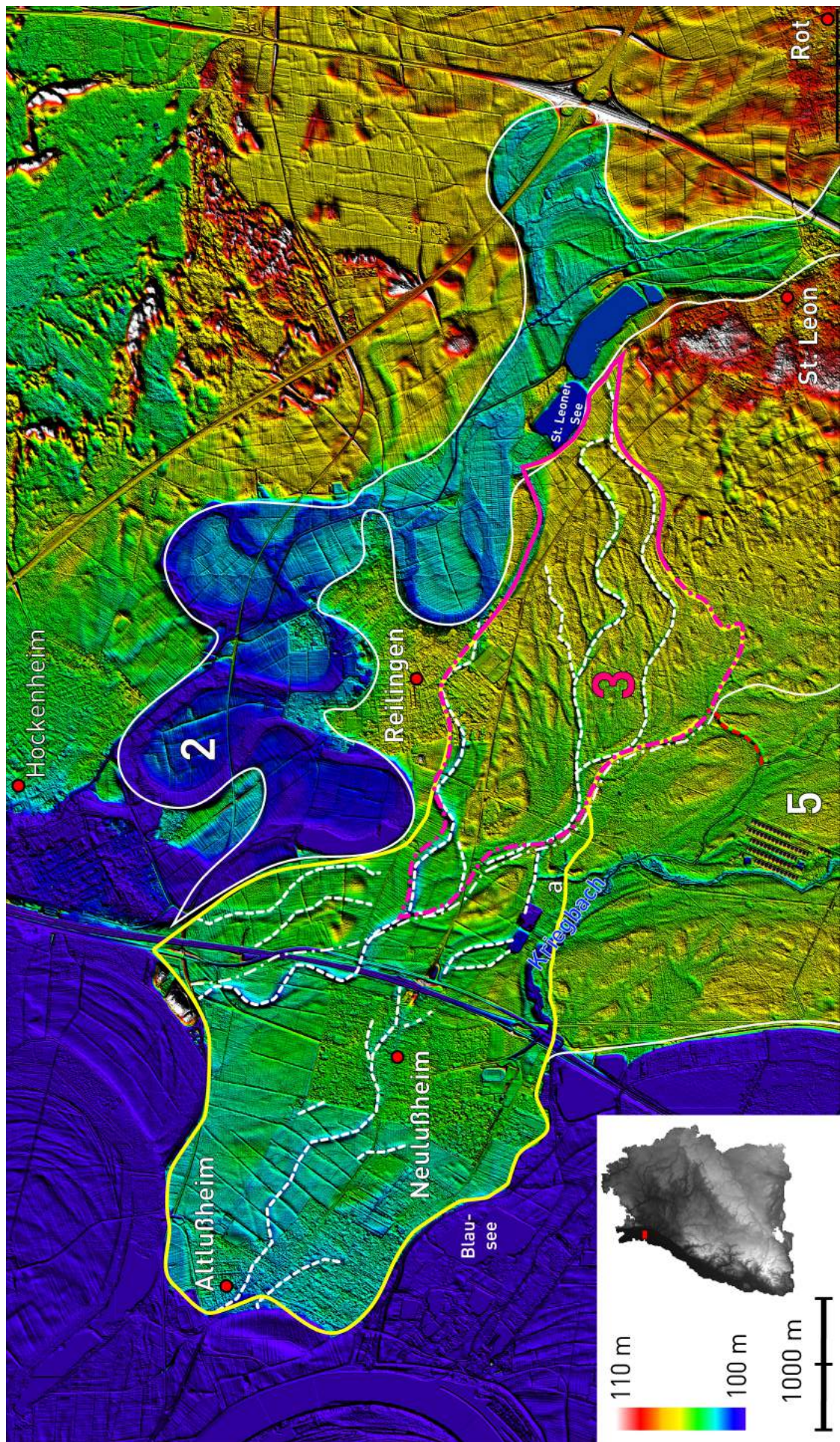
Abgrenzung des Gebiets und Verzahnung mit Gebiet 5 (Wagbach-System)

Auf den Abbildungen sind die Grenzen des Gebietes 3 eingezeichnet, jedoch ist die Eingrenzung an fast keiner Seite eindeutig. Die nördliche und östliche Grenze zum Kraichbach-System ist eine markante Geländekante, wobei nicht auszuschließen ist, dass die Schlingenbögen 6 und 7 (gelb gepunktet in Abb. 76) sowohl vom System im Gebiet 3 als auch vom Kraichbach-System (Gebiet 2) genutzt wurden. Dem Überlappungskriterium zufolge könnten die Rinnen 6 und 7 zunächst von Gebiet 3 angelegt und später vom Gebiet 2 (re-)aktiviert und vertieft worden sein. Ebenfalls ist nicht auszuschließen, dass Rinne 5 (gelb gepunktet in Abb. 76) auf der gegenüberliegenden Hochfläche von Gebiet 2 einen alten Teil des Flusssystems des Gebiets 3 darstellt, dessen Zwischenstück mit dem Einschneiden des Kraichbach-Systems erodiert wurde.

Im Süden treten jenseits der Grenze keine Rinnen mehr auf. Im Westen ist das Gebiet 3 begrenzt vom System des Gebiets 5, welches Süd-Nord fließt, wobei hier eine genaue Abgrenzung im DGM nur anhand überprägter Dünen möglich ist. Die Grenze nach Nordwesten auf die „Landzunge von Alt- und Neulußheim“ ist keinesfalls eindeutig zu ziehen, denn einige langwellige Rinnen (weiß gestrichelt in Abb. 77) finden dort ihre Fortsetzung. Diese Rinnen sind auf der „Lußheimer Landzunge“ tiefer eingeschnitten und eindeutig vom rheinischen System unterschritten. Möglicherweise könnte man das Gebiet 3 also um den Bereich der „Lußheimer Landzunge“ erweitern und erhielte so das gelb umrandete Gebiet wie in Abb. 77 dargestellt. Allerdings zeigt im Gegensatz zu Gebiet 3 das Gelände der „Lußheimer Landzunge“ keine degradierten Dünen und die Rinnen verlaufen eher Südost-Nordwest, weisen also vielmehr die Fließrichtung von Gebiet 5 auf. Bei a (Abb. 77) ist eine Verbindung vom Gebiet 5 nach Norden zu erkennen, die in ihrer Morphologie den langwelligen Rinnen (weiß gestrichelt in Abb. 77) ähnelt. Im Tallängsschnitt ist kein eindeutiges Gefälle zu erkennen, die Rinne war also nur schwach geneigt oder hat ihre Entwässerungsrichtung allmählich umgekehrt.

Es ist wahrscheinlich, dass sowohl das Wagbach-System (Gebiet 5) über diese Verbindung a (Abb. 77) als auch das langwellige Rinnensystem des Gebiets 3 die „Landzunge von Lußheim“ durchflossen. In diesem Bereich verzahnen sich die Gebiete 3 und 5 und das Überlappungskriterium liefert nur unzureichend Hinweise auf eine sichere zeitliche Abfolge. Die heutige Mündung des Kriegbachs steht in direkter Verbindung mit der rheinischen Eintiefung und ist daher sehr jung.

Abb. 77 : Das Gebiet 3 (magenta) grenzt an Gebiet 5 und wird vom Kraichbach-System (Gebiet 2) unterschritten. **Schwach mäandrierende Rinnen (weiß gestrichelt) durchziehen Gebiet 3 und setzen sich nach Westen in Gebiet 5 fort**, weshalb diese Bereiche (gelb umrandet) eindeutig einen Bezug zueinander haben. Hier sind die Grenzen nicht eindeutig (Strichpunktlinien). Auf der „Lußheimer Landzunge“ sind zusätzlich Spuren des (älteren) Süd-Nord-ausgerichteten Flusssystems von Gebiet 5 erhalten. a - Verbindung zwischen Gebiet 3 und 5 ohne eindeutiges Gefälle. Eine weitere heute abflusslose Rinne (rot gestrichelt) verbindet die Gebiete 3 und 5, allerdings ist diese mit keinem Entwässerungssystem zu erklären. DGM mit LOD 5 und 20-facher Überhöhung.



Mit beiden Entwässerungssystemen nicht zu erklären ist die rot gestrichelte Rinne (Abb. 76 und 77) an der südwestlichen Gebietsgrenze von Gebiet 3. Sie verläuft in einem Bogen von Nordost nach Südwest, ist etwa 1 m eingetieft und hat ein sehr leichtes Gefälle nach Südwesten. Weder im Satellitenbild noch in der topographischen Karte sind Hinweise auf diese Rinne (an der L556, Koordinaten: 3467782, 5459347) zu finden.

In der Zusammenschau ergibt sich folgende mögliche Reihenfolge von geologischen Prozessen, welche die Gebiete 3 und 5 formten: a) Dünenbildung; b) kleine Rinnen auf Gebiet 3 (weiß gepunktet in Abb. 76) zerschneiden die Dünen; c) altes, Süd-Nord-gerichtetes System auf Gebiet 5 ist aktiv (a in Abb. 77); d) junge, zusammenhängende Rinnen (weiß gestrichelt in Abb. 77) entwässern Gebiet 3 und 5; e) Entwässerung Gebiet 5 über den Kriegbach.

6.8.6 Diskussion Gebiet 3 – Reilinger Durchbruch

In den Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt 6717 Waghäusel beschreibt SAUER (1985b) verlandete Rinnen, die zwischen Kriegbach und Kraichbach das Hochgestade durchziehen. Sie seien sehr flach, meist stark verwaschen und bilden „Serpentinen“; manche dieser Rinnen seien Überläufe, andere seien ältere und längere Zeit hindurch aktiv gewesene Bachläufe. In ihren Betten seien schlickige Sedimente abgelagert, die auf eine geringe Wassergeschwindigkeit hindeuteten. Weiter führt SAUER (1985b) aus, dass auch der Kraichbach für einige verlandete Rinnen verantwortlich sei, die bei Reilingen von der Kraichbachniederung abzweigen und so bei Hochwasser direkt nach Westen zur Rheinniederung entwässerten und dabei die alten Rinnen bei Neulußheim und Altlußheim durchflossen.

Wie in den Abb. 71, 77 und 76 zu sehen, sind diese Rinnen im DGM deutlich zu erkennen. Zu einem gleichen Ergebnis kommen SAUER (1985b) und das DGM in Bezug auf die Altersabfolge von Rinnen und Flugsanddünen; nirgendwo im Gebiet zwischen St. Leon und Kronau sind verlandete Rinnen von Dünen unterbrochen, wohl aber sind die Dünen von den Rinnen angeschnitten oder umlaufen. Damit sind die Rinnen jünger als die Flugsandablagerungen.

In der GeoLa-Datenbank sind nur in den Bodendaten und dort auch nur die größeren Ost-West-verlaufenden Rinnen (weiß gestrichelt in Abb. 77) von Gebiet 3 (Hochflutsand) kartiert und zwar als „Braunerde-Gley und Gley aus Hochflutsand“. Wenige der Rinnen, welche Gebiet 3 und Gebiet 5 verbinden, sind in der geologischen Karte als holozäne Abschwemmmassen kartiert.

6.8.7 Gebiet 4 – Untergrombacher Rinne und Dutlacher Graben

Entlang der Grabenschultern erstreckt sich zwischen Grötzingen und Forst Gebiet 4 (Abb. 78). Nördlich von Forst biegt es nach Nordwesten ab und ist über den Dutlacher Graben mit Gebiet 5 verbunden.

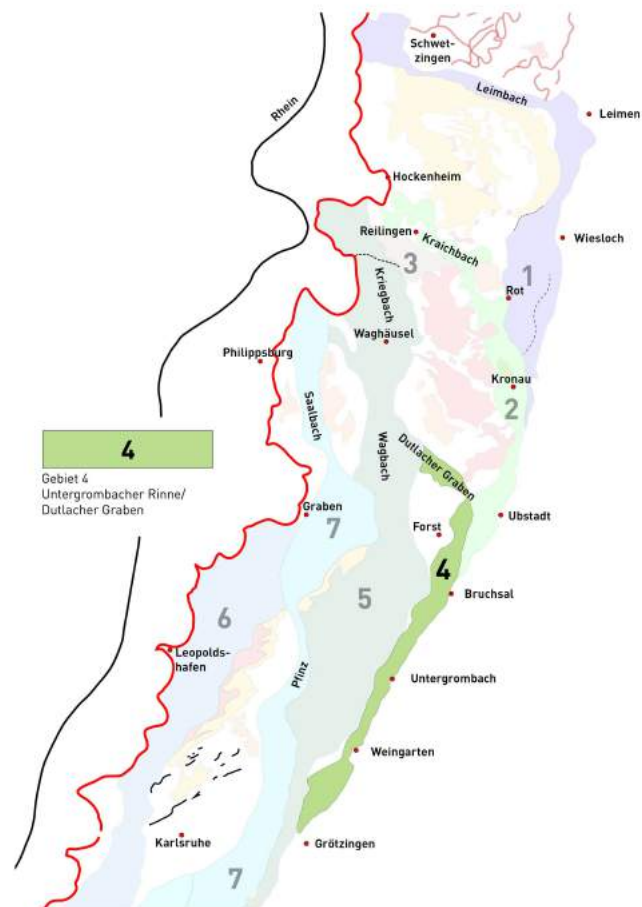


Abb. 78: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 4.

Innerhalb des Gebiets treten zahlreiche Flüsse und Bäche aus dem Kraichgau, kreuzen das Gebiet und fließen auf direktem Wege in den Rhein (schwarze Linien in Abb. 79). Auch im DGM (Abb. 79) ist Gebiet 4 von einem fluvialen Muster geprägt, das allerdings mehrheitlich grabenrandparallel verläuft und nicht mehr aktiv ist. Dies hat zur Folge, dass die Abgrenzung zum westlich angrenzenden Gebiet 5 nicht überall eindeutig ist, weil dies ein ähnliches Muster aufweist und vielfach Rinnen nach Westen abzweigen.

Zu den Altersbeziehungen innerhalb des Gebiets 4 ist Folgendes festzuhalten:

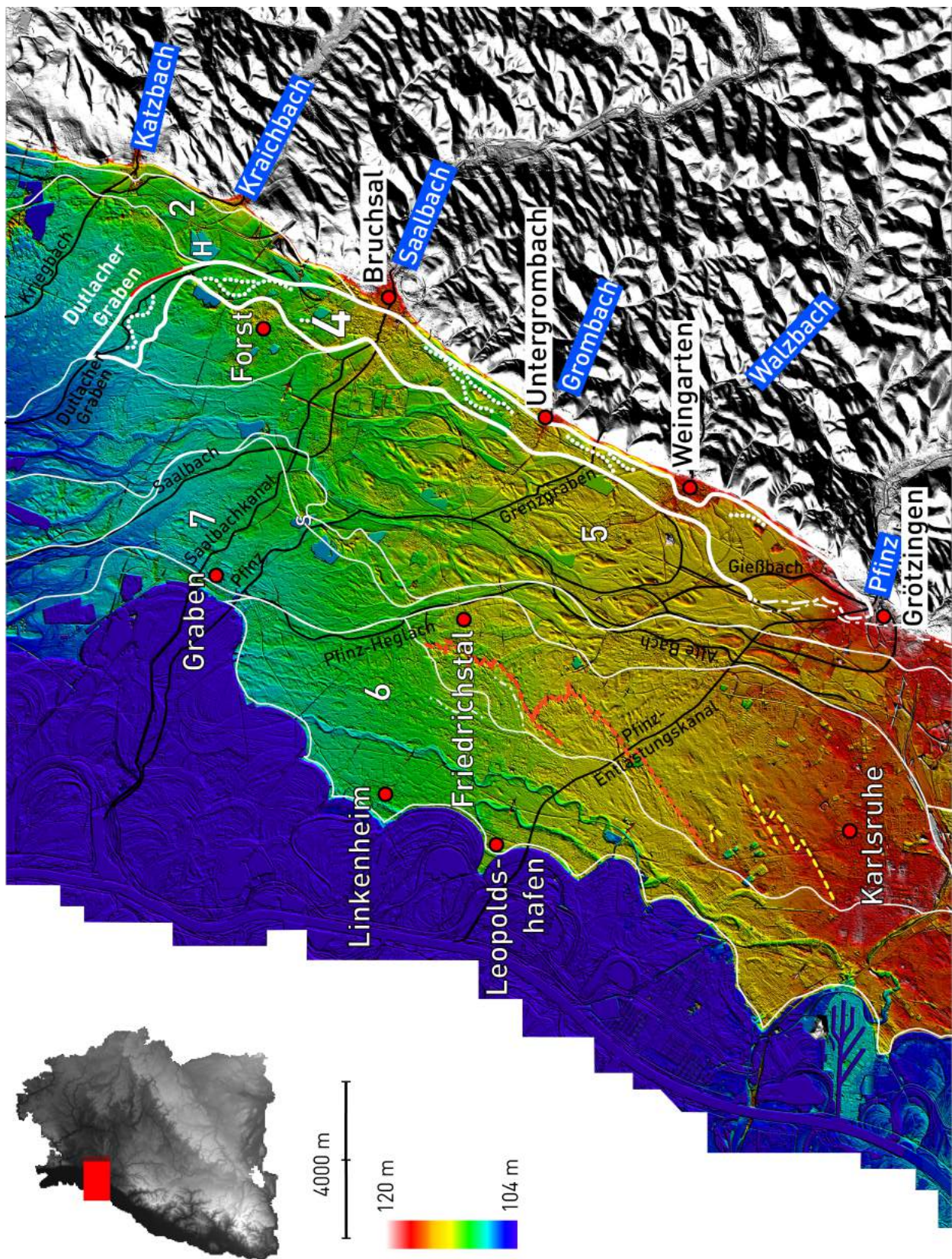
- Aus dem DGM lässt sich nicht ableiten, in welcher zeitlichen Abfolge die Verbindungen zwischen den Gebieten 4 und 5 aktiv waren.
- Der noch aktive Abfluss im Dutlacher Graben legt die Schlussfolgerung nahe, dass Gebiet 4 möglicherweise länger aktiv war als Gebiet 2. Dies ist jedoch nicht zwingend.
- Zum Zeitpunkt der Schwemmfächerschüttungen aus Kraichgau und Schwarzwald war das System sehr wahrscheinlich bereits inaktiv.

An den vier Stellen, wo größere Bäche aus dem Kriachgau und dem Schwarzwald treten, schütten diese ihre Sedimentfracht in die Ebene (Abb. 79 und 80); so haben die Pfinz bei Grötzingen, der Walzbach bei Weingarten, der Grombach bei Untergrombach und der Saalbach bei Bruchsal Schwemmfächer abgelagert. In diesen Bereichen ist das fluviale, grabenrandparallele Muster abgeschnitten, setzt sich aber auf beiden Seiten des Fächers fort. Beispielhaft dafür ist das Areal um Untergrombach (weiß gepunktete Linie in Abb. 81). Es gibt keinen Hinweis darauf, dass das grabenrandparallele Flusssystem um den Fächer herum auswich. Folglich ist davon auszugehen, dass das grabenrandparallele System bei Schüttung der Fächer bereits inaktiv war.

Ebenfalls beispielhaft ist zwischen Weingarten und Untergrombach der Übergangsbereich der Gebiete 4 und 5 im Detail dargestellt (Abb. 81). Hier deuten verlandete Rinnen (weiß gepunktet) auf eine Verbindung der beiden Systeme aus Gebiet 4 und 5, beziehungsweise auf die Entstehung als ein verflochtenes System hin. Südwestlich von Untergrombach ist eine deutliche Kante (schwarze Linie in Abb. 81) ausgebildet, die darauf hindeutet, dass sich mit der Zeit zwei unabhängige Systeme ausgebildet haben. Die Tiefenlage lässt vermuten, dass das abzweigende System (Gebiet 5: 110,3 m) länger aktiv war als das grabenrandparallele System (Gebiet 4: 110,6 m), jedoch ist zu berücksichtigen, dass das grabenrandparallele System näher an der Grabenschulter liegt und daher möglicherweise stärker sekundär verfüllt wurde.

Auch im nördlichen Teil ist die östliche Gebietsgrenze dadurch gekennzeichnet, dass sich die fluvialen Systeme der benachbarten Gebiete 4 und 2 bei Bruchsal verzahnen und sich nördlich von Forst aufteilen in den Dutlacher Graben und das System des Gebiets 2 (Abb. 79). Im Gegensatz zu den benachbarten Flächen sind im Dutlacher Graben keine Dünen zu erkennen, zudem ist der Graben mit einer Geländekante (rote Linie in Abb. 79) von diesen Gebieten abgegrenzt. Die Ortschaft Forst liegt außerhalb des Gebiets 4, weil sie auf einer topographischen Erhebung (bis 113 m) liegt, wohingegen Gebiet 4 östlich der Ortschaft Forst auf maximal 109 m liegt.

Abb. 79 : Das Gebiet 4 (dicke weiße Linie) erstreckt sich von Grötzingen bis Forst und **ist nördlich von Forst über den Dutlacher Graben an Gebiet 5 angebunden**. Große verlandete Rinnen sind weiß gepunktet markiert. An das Gebiet 4 grenzen im Westen das Gebiet 5 und im Norden das Gebiet 2. Abschnittsweise ist die Grenze zwischen Gebiet 4 und 5 unklar (Strichpunktlinien), der Dutlacher Graben ist im Norden durch eine Geländekante (rote Linie) begrenzt. H - Heidensee, S - Sieben Erlen See. Nördlich von Karlsruhe liegt ein ausgedehntes Dünenfeld mit Einzeldünenkämmen (gelb-orange gestrichelt). DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.



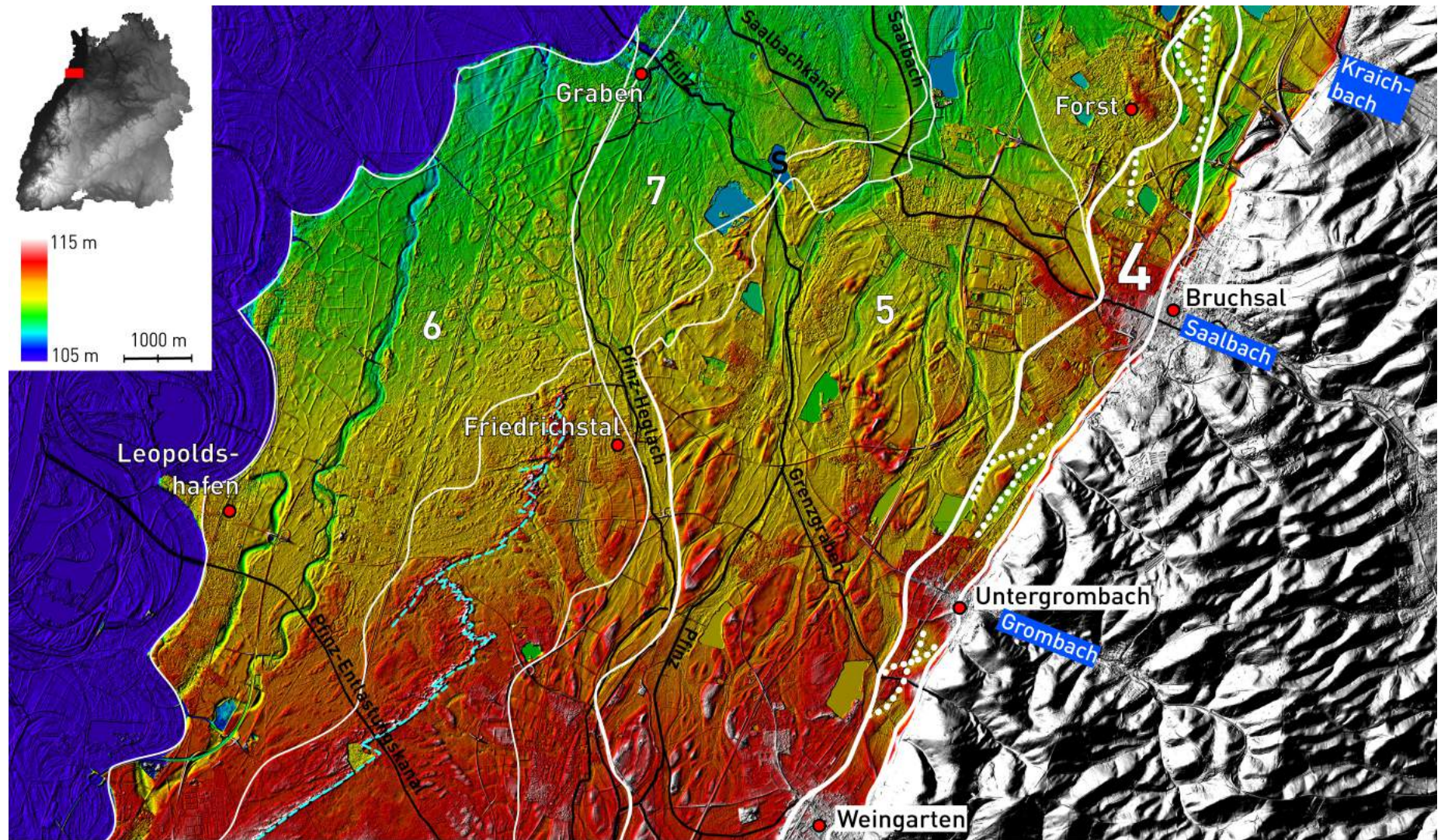


Abb. 80: Die Nebenflüsse Walzbach, Grombach und Saalbach schütten Schwemmfächer, auf denen die Ortschaften Weingarten, Untergrömbach und Bruchsal liegen. Die **Schwemmfächer unterbrechen das fluviale, grabenrandparallele Muster von Gebiet 4** (dicke weiße Linie), das sich auf beiden Seiten der Fächer fortsetzt (weiß gepunktete Linien). Südwestlich von Friedrichstal zieht sich ein ausgedehntes Dünenfeld mit Einzeldünenkämmen (cyan gestrichelte Linien). DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

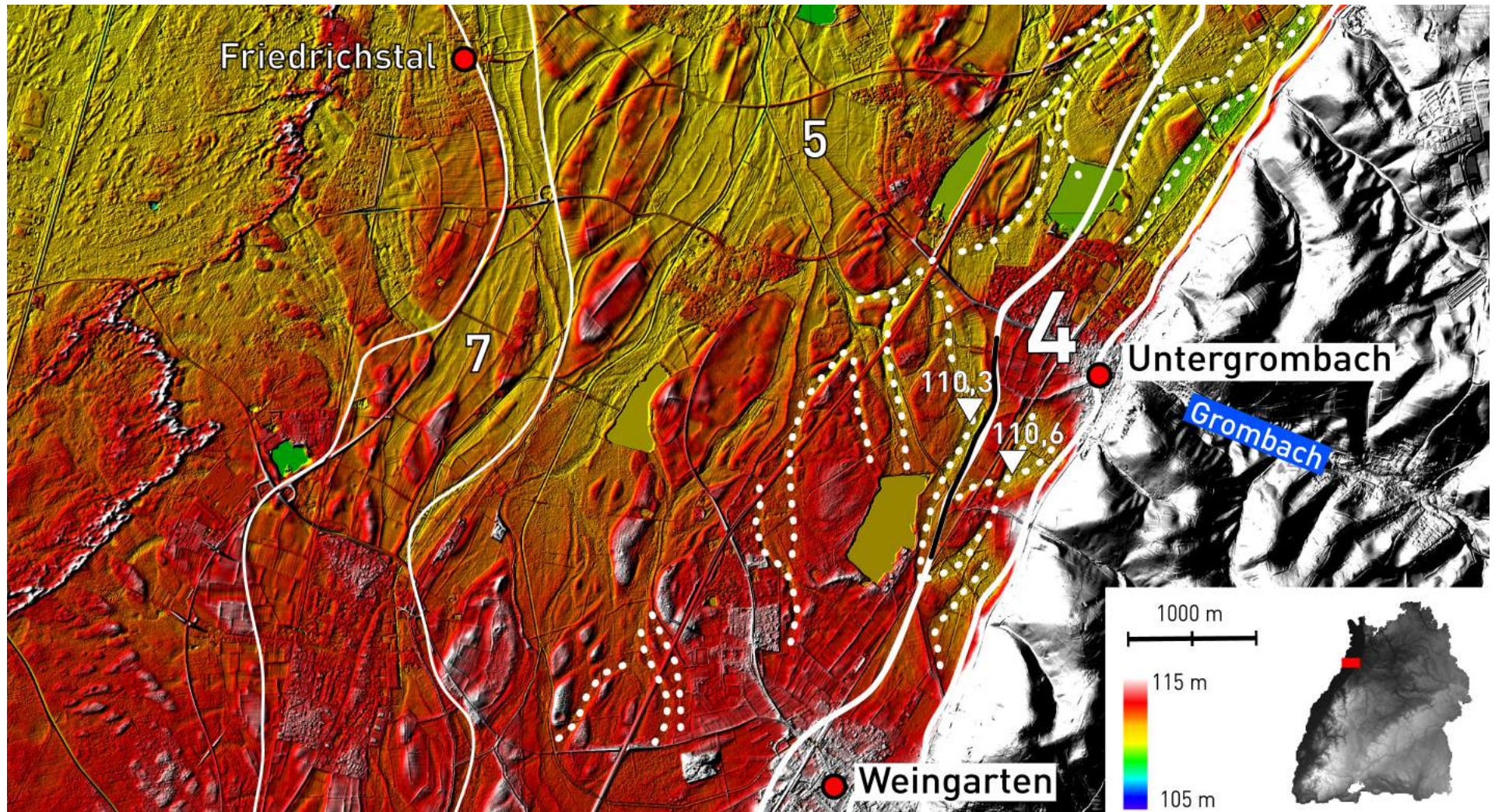


Abb. 81: Nördlich von Weingarten zeigt das Flusssystem von Gebiet 4 (dicke weiße Linie) **mehrfache Verzahnungen (weiß gepunktet) mit dem benachbarten Gebiet 5**. Abschnittsweise ist der Grenzverlauf eindeutig durch Geländekanten (schwarze Linie) definiert. Anhand der Tiefenlage der Rinnen (weiße Dreiecke) lässt sich ableiten, dass System 5 wahrscheinlich länger aktiv war als System 4. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

6.8.8 Diskussion Gebiet 4 – Untergrombacher Rinne und Dutlacher Graben

Aus dem Bereich von Gebiet 4 liegen keine Arbeiten vor, mit denen die Ergebnisse aus dem DGM verglichen werden können.

6.8.9 Gebiet 5 – Wagbach-System

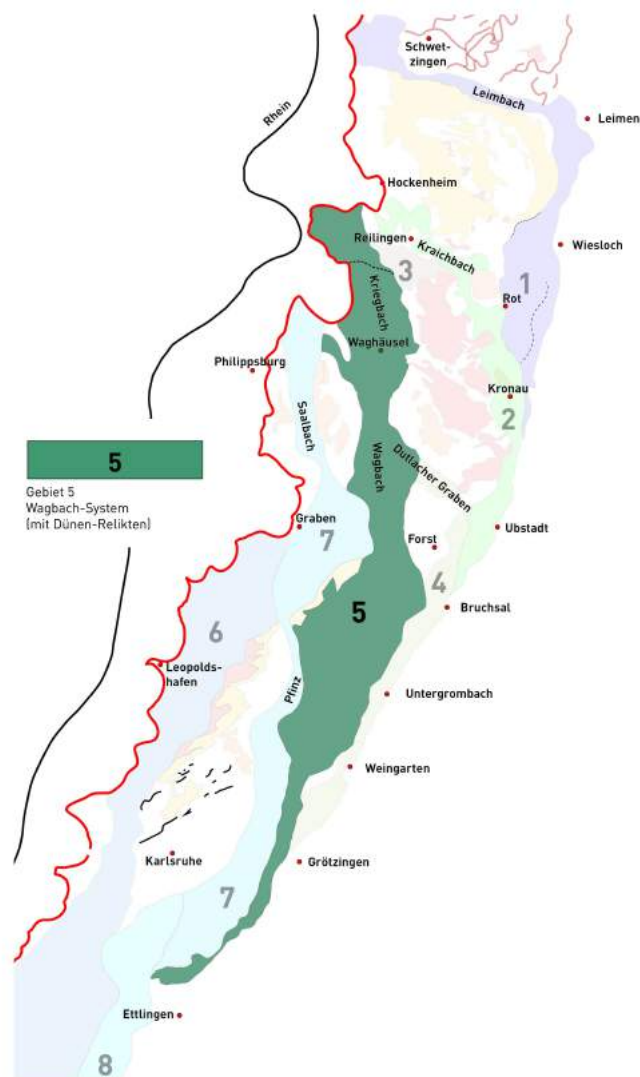


Abb. 82: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 5. Nördlich der schwarz gestrichelten Linie in Gebiet 5 sind die Gebiete 3 und 5 verzahnt.

Das Gebiet 5 erstreckt sich über etwa 40 km von Ettlingen bis auf die Höhe von Reilingen (Abb. 82), wird dort von der rezenten Rheinaue unterschritten und ist von Süden nach Norden viergeteilt. In dieser Reihenfolge erfolgt gemäß der Paläofließrichtung auch die Beschreibung der vier Abschnitte:

1. Im südlichen Abschnitt **zwischen Ettlingen und Grötzingen** ist Gebiet 5 schmal, die Fortsetzung nach Weingarten ist fraglich (Abb. 83).
2. Ein ausladender Abschnitt **zwischen Weingarten und Forst** (Abb. 85 und 86) ist bis 5 km breit und zeigt Relikte eines komplexen verflochtenen Systems. Zwischen Untergrombach und Bruchsal verzahnen die Gebiete 4 und 5.
3. Von **Forst bis Waghäusel** (Abb. 87) ist das Gebiet von einem anastomosierenden Flusslauf geprägt; dieser Abschnitt ist schmaler und heute aktive Flüsse sind in ehemaligen, breiteren Flussläufen kanalisiert wie beispielsweise der namensgebende Wagbach.
4. Auf der **Niederterrasse östlich von Reilingen („Lußheimer Landzunge“)** verzahnen die Gebiete 3 und 5.

Aus den Beobachtungen können folgende Aussagen zu Gebiet 5 abgeleitet werden:

- *Gebiet 5 zeigt in seinem Verlauf Relikte verschiedener Flusssysteme und zahlreiche Verzahnungen mit den benachbarten Gebieten 3, 4 und 7.*
- *Gebiet 8 unterschneidet die Gebiete 5 und 7 und ist folglich das jüngste der drei Gebiete; Gebiet 7 unterschneidet Gebiete 5 und ist folglich jünger als Gebiet 5.*
- *Die langwelligen Rinnen von Gebiet 3 verzahnen sich mit Gebiet 5 und das System auf Gebiet 5 schneidet das System von Gebiet 3.*
- *Die Flächen C1, C2 und C3 (Abb. 83) liegen auf ähnlichen Höhenlagen, werden von den umgebenden fluvialen Strukturen abgeschnitten und sind somit älter als das Hauptsystem von Gebiet 5.*
- *Eine Verbindung zwischen Grötzingen und Weingarten, meist entlang des Grabenrands, ist aus dem DGM nicht ersichtlich, mangels alternativer Wasserzuflusswege aber möglich.*

In seiner gesamten Ausdehnung sind die Grenzen von Gebiet 5 von zahlreichen Verzahnungen mit den Nachbargebieten geprägt. Im Dreieck Ettlingen-Karlsruhe-Weingarten greifen zahlreiche fluviale Systeme ineinander und/oder unterschneiden sich. In Abb. 83 ist dies in einer Übersicht dargestellt, auf der die Gebiete 4 bis 8 vertreten sind. Dort wird ersichtlich, dass insbesondere zwischen Ettlingen und Grötzingen das Gebiet 5 (dicke weiße Linie) mit dem westlich angrenzenden Gebiet 7 und zwischen Grötzingen und Weingarten auch mit dem östlich angrenzenden Gebiet 4 verzahnt. In diesem Bereich sind die allermeisten Gebietsgrenzen nicht eindeutig, häufig gibt es mehrere mögliche Varianten (Strichpunktlinien). Auch nördlich von Weingarten sind in Abb. 86 mehrfache Verzahnungen (gepunktete Linien) von Gebiet 5 mit den benachbarten Gebieten 7 und 4 zu beobachten. Dennoch sprechen wenige, eindeutige Geländekanten (rote Linien in Abb. 85 und 86) für die vorgenommene Abgrenzung von Gebiet 5. Mit Gebiet 3 ist das Gebiet 5 in seinem nördlichen Teil verzahnt (Abb. 77).

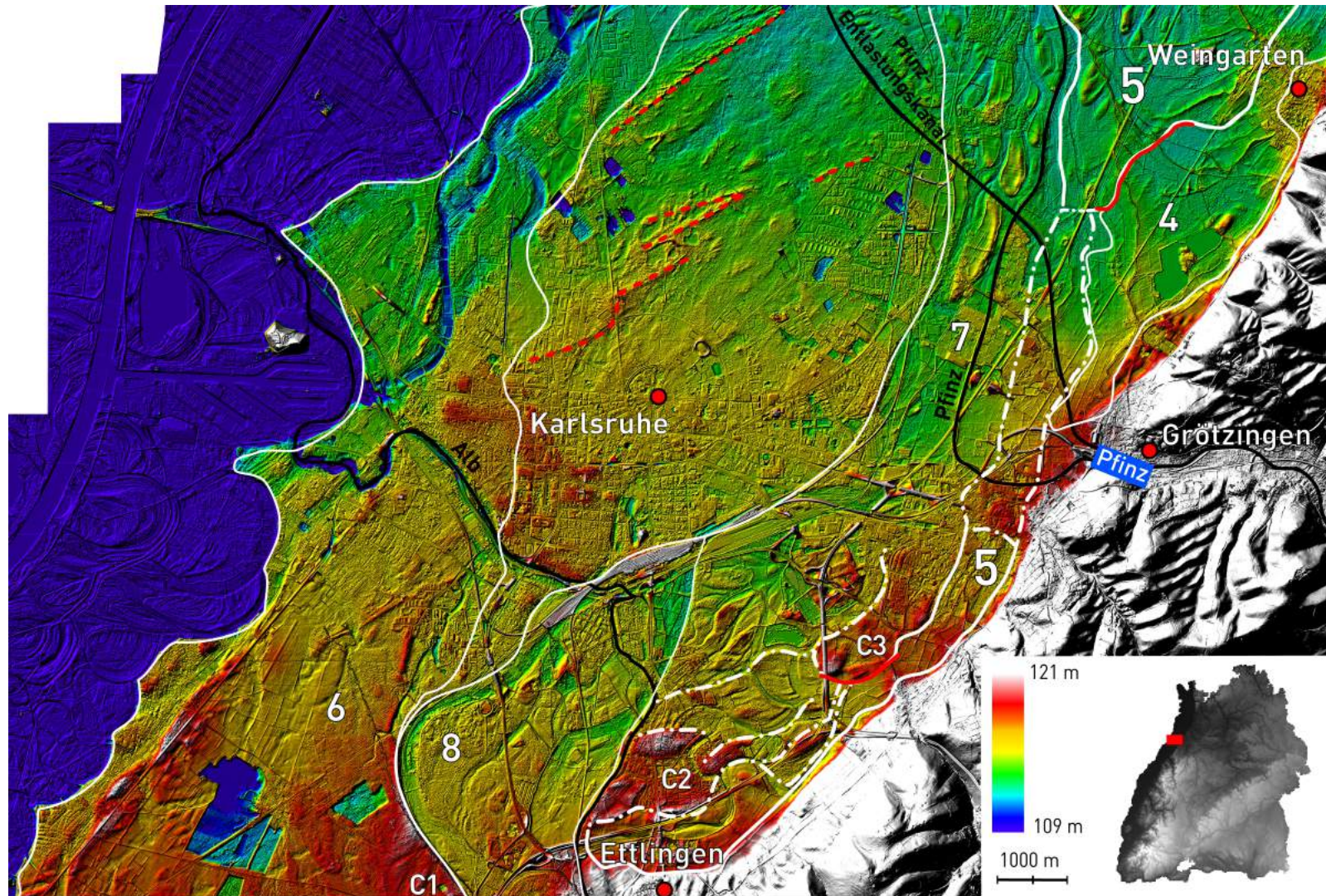


Abb. 83: Zwischen Ettlingen und Weingarten verzahnt sich Gebiet 5 (dicke weiße Linie) im Nordosten mit dem grabenrandparallelen Gebiet 4 und im Westen mit Gebiet 7. **Häufig können die Grenzen nicht eindeutig gezogen werden (Strichpunktlinien), jedoch liefern Geländekanten (rote Linie) eindeutige Hinweise auf zeitlich unterschiedliche Aktivität.** Die Ebenen C1, C2 und C3 liegen auf ähnlichen Höhenniveaus und zeigen Relikte eines einheitlichen, älteren fluvialen Vorläufersystems. Im Norden sind lange Einzeldünenkämme (rot gestrichelt) erhalten. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

Südlicher Abschnitt zwischen Ettlingen und Grötzingen

Der Bereich zwischen Ettlingen, Karlsruhe und Grötzingen ist im Detail in Abb. 84 dargestellt. Daraus wird ersichtlich, dass nördlich von Ettlingen Gebiet 5 von Gebiet 8 unterschritten ist (rot gestrichelte Linie), folglich ist Gebiet 5 älter als Gebiet 8. Auf unterschiedlichen Höhenlagen zeigt die unterschrittene Ebene Spuren dreier verschiedener fluvialer Systeme. Diese Systeme sind a) die höchsten Flächen C2 und C3 auf 116 bis 119 m (gelb, rot und weiß höhencodiert in Abb. 84); b) größere Flussschlingen, die zwischen Ettlingen und Grötzingen parallel zur Grabenschulter verlaufen und sich tief in die Umgebung eingeschnitten haben. Abschnittsweise fließt darin heute der Hägenichgraben und c) auf Höhenlage des Erlachsees sinusförmige Rinnen und Erhebungen (etwa 113 bis 116 m, blau, grün und gelb höhencodiert in Abb. 84). Obwohl diese drei Systeme miteinander verzahnt sind, ist aufgrund der unterschiedlichen Merkmale (Höhenlage und morphologische Gliederung) anzunehmen, dass unterschiedliche fluviale Systeme diese Strukturen zu unterschiedlichen Zeiten geformt haben. Deshalb gehören die sinusförmigen Rinnen (c) wahrscheinlich zu Gebiet 7 und die stark eingetieften Flussschlingen (b) zu Gebiet 5, im Mittel liegt Gebiet 5 topographisch höher als Gebiet 7.

Die großen Flussschlingen nördlich von Ettlingen sind stellenweise mehr als 2 m tief eingeschnitten und zu großen Teilen (nicht im westlichsten Abschnitt) vom Hägenichgraben durchflossen (Abb. 84). Im Gegensatz zu Gebiet 7 zeigt Gebiet 5 hier keine weiteren fluvialen Muster. Zwei Aspekte sprechen dafür, dass sich dieses Rinnensystem, dem heute teilweise der Hägenichgraben folgt, bis nach Grötzingen fortgesetzt hat. Zum einen ist die Fläche C3 im Südosten mit einer deutlichen Kante (rote Linie in Abb. 84) unterschritten, zum anderen ist die Oberfläche südlich von Grötzingen deutlich eingetieft und die Erhöhungen dazwischen stammen von Schwemmfächern beispielsweise des Wettersbach (Abb. 84).

Der anschließende Abschnitt nördlich von Grötzingen ist in den Abb. 83 und 85 dargestellt. Im Bereich um Grötzingen ist Gebiet 5 kaum auszumachen. Neben der Schüttung des Schwemmfächers der Pfinz (Abb. 83) ist das Gelände hier durch Straßen-, Städte- und Kanalbau stark überprägt. Ob das System bei Weingarten tatsächlich die Fortsetzung desselben Systems ist, kann im DGM nicht zweifelsfrei festgestellt werden. Die Strichpunktlinie in Abb. 83 zeigt mögliche Grenzziehung, wie Gebiet 5 als zwei getrennte oder ein zusammenhängendes Gebiet aussehen könnte. Dafür, dass Gebiet 5 ein zusammenhängendes Gebiet ist, spricht der notwendige Zufluss von Wassermassen in den nördlich gelegenen Teil. Außerdem gibt es im DGM keinerlei Hinweise dafür, wie das Gebiet 5 bei Grötzingen nach Westen entwässert haben könnte. Eine Geländekante zwischen Gebiet 4 und Gebiet 5 südwestlich von Weingarten (rot in Abb. 83) deutet darauf hin, dass der Zufluss auf Gebiet 5 in jüngster Vergangenheit nicht von dort aus Gebiet 4 kommen konnte. Im größeren Kontext ist die Fortsetzung von Gebiet 5 bis nördlich des Dutlacher Grabens in Abb. 85 zu sehen.

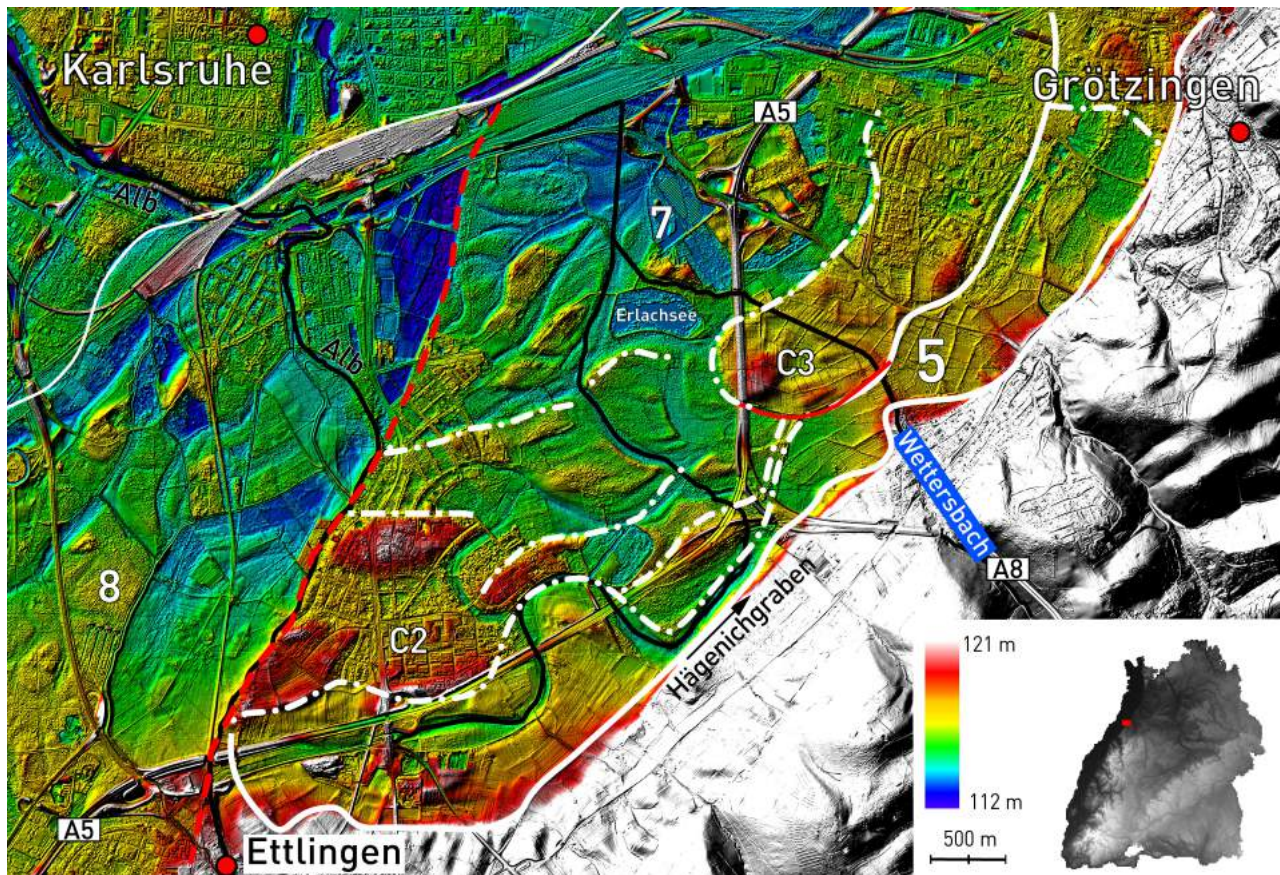


Abb. 84: Das Gebiet 8 schneidet Gebiet 7 und Gebiet 5 (dicke weiße Linie) mit einer Geländekante (rot gestrichelt) ab. Die Flächen C2 und C3 korrespondieren in ihrer Höhenlage und Morphologie und sowohl Gebiet 5 als auch Gebiet 7 haben sich darin eingeschnitten. **Gebiet 7 zeigt ein komplexes fluviales Muster mit mehreren Generationen, das sich mit Gebiet 5 verzahnt. Aus diesen Gründen ist eine eindeutige Abgrenzung der Gebiete 5 und 7 nicht möglich,** nur entlang einer Geländekante (durchgezogene rote Linie) ist die Abgrenzung von Gebiet 5 eindeutig. Verschiedene mögliche Grenzverläufe (Strichpunktlinien) sind eingezeichnet. A5 - Bundesautobahn. DGM mit LOD 5 und 20-facher Überhöhung.

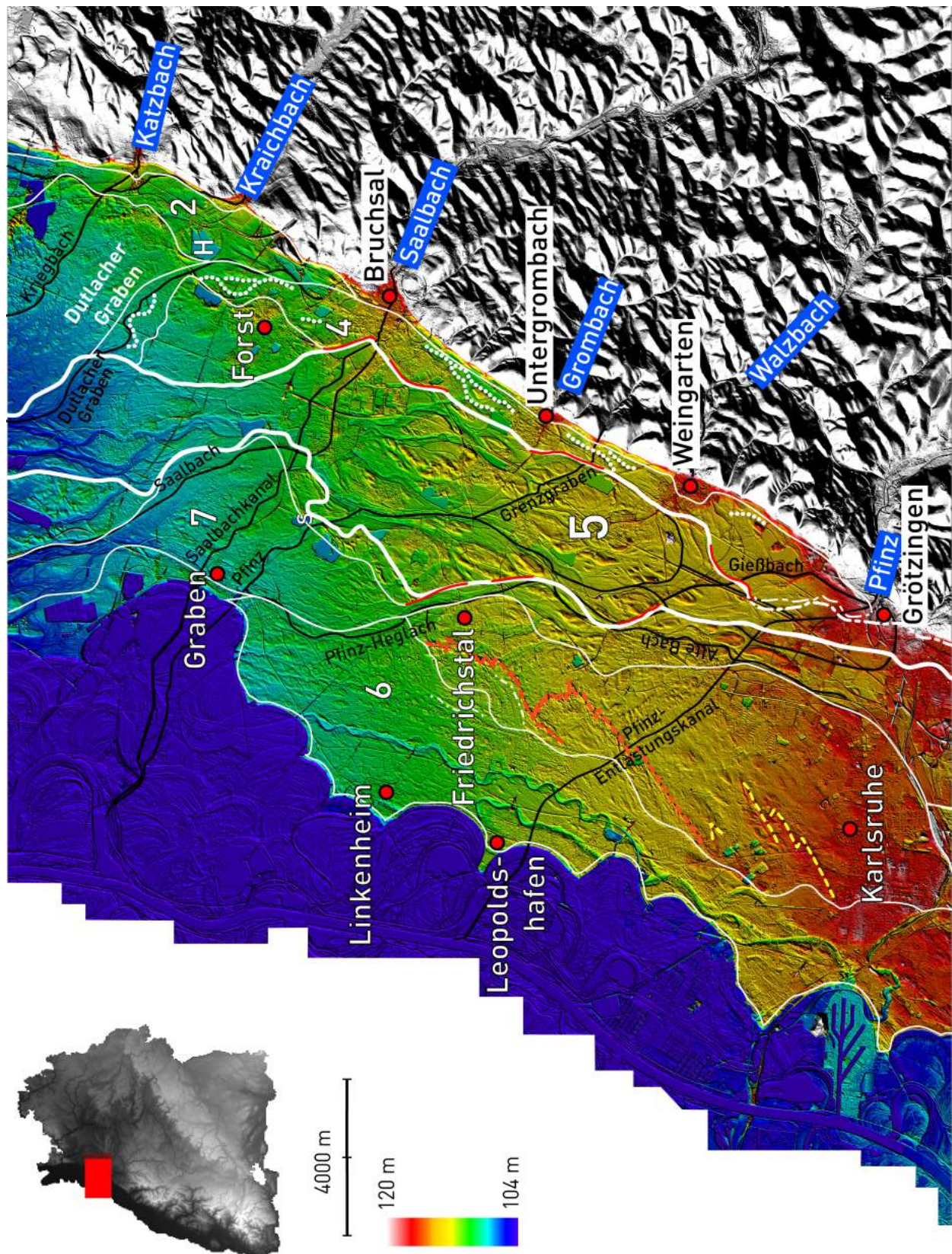


Abb. 85: Die Grenzen von Gebiet 5 (dicke weiße Linie) sind nur an wenigen Stellen (rote Linien) eindeutig und abschnittsweise unklar (Strichpunktlinie). **Zwischen Weingarten und Forst sind Relikte eines 5 km breiten verflochtenen Systems erhalten und zwischen Untergrombach und Bruchsal verzahnen die Gebiete 4 und 5.** Nördlich von Karlsruhe liegt ein ausgedehntes Dünenfeld mit Einzeldünenkämmen (gelb-orange gestrichelt). H - Heidensee, S - Sieben Erlen See. DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.

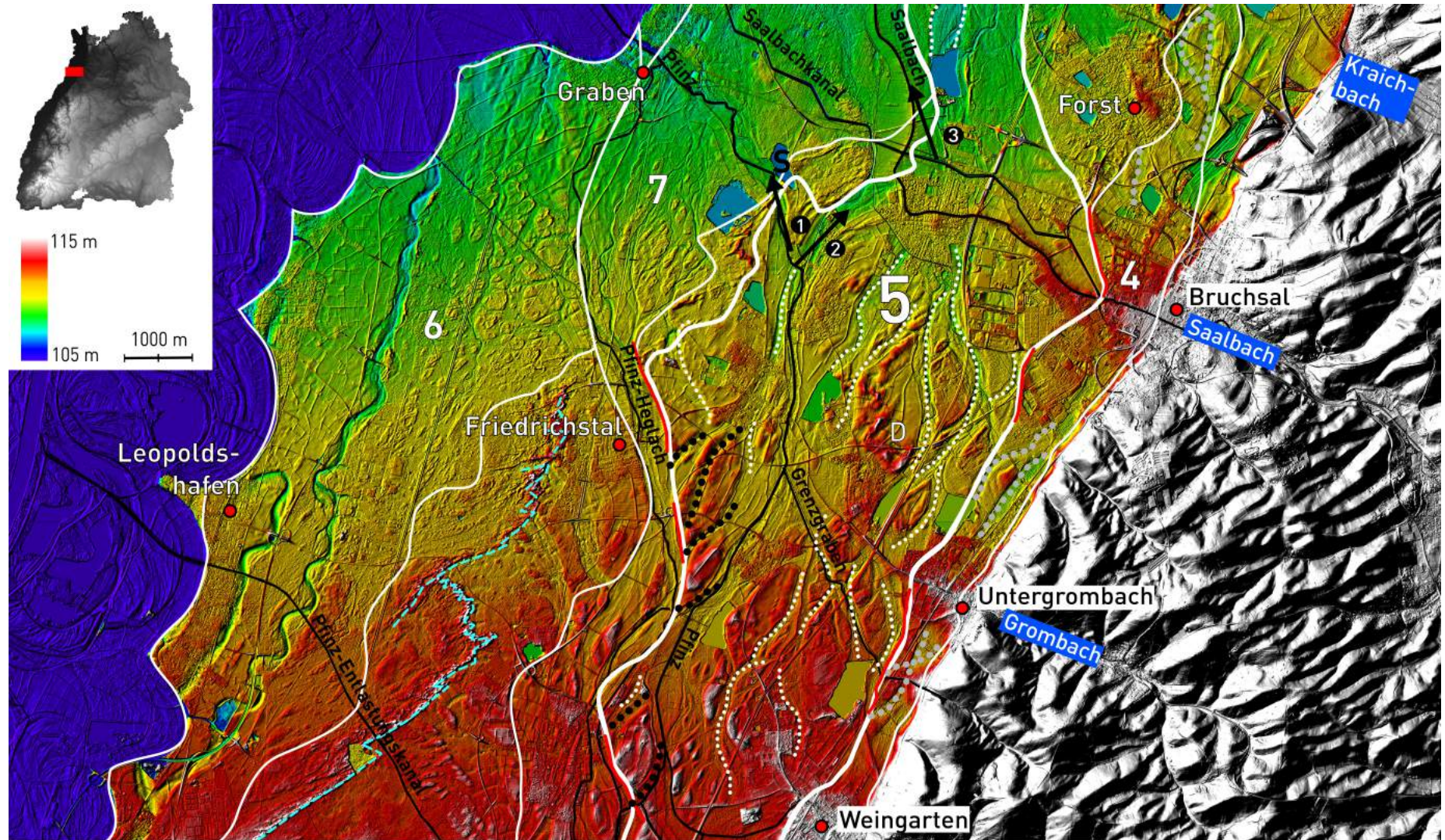


Abb. 86: Das Gebiet 5 (dicke weiße Linie) ist im Bereich zwischen Weingarten und Forst von einem weit verflochtenen Flusssystem (weiß kleingepunktet) geprägt, das mehrfach mit Gebiet 4 (grau großgepunktet) und Gebiet 7 (schwarz gepunktet) verzahnt. Deswegen ist die Grenze nur an wenigen Stellen (rote Linien) eindeutig. Die aktiven Fließgewässer 1 (Pfinz), 2 (Pfinzkanal) und 3 (Saalbach) nutzen Rinnen des verflochtenen Systems und vertiefen diese. **Auf den Sedimentbarren sind stellenweise reliktsche Dünen erhalten (D)** und südlich von Friedrichstal ein ausgedehnter Einzeldünenkamm (cyan gestrichelt). S - Sieben Erlen See. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

Der Abschnitt zwischen Weingarten und Forst

Im Vergleich zu den sich südlich und nördlich anschließenden Abschnitten, verbreitert sich Gebiet 5 zwischen Weingarten und Forst (Abb. 85) auf 5 km. Hier ist Gebiet 5 geprägt von Relikten (stromlinienförmige Sedimentbarren) eines weit verflochtenen Flusssystems (weiß gepunktet in Abb. 86), das häufig seinen Flusslauf verlagerte. Auf höher gelegenen Sedimentinseln sind reliktsch Sanddünen (D in Abb. 86) erhalten. Entsprechend ist davon auszugehen, dass auch die anderen Sedimentinseln aus Sanddünen aufgebaut sind. Gebiet 5 ist in diesem Abschnitt häufig sowohl mit Gebiet 4 als auch mit Gebiet 7 verzahnt. Die Verzahnung an der Ostgrenze mit Gebiet 4 ist bei Gebiet 4 (in Kapitel 6.8.7) diskutiert und in Abb. 81 zwischen Weingarten und Untergrombach beziehungsweise in Abb. 86 zwischen Weingarten und Bruchsal dargestellt. Dass Gebiet 4 dennoch ein eigenständiges System ist, zeigen stellenweise markante Geländekanten (rote Linien in Abb. 86), an denen Rinnen und Sedimentbarren unterschritten sind.

(Nord)westlich von Weingarten bilden angeschnittene Sedimentbarren (schwarz gepunktet) und Geländekanten (rote Linien, beides in Abb. 86) die Grenze zu Gebiet 7. Außerdem liegen die Sedimentbarren von Gebiet 5 auf einem höheren Niveau als diejenigen von Gebiet 7 und stellenweise liefert ein Unterschied in deren Ausrichtung Hinweise auf die Zuordnung zum jeweiligen Gebiet. Insbesondere im Bereich des Sieben Erlen Sees (südöstlich von Graben, S in Abb. 86) nutzen aktive Fließgewässer (1, 2 und 3 in Abb. 86) alte Rinnen, vertiefen diese und greifen in Gebiet 7 hinein.

Der Abschnitt von Forst bis Waghäusel

Nördlich von Forst verändert sich der Charakter des Gebiets 5 von verflochten zu anastomosierend, ist jedoch auf Abb. 85 und 87 eindeutig als Fortsetzung des verflochtenen Systems zu erkennen. Die Rinnen konzentrieren sich auf einen schmalen Bereich, sind eindeutig begrenzt, fließen enger beieinander, werden tiefer und zeigen einen stärker bogenartigen Lauf. Zwischen Forst und dem Dutlacher Graben ist Gebiet 5 im Osten durch eine markante Stufe begrenzt (rote Linie in Abb. 87), die zu den angrenzenden Flächen bis 7 m Höhenunterschied überwindet. Zwischen dem Dutlacher Graben und Reilingen ist Gebiet 5 in der Weise abgegrenzt, dass außerhalb des Gebiets degradierte Dünen das Landschaftsbild prägen, die innerhalb von Gebiet 5 nicht zu beobachten sind.

Lußheimer Landzunge und Verzahnung mit Gebiet 3

Sowohl die westliche Gebietsgrenze nördlich von Waghäusel, als auch die nördliche Grenze von Gebiet 5 bildet eine bis 8 m hohe Geländekante, die verlandete Rheinmäander in die Niederterrasse geschnitten haben (Abb. 87). Im Gegensatz zu Gebiet 3 zeigt Gebiet 5 in diesem Bereich keine degradierten Dünen, deshalb gilt dies als Abgrenzungskriterium zwischen Gebiet 3 und 5. Zu den durchgehenden Rinnen zwischen Gebiet 3 und Gebiet 5 und der Verzahnung der beiden Gebiete sei auf Kap. 6.8.5 (Gebiet 3) verwiesen.

Aus dem DGM geht hervor, dass die Gebiete 5, 6 und 7 vielerorts miteinander in Verbindung standen und eine komplexe gemeinsame Geschichte zeigen. Deshalb werde ich diese Gebiete im Zusammenhang in Kap. 6.8.12 diskutieren.

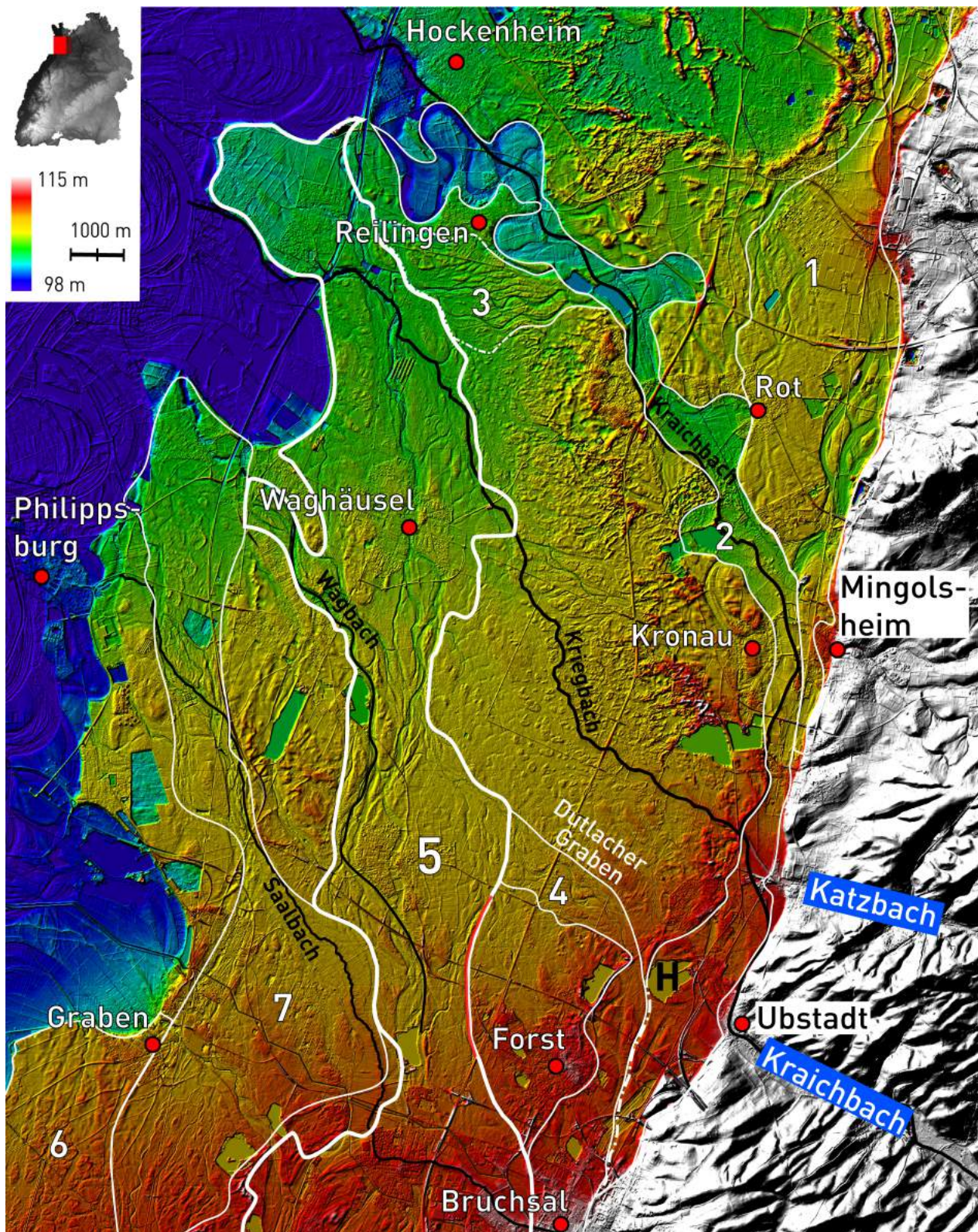


Abb. 87: Der Nordteil des Wagbach-Systems (Gebiet 5, dicke weiße Linie) zwischen Bruchsal und Hockenheim als farbhöhenkodiertes Schummerungsmodell. **Von Forst bis Waghäusel ist das Gebiet von einem anastomosierenden Flusslauf geprägt**, die heute aktiven Flüsse fließen in ehemals breiteren Flussläufen. Strichpunktlinien zeigen einen unsicheren Grenzverlauf an, wohingegen Geländekanten (rote Linien) eine eindeutige Gebietsgrenze anzeigen. H - Hardtsee. Im dargestellten Ausschnitt liegen auch zahlreiche (degradierte) Dünenfelder. DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung,

6.8.10 Gebiet 6 – Ufgau-System

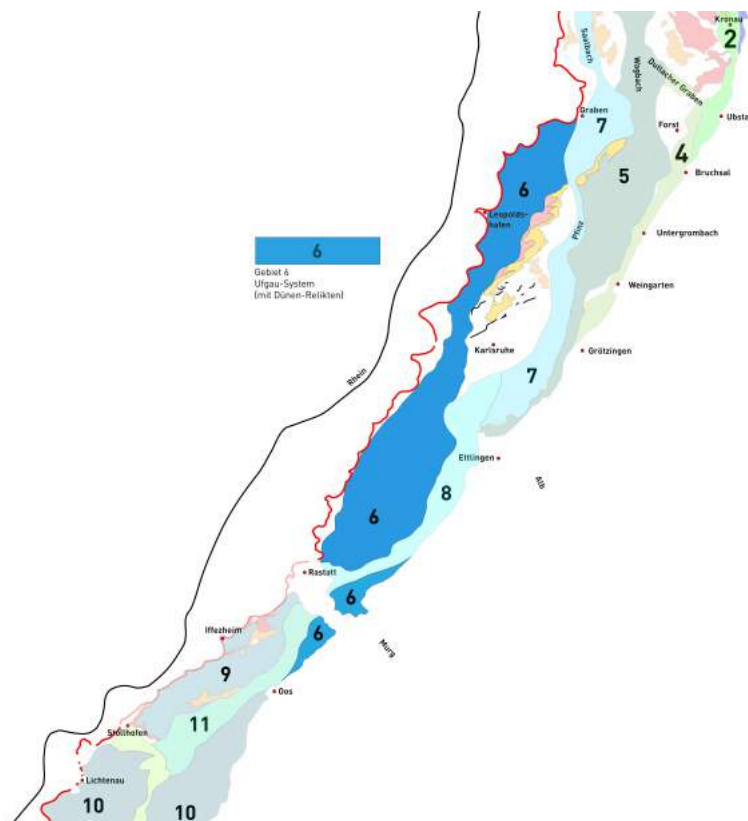


Abb. 88: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 6.

Das Gebiet 6 reicht etwa von Rastatt bis Graben, verläuft in weiten Teilen parallel zu den Gebieten 5, 7 und 8 am westlichen Rand der Niederterrasse (Abb. 88) und wird meistens von der Hochgestadekante abgeschnitten. In Abb. 89 ist der südliche Abschnitt von Rastatt bis Karlsruhe zu sehen und auf Abb. 90 der nördliche Abschnitt von Karlsruhe bis Graben. In der Übersicht über den südlichen Teil (Abb. 89) zeigt die Farbhöhenskalierung, dass der topographisch höchst gelegene Bereich im Südosten des Gebiets liegt und das Gelände nach Westen, also zum Rhein hin, geneigt ist. Dieselbe Tendenz ist im nördlichen Abschnitt (Abb. 90) zu beobachten, auch hier fällt das Gelände nach Nordwesten ein. Damit stellt Gebiet 6 eine natürliche Barriere zwischen dem Rhein und den weiter östlich verlaufenden Systemen der Gebiete 5, 7 und 8 dar.

Die Beobachtungen im DGM liefern folgende Zusammenhänge für das Gebiet 6:

- *Das gesamte Gebiet 6 ist überlagert von Dünen, die unterschiedlich gut erhalten und geformt sind.*
- *Weil Gebiet 6 höher liegt als die angrenzenden Gebiete 7 und 8 und von diesen unterschritten wird, ist Gebiet 6 älter als Gebiete 7 und 8.*

- Aufgrund der Höhenlage und der Tatsache, dass Gebiet 6 nach Westen einfällt, diente es als natürliche Barriere zwischen dem rheinischen System und dem späten Ostrandfluss.
- Wahrscheinlich bildete Gebiet 6 mit Gebiet 10 (Abb. 88) ursprünglich eine zusammenhängende Fläche. Als die Murg zum Rhein durchbrach, unterschneidet sie diese Fläche und durchtrennte Gebiet 6. Nördlich und südlich der Murg sind Bereiche erhalten, die aufgrund ihrer Morphologie und Höhenlage zu Gebiet 6 gerechnet werden (grau in Abb. 89).
- In diesem Zusammenhang hat sich der Federbach eingetieft und entwässert nach Südosten.
- Das Murgsystem hat eine Geländekante zu den Gebieten 6, 8, 9 und 11 (Abb. 88 und 89) ausgebildet und ist somit jünger beziehungsweise (noch) länger aktiv.
- Entlang der Hochgestadekante verläuft an der Westgrenze von Gebiet 6 eine klar definierte Rinne, welche die Fortsetzung einer Rinne aus Gebiet 10 (Abb. 88) ist.
- Im südlichen Abschnitt ist diese Rinne verzopft, geht im Großraum Karlsruhe in einen gestreckten Lauf über und bei Leopoldshafen in ein anastomosierenden bis mäandrierenden Lauf; weiter im Norden ist ihr Lauf wieder eher gestreckt.
- Dementsprechend hat sich die Rinne im südlichen Abschnitt wohl langsamer entwickelt als im nördlichen Abschnitt. Dort sind kaum Schlingenbögen zu erkennen, folglich hat sich die Rinne dort sehr schnell eingetieft.
- Die klar definierte Rinne entlang der Hochgestadekante hat ein Gefälle nach Norden, das im nördlichen Abschnitt geringer ist als das Gefälle der Niederterrasse. Also war die Rinne Teil eines sehr flach geneigten Systems und ist spätestens seit dem Unterschneiden der Niederterrasse nicht mehr aktiv.

Zwei Merkmale sind für Gebiet 6 charakteristisch: a) Das gesamte Gebiet ist überlagert von Dünen, die unterschiedlich gut erhalten und geformt sind und b) klar definierte, leicht bis stark mäandrierende, heute abflusslose Rinnen; im Süden ist das die Rinne entlang der Hochgestadekante mit etwa 2 km langen Bögen (weiße Punkte in Abb. 89). Nördlich von Karlsruhe entwickelt sie zunehmend kleinere Bögen (etwa 850 m bis 700 m, weiße Punkte in Abb. 90). Beide Merkmale stehen im Wechselspiel miteinander.

Abflusslose Rinne entlang der Hochgestadekante

Im Süden verläuft entlang der Hochgestadekante eine geschwungenen Hauptrinne, die tiefer eingeschnitten ist als von ihr abzweigende Nebenrinnen. In der Umgebung von Durmersheim (Abb. 89) unterschneidet die Hauptrinne mehrere Nebenrinnen, die Dünenrelikte sinusförmig umflossen. Im weiteren Verlauf bis Karlsruhe werden die Verzweigungen weniger, allerdings deuten zahlreiche Rinnen, die an der Hochgestadekante von Rheinmäandern abgeschnitten sind, auf eine ehemalige Fortsetzung des Systems nach Westen.

Die tief eingeschnittene Rinne entlang der Hochgestadekante zieht mäandrierend an Karlsruhe vorbei. Zwischen Karlsruhe und Leopoldshafen ist die Hauptrinne abschnittsweise begleitet von parallel verlaufenden, ähnlich ausgeprägten Rinnenrelikten (weiß gepunktet in Abb. 90) und im Stadtgebiet von Linkenheim liegt vermutlich ebenfalls ein Rinnenrelikt (weiß gepunktet in Abb. 91). Nördlich von Leopoldshafen und im Raum Linkenheim verläuft die Rinne mit einem Abstand von 1 bis 1,5 km östlich der Hochgestadekante, in diesem Abschnitt ist die Rinne besonders klar definiert und nur an wenigen Stellen lassen unterschrittene Bögen (cyan gepunktet in Abb. 91) vermuten, wie sich die Rinne als leicht mäandrierender Lauf entwickelt hat. Weil kaum angeschnittene Bögen und Schlingengenerationen vorhanden sind, hat sich die Rinne (in diesem Abschnitt) wohl sehr schnell eingeschnitten.

Zwischen Linkenheim und Graben wird die Rinne von einem Talmäander des Rheins abgeschnitten (Abb. 90 und 91). Wie zu erwarten und dem Gefälle von Gebiet 6 folgend, entwässerte die Rinne nach Norden. Jedoch ist sie bei Karlsruhe über 4 m in die Umgebung eingeschnitten, bei Leopoldshafen etwa 3 m und im „Mündungsbereich“ zwischen Linkenheim und Graben noch etwa 1,6 m. Somit ist das Gefälle der Rinne im Vergleich zum Gefälle des Hochgestades geringer. Dies zeigt an, dass a) die Rinne Teil eines sehr flach geneigten Systems war und b) die Rinne spätestens nach dem Unterschneiden des Hochgestades durch den rheinischen Talmäander nicht mehr aktiv war.

Der Wasserzufluss für die tief eingeschnittene Rinne an der Hochgestadekante kam sowohl von weiter südlich aus Gebiet 9 als auch von Westen, worauf die abgeschnittenen Nebenrinnen bei Durmersheim und Leopoldshafen hindeuten. Im Stadtgebiet von Rastatt zeigen bogenförmige Rinnenrelikte (weiß gepunktet in Abb. 89), dass diese Relikte sehr wahrscheinlich eine zusammenhängende Rinne mit der tief eingeschnittenen Rinne an der Hochgestadekante bildeten. Abb. 89 zeigt außerdem, dass die Murg starken Einfluss auf die Landschaftsgestaltung hatte, denn sie unterschneidet die ehemals zusammenhängende Fläche und trennte so die (Teil-) Gebiete 9 und 6 voneinander. In diesem Zusammenhang steht auch die Einschneidung des Federbachs; mehr dazu bei Gebiet 8 (Kap. 6.8.13). Weil die Murg noch aktiv ist, hat sich zwischen dem Murgsystem und den Gebieten 6 und insbesondere 8 eine Geländekante ausgebildet (rote Linie in Abb. 89).

Degradierete Dünenfelder im Gebiet 6

Im südlichen Abschnitt (Abb. 89) ist östlich der tief eingeschnittenen Rinne (weiß gepunktet in Abb. 89) zwischen Malsch, Durmersheim und Karlsruhe ein stark fluvial überprägtes Dünenfeld zu erkennen. Die sinusförmigen Dünenrelikte deuten auf ein verflochtenes Flusssystem hin und die umfließenden Rinnen sind breit und flach. Aufgrund der Geländekanten (schwarze Linien in Abb. 89) sind die Rinnen dennoch gut zu erkennen. Sie verlaufen nahezu Nord-Süd und damit im spitzen Winkel auf die Südwest-Nordost-ausgerichtete tiefe Rinne an der Hochgestadekante. Die Rinnenformen und die Ausrichtung der Dünen lassen eine ehemalige Verzahnung mit Gebiet 8 vermuten; dies ist ausführlich bei Gebiet 8 beschrieben (Kap. 6.8.13, Abb. 103). Fraglich bleibt, woher der Wasserzustrom für das verflochtene Flusssystem dieser flachen Rinnen kam. Nach der

topographischen Karte (Top25 Viewer) ist das Gelände bewaldet und in den Rinnen fließt kein Wasser; sie haben nicht einmal Namen, da sie im Gelände nur von einem geübten Auge zu erkennen sind.

In der nördlichen Hälfte von Gebiet 6 liegt an der Ostgrenze ein Dünenfeld, das markante Dünenkämme ausgebildet hat (gelb-orange in Abb. 90). Innerhalb des Dünenfeldes verändern sich die Dünenformen von eher sinusförmigen, langaushaltenden Dünenzügen südwestlich von Friedrichstal zu zungenförmigen Dünen, die weiter nordwärts übergehen in ein Dünenmosaik (zungenförmige Dünen und Mosaikdünen in Abb. 91 nordwestlich von Friedrichstal). Die Abgrenzung zu diesem Dünenfeld kann nicht anhand eindeutiger Hinweise gezogen werden, deswegen sind in Abb. 90 mit einer weißen Strichpunktlinie verschiedene mögliche Grenzverläufe eingezeichnet.

Zwischen Friedrichstal, Linkenheim und Graben (Abb. 91) ist das Dünenfeld nahezu komplett bewaldet und von zahlreichen Rinnen mit unterschiedlicher Morphologie durchsetzt. Parallel zum Hirschgraben verläuft eine Nord-Süd-ausgerichtete Rinne (schwarz gepunktet in Abb. 91), die heute kein Wasser führt, aufgrund ihres Aussehens jedoch vermuten lässt, in jüngster Vergangenheit ein Bach gewesen zu sein, der in die Alte Bach mündete. Nördlich der Alten Bach ist eine morphologisch ähnlich ausgeprägte Rinne zu erkennen (schwarz gepunktet in Abb. 91), die etwas mehr verwaschen erscheint. Auch diese könnte eine mögliche Fortsetzung des ehemaligen Bachlaufs sein. Beide Rinnen ähneln in Form und Ausrichtung der weiß gepunkteten Rinne an der Hochgestadekante, sind aber kleiner. Parallel zur nördlichen schwarz gepunkteten Rinne (Abb. 91) verlaufen zahlreiche weitere Rinnen Süd-Nord (weiß gestrichelt in Abb. 91), die alle das stark degradierte Dünenfeld unterschneiden und vom Talmäander des Rheins abgeschnitten werden. Ihr Relief ist sehr viel flacher als das Relief der schwarz gepunkteten Rinnen.

Hauptsächlich südlich der Alten Bach und östlich des Hirschgrabens sind degradierte Dünen und zwischen den Dünenmosaiken ein Netzwerk ehemaliger Rinnen erhalten; die deutlichsten Rinnen sind in Abb. 91 schwarz gestrichelt. Der Hirschgraben verläuft etwa entlang der westlichen Ausläufer des Dünenfeldes und auf Abb. 91 ist zu erkennen, dass dieser Übergang einhergeht mit mehr Südost-Nordwest-ausgerichteten Rinnen (schwarz gestrichelte Linien in Abb. 91) im dünenarmen Bereich. Diese verdeutlichen sehr gut, dass das Gebiet im Gegensatz zum benachbarten Gebiet 7 nach (Nord-)Westen einfällt; dort sind vergleichbare Rinnen nach Nordosten (blau gestrichelt in Abb. 91) gerichtet.

Aus dem DGM geht hervor, dass die Gebiete 5, 6 und 7 vielerorts miteinander in Verbindung standen und eine komplexe gemeinsame Entwicklungsgeschichte zeigten. Deshalb werde ich diese Gebiete im Zusammenhang in Kap. 6.8.12 diskutieren.

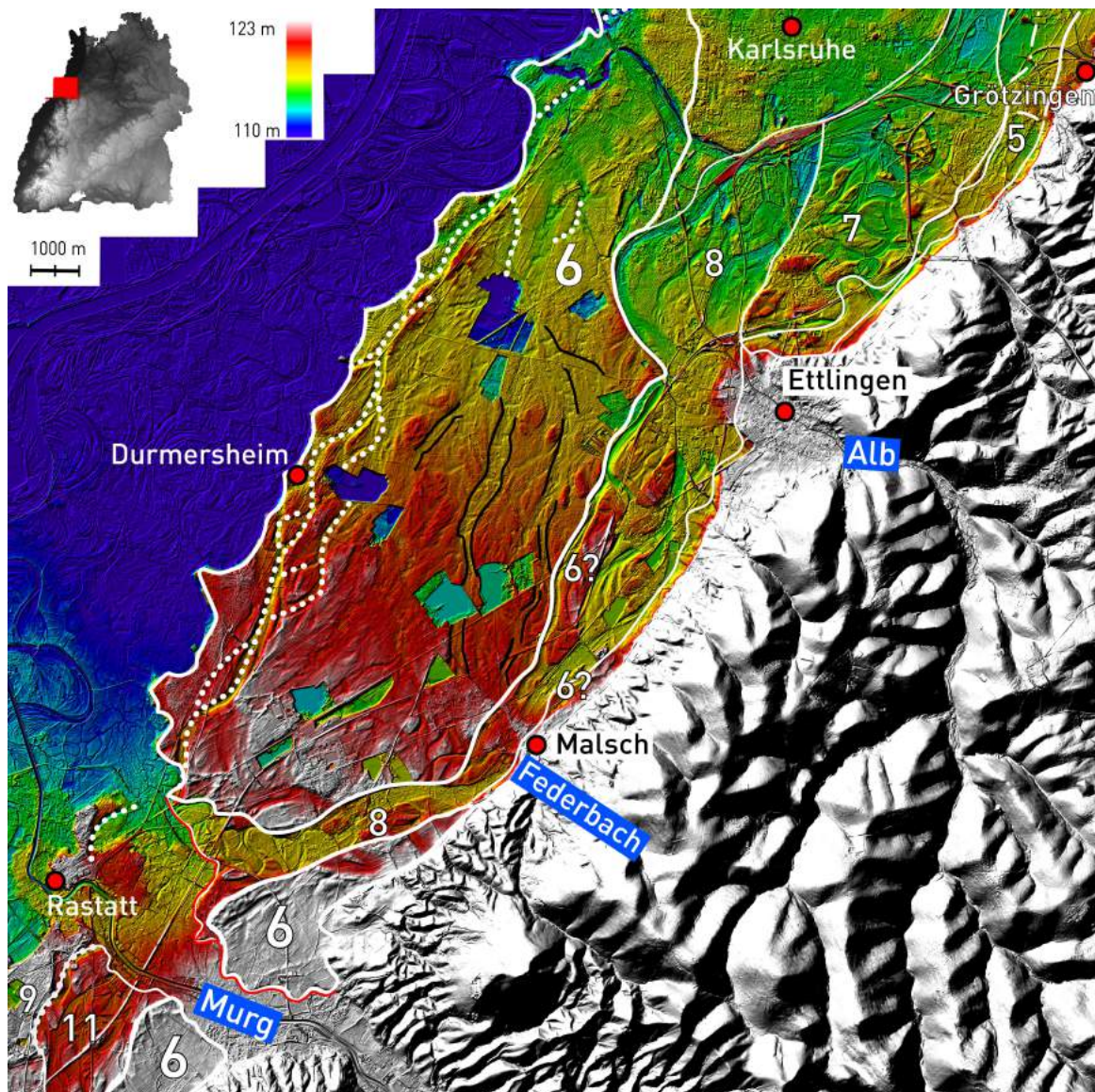


Abb. 89: Im Südteil ist Gebiet 6 (dicke weiße Linien) in **mehrere (mögliche „6?“) Teilgebiete** zerteilt. **Entlang der Hochgestadekante verläuft ein tief eingeschnittenes Rinnensystem (weiß gepunktet)** mit etwa 2 km langen Bögen. Östlich davon zeigen stark degradierte Dünenfelder Relikte eines verzopften Flusssystems. Darin haben sich **flache, breite Rinnen mit Geländekanten (schwarze Linien) eingeschnitten**. Gebiet 6 ist von Gebiet 8 unterschritten. Im Süden hat sich das Murgsystem eingeschnitten und zu Gebiet 6 und 8 eine Geländekante (rote Linie) geschaffen. DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.

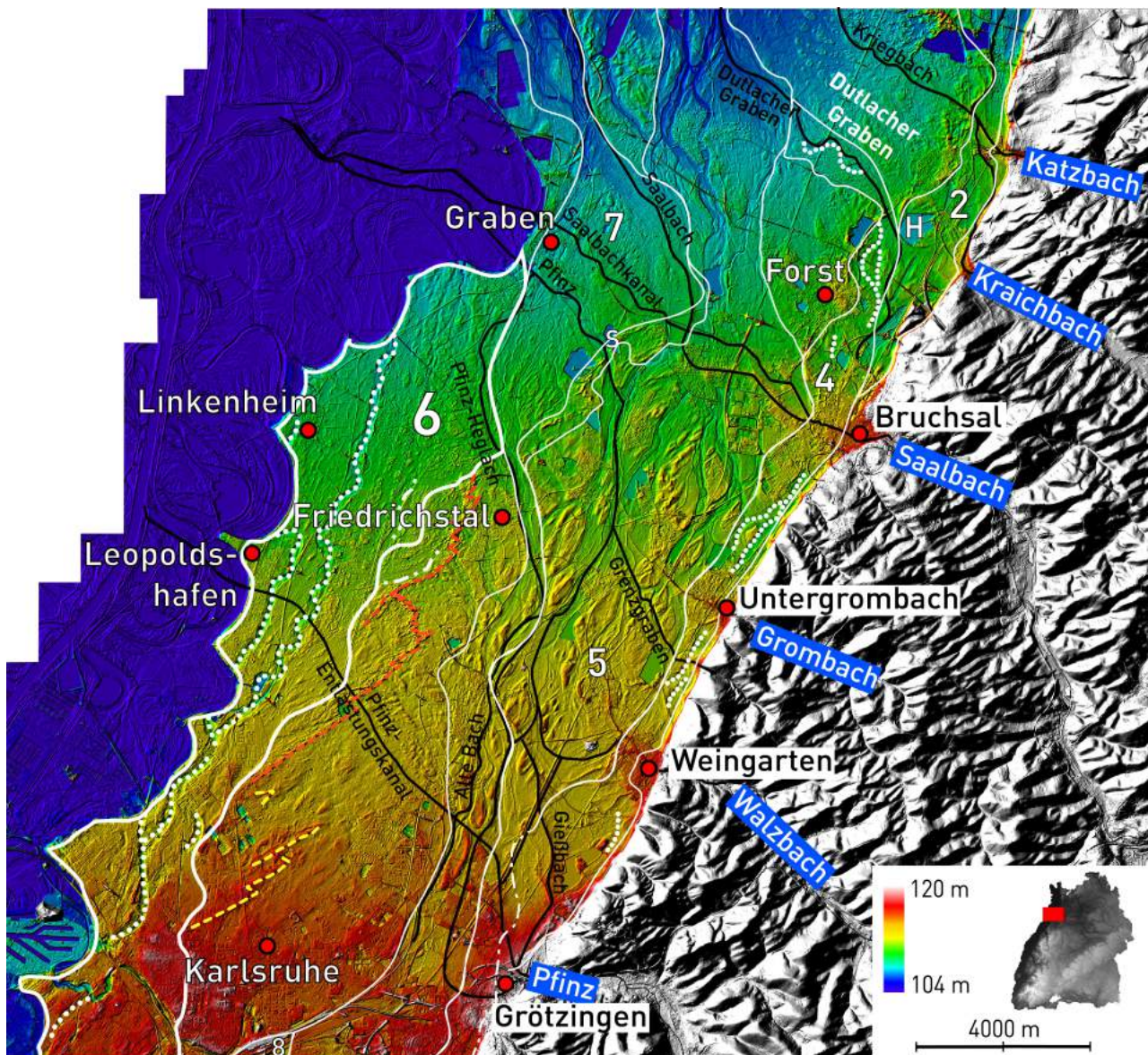
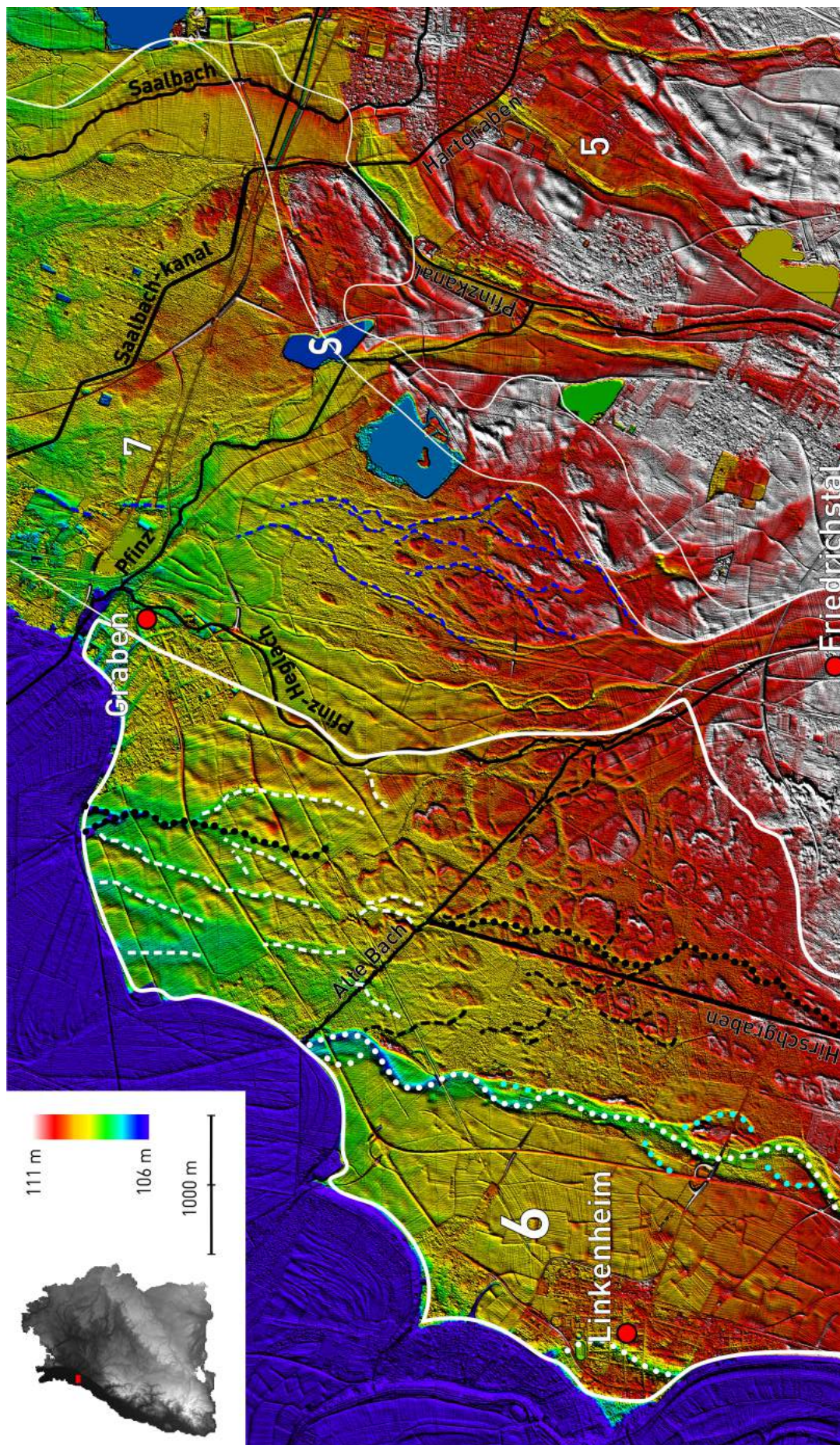


Abb. 90: Im nördlichen Abschnitt von Gebiet 6 (dicke weiße Linie) **zwischen Karlsruhe und Graben verläuft entlang der Hochgestadekante eine tief eingeschnittene, verlandete Rinnen (weiß gepunktet)**. An der Ostgrenze schließt an Gebiet 6 **Dünenkämme** (gelb-orange gestrichelt) und ein **ausgedehntes Dünenfeld** an. <hier sind verschiedene Grenzverläufe möglich (Strichpunktlinien). H - Heidensee, S - Sieben Erlen See. DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.

Abb. 91 : Entlang der Hochgestadekante im nördlichen Bereich von Gebiet 6 (dicke weiße Linie) zieht sich eine **tief eingeschnittene Rinne** (weiß gepunktet), die abzweigende Bögen (cyan gepunktet) unterschneidet. Im östlichen Grenzgebiet treten **unterschiedlich stark degradierte und fluvial überprägte Dünen** auf, die wahrscheinlich von einem ehemaligen Bachlauf (schwarz gepunktet) durchzogen sind. Dessen Süd-Nord-Ausrichtung ähneln weiter nördlich **zahlreiche flachere Rinnen** (weiß gestrichelt). Im Unterschied dazu sind die schwarz gestrichelten **Rinnen Südwest-Nordost ausgerichtet** und laufen auf die Rinne an der Hochgestadekante zu. Vergleichbare Rinnen im Gebiet 7 (blau gestrichelt) sind nach Nordosten gerichtet. DGM mit LOD 5 und 20-facher Überhöhung.



6.8.11 Gebiet 7 – Grabener Rinne

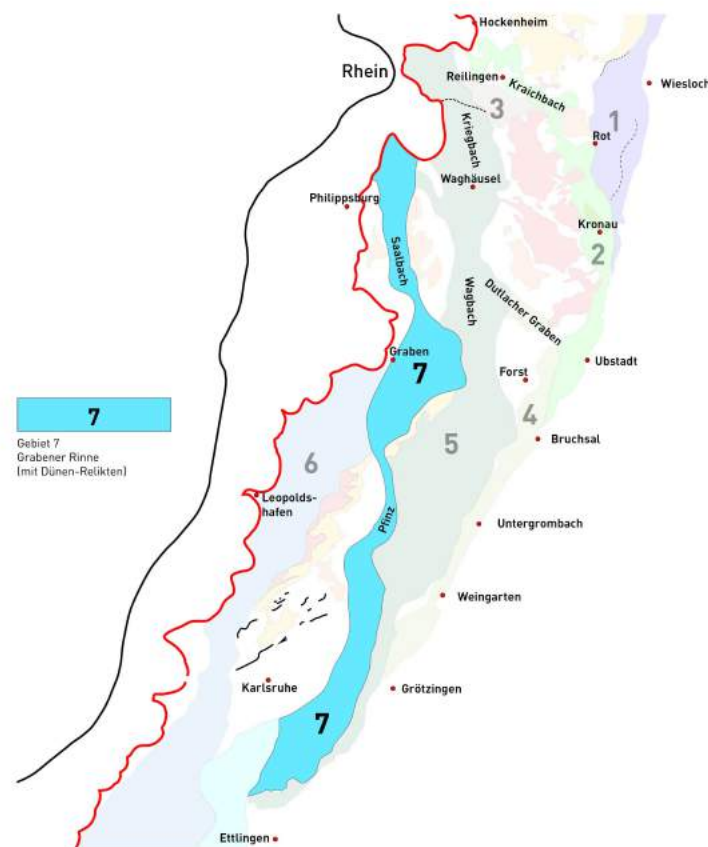


Abb. 92: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 7.

Das Gebiet 7 verläuft parallel zwischen den beiden Gebieten 5 im Osten und 6 im Westen und erstreckt sich von Ettlingen im Süden über Karlsruhe und Graben bis Philippsburg im Norden (Abb. 92). Die Beobachtungen innerhalb des Gebiets 7 lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- *Im Süden ist Gebiet 7 von Gebiet 8 unter Schnitten und müsste demzufolge müsste Gebiet 8 jünger oder länger aktiv gewesen sein als Gebiet 7. Möglicherweise ist das Unterschneiden von Gebiet 7 auch damit zu erklären, dass die Alb (Abb. 93) an dieser Stelle heute aktiv entwässert und dabei eine Erosionskante geschaffen hat.*
- *Die Flächen C1, C2 und C3 (Abb. 93) sind Relikte eines alten, möglicherweise zusammenhängenden fluvialen Systems und machen eine ehemalige Verbindung der Gebiete 5, 6 und 7 wahrscheinlich.*
- *In die Flächen C2 und C3 sind Rinnen eingeschnitten, welche die Gebiete 5 und 7 miteinander verzahnen (weiß gepunktet in Abb. 94). Sie sind jünger als die Flächen C2 und C3 und verweisen ebenfalls auf eine Verbindung der Gebiete 5 und 7.*

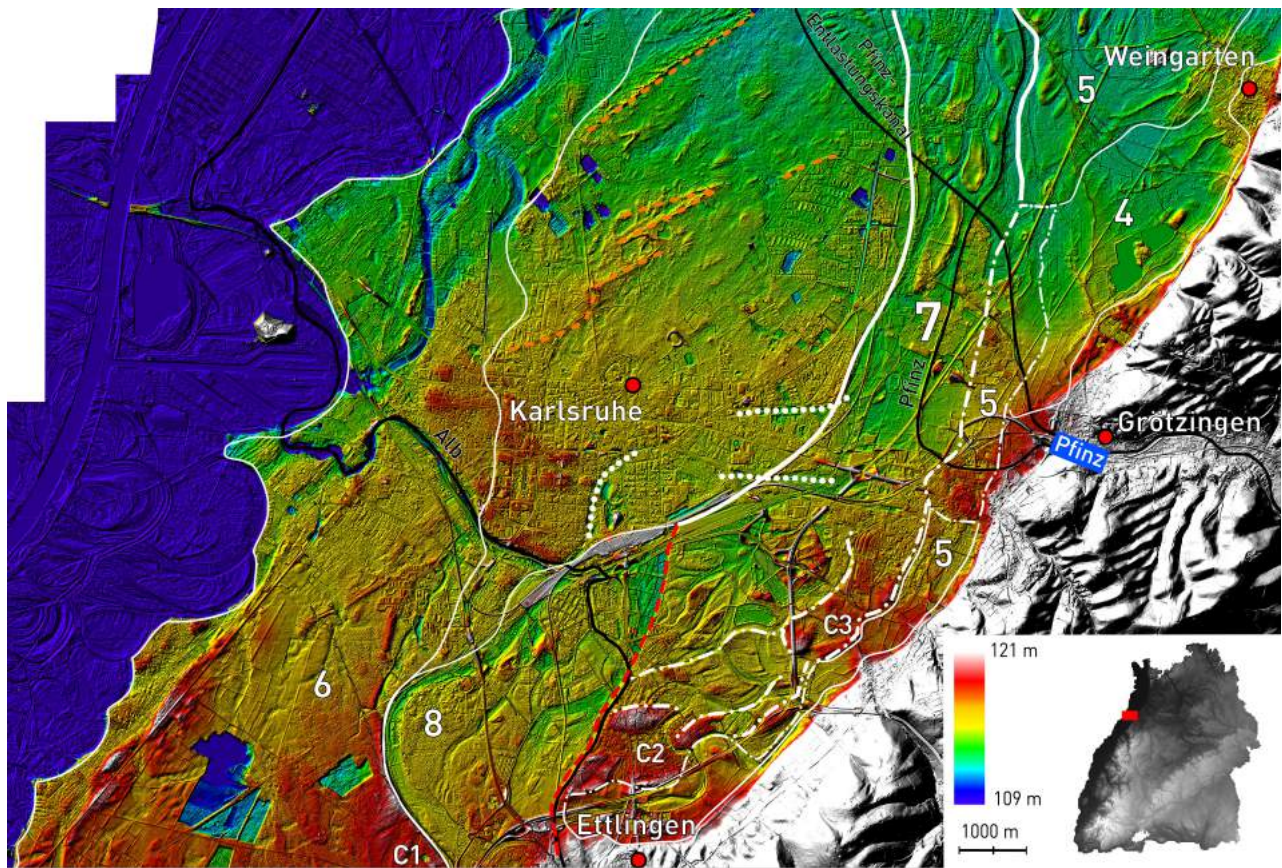


Abb. 93: Gebiet 7 (dicke weiße Linie) wird im Süden von Gebiet 8 durch eine Geländekante (rot gestrichelt) abgeschnitten und verzahnt zwischen Ettligen und Weingarten mit Gebiet 5 (Strichpunktlinien). Rinnen (weiß gepunktet) im Stadtgebiet von Karlsruhe zeigen eine mögliche Verbindung der Gebiete 7 und 8 an, ebenso zeigen die Flächen C1, C2 und C3 morphologische Ähnlichkeiten, die auf eine **ehemalige Verbindung der Gebiete 5, 6 und 7** hindeutet. DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.

- Noch tiefer eingeschnitten sind die schwarz gepunkteten Rinnen in Abb. 94, die länger/später aktiv waren und keine Verbindung zu Gebiet 5 aufweisen.

Beziehung von Gebiet 7 zu den Gebieten 5, 6 und 8 zwischen Ettligen und Grötzingen

Zwischen Ettligen und Weingarten verzahnen die Gebiete 5 und 7 (vergleiche Gebiet 5 in Kap. 6.8.9 und Strichpunktlinien in Abb. 93). Aus der Detailansicht (Abb. 94) wird außerdem ersichtlich, dass a) Gebiet 8 sich mit einer maximal 3 m hohen Stufe in Gebiet 7 einschneidet (rot gestrichelt) und b) Gebiet 7 zwischen Ettligen, Karlsruhe und Grötzingen geprägt ist von einem komplexen fluvialen Muster, das sich unterschiedlich stark eingetieft hat.

Die höchsten Erhebungen von Gebiet 7 zwischen Ettligen und Grötzingen korrelieren mit der durchschnittlichen Höhenlage von Gebiet 5 (Abb. 93). Als höchste Erhebungen sind auf Abb. 94 die Flächen C2 und C3 von beiden Systemen (Gebiet 5 und Gebiet 7) abgeschnitten. Auffällig ist, dass die Flächen C2 und C3 trotz ihres höheren Niveaus sowohl mit dem System von Gebiet 5 als auch mit dem System von Gebiet 7 verzahnen und die Gebiete 5 und 7 auch direkte Verbindungen

aufweisen (weiß gepunktet in Abb. 94). Somit lassen sich die Gebiete in diesem Abschnitt nicht eindeutig abgrenzen (Strichpunktlinien in Abb. 93 und 94).

In der Übersicht über diesen Bereich (Abb. 93) ist außerdem zu sehen, dass die Flächen C2 und C3 dieselben morphologischen Strukturen aufweisen wie die Fläche C1 in Gebiet 6 und weder Gebiet 5 noch Gebiet 7 eindeutig zuzuordnen sind. Das Niveau der Fläche C1 liegt auf etwa 117,5 m, das von C2 auf 117 m und das von C3 auf etwa 116 m, somit ist das Gefälle dieser Flächen also leicht nach Nordosten gerichtet. Diese Beobachtungen legen nahe, dass die Flächen C1, C2 und C3 Relikte eines älteren, einheitlichen fluvialen Systems sind, welches vor dem Einschneiden der Gebiete 5, 7 und 8 vorhanden war und in Zusammenhang mit dem jetzigen Gebiet 6 stand.

Die Höhenniveaus der Rinnen, welche die beiden Gebiete 5 und 7 miteinander verzahnen (weiß gepunktet in Abb. 94) liegen tiefer als die Flächen C1 bis C3 und weisen darauf hin, dass zu einem späteren Zeitpunkt eine Verbindung zwischen den Gebieten 5 und 7 bestand. Weil die schwarz gepunktete Rinnen in Abb. 94 noch tiefer eingeschnitten sind, haben sich die Gebiete 5 und 7 danach vermutlich unabhängig voneinander entwickelt. Sowohl die Rinnentiefen als auch die Form der Sedimentbarren in diesem Bereich von Gebiet 7 deuten auf mindestens zwei Generationen des fluvialen Systems (schwarz gepunktet und weiß gestrichelt in Abb. 94). Ein System ist durch kleinere Rinnen dokumentiert (weiß gestrichelt in Abb. 94), die wiederum tiefer liegen als die schwarz gepunktete Rinnen (Abb. 94), deshalb ist davon auszugehen, dass dies das jüngere fluviale System ist.

Mit diesen Beobachtungen drängt sich die Frage auf, woher der Wasserzulauf für Gebiet 7 kam. Aus Abb. 94 ist ersichtlich, dass die Geländekante (rot gestrichelte Linie) zwischen Gebiet 7 und 8 Rinnen in Gebiet 7 abschneidet, folglich muss dazwischen vormals eine Verbindung existiert haben. Im größeren Kontext sind im Stadtgebiet von Karlsruhe Rinnen (weiß gepunktet in Abb. 93) zu erkennen, die eine Verbindung zwischen den Gebieten 7 und 8 vermuten lassen und so den Wasserzulauf für Gebiet 7 erklären könnten.

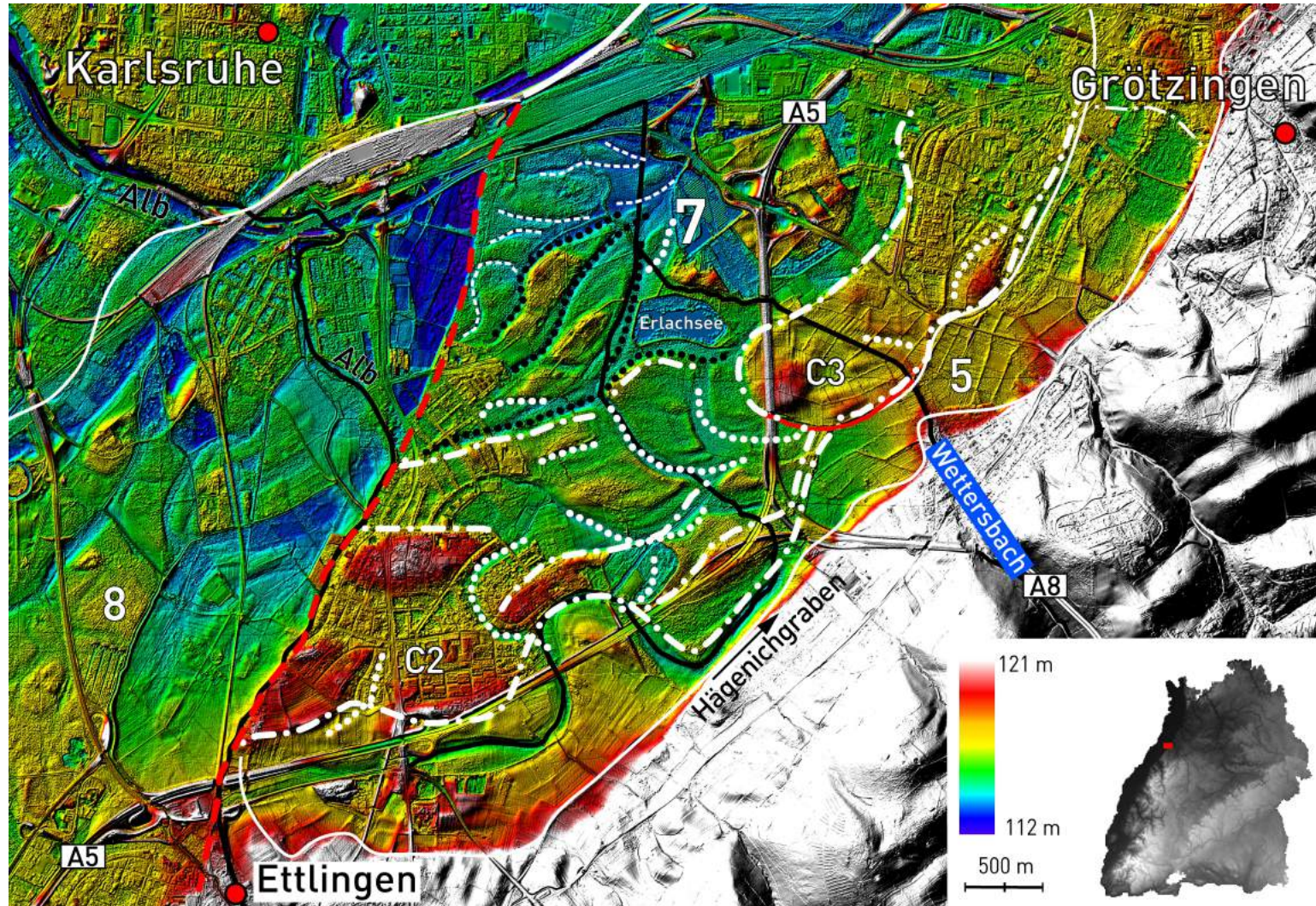


Abb. 94: In Gebiet 7 (dicke weiße Linien) schneidet sich Gebiet 8 mit einer Geländekante (rot gestrichelt) ein. Die **Flächen C2 und C3 korrespondieren in ihrer Höhenlage und Morphologie** und sowohl Gebiet 5 als auch Gebiet 7 haben sich darin eingeschnitten und verzahnen hier (weiß gepunktet). Gebiet 7 zeigt darüber hinaus ein **komplexes fluviales Muster** mit mehreren Generationen (älter: schwarz gepunktet, jünger: weiß gestrichelt). Aus diesen Gründen ist eine eindeutige Abgrenzung der Gebiete 5 und 7 nicht möglich, **verschiedene mögliche Grenzverläufe** (Strichpunktlinien) sind eingezeichnet, entlang einer Geländekante (rote Linie) ist die Abgrenzung von Gebiet 5 eindeutig. DGM mit LOD 5 und 20-facher Überhöhung.

Abschnitt zwischen Grötzingen und Friedrichstal

Im weiteren Verlauf zeigt Gebiet 7 zwischen Grötzingen und Friedrichstal (Abb. 95) wenige hundert Meter breite (200 bis 500 m) und mehrere hundert Meter lange (400 bis 1 400 m) Sedimentbarren, die nahezu Nord-Süd ausgerichtet sind. Sie prägen eine breite, grabenartige Rinne, die im Osten immer, im Westen stellenweise von einer deutlichen Kante im Gelände begrenzt ist. Im Osten grenzt Gebiet 5 an, dessen Rinnen und Sedimentbarren von Gebiet 7 ab- und unterschritten sind. Im Westen grenzt hier ein Dünenfeld an Gebiet 7 (gelb-orange gestrichelte Linien in Abb. 95). Obwohl Gebiet 7 hier also deutlich als schmale Rinnenstruktur ausgebildet ist, fließt darin nur die Alte Bach. Diese wurde zur Entwässerung der Wiesen angelegt, verläuft parallel zur Pfinz und mündet in diese. Damit sich ein so deutliche Rinne mit so großen Sedimentbarren ausbilden konnte, müssen jedoch größere Wassermassen gewirkt haben.

Auf größere Wassermassen weist auch eine 110 m breite bogenförmige Rinne (weiß gepunktet in Abb. 96) an der Westgrenze von Gebiet 7 südlich von Friedrichstal. Bemerkenswert ist, dass das Gefälle eindeutig nach Süd(osten) geneigt ist und in der Rinne heute kein Gewässer fließt. Außerdem ist die Bogenform in dieser Umgebung als Einzelfall auffällig. Alle anderen Formen lassen sich als Relikte eines verzopften Flusssystems deuten; der deutlich größere Bogen ist am ehemaligen Prallhang durch eine markante, 1 m hohe Kante begrenzt und deutet eher auf ein mäandrierendes Flusssystem. In der näheren Umgebung sind keine weiteren bogenförmigen Rinnen zu erkennen, möglicherweise könnte eine Verbindung zu Gebiet 5 und den schwarz gepunkteten Rinnen in Abb. 96 bestanden haben; allerdings passen die Rinnenformen und Höhenniveaus nur bedingt zueinander.

Weitere Rinnen sind auf das Gebiet 7 hin ausgerichtet: In Abb. 96 zeigen West-Ost-verlaufende Rinnen (weiße gestrichelte Linien), dass Teile des Dünenfeldes in das System von Gebiet 7 entwässerten und somit zum Wasserzulauf beitrugen. Am ehesten spiegeln die Alte Bach und die Pfinz-Heglach den Verlauf des ehemaligen fluvialen Systems wider, allerdings weisen sie stellenweise begradigte Abschnitte auf und sind nicht naturbelassen.

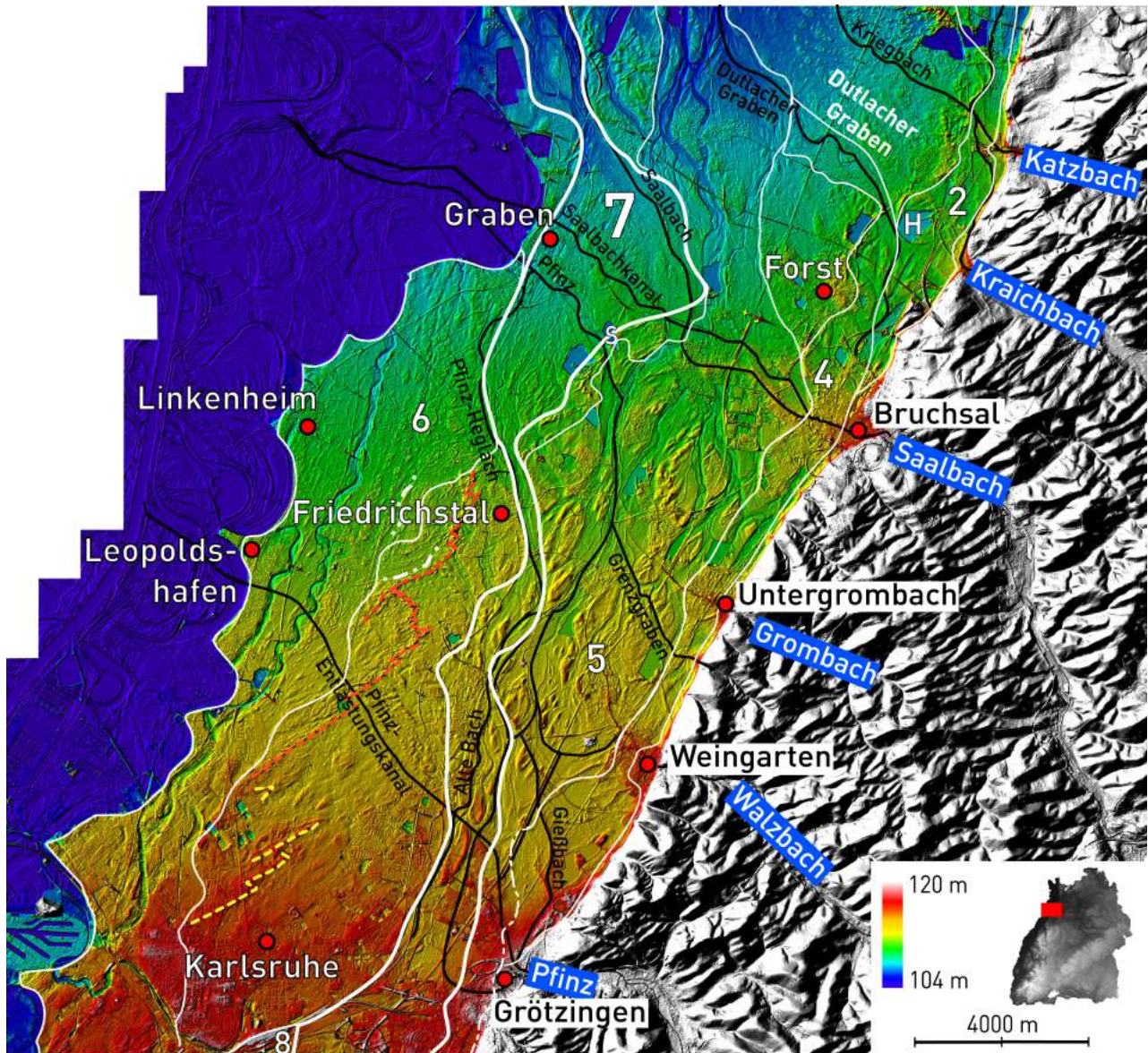


Abb. 95: Gebiet 7 (dicke weiße Linie) ist zwischen Grötzingen und Friedrichstal rinnenartig angelegt. Nördlich von Friedrichstal entwickelt es sich zu einem breiten System. Im Westen von Gebiet 7 liegt ein **ausgedehntes Dünenfeld mit Einzeldünenkämmen** (gelb-orange gestrichelt). H - Heidensee, S - Sieben Erlen See. DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.

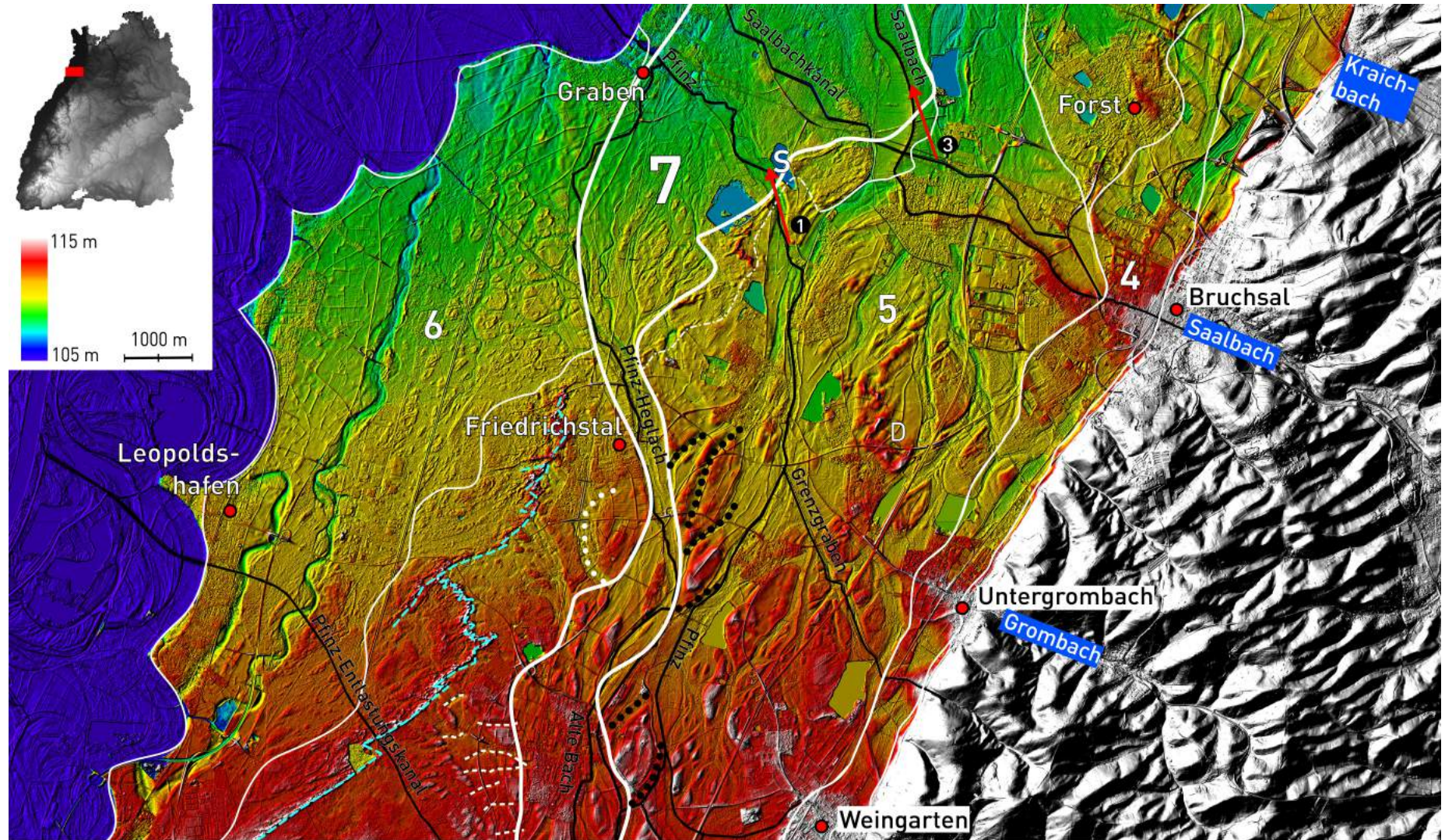


Abb. 96: Gebiet 7 (dicke weiße Linie) zeigt **Relikte eines verzopften Systems**. Allerdings ist an der Westgrenze südlich von Friedrichstal eine Rinne (weiß gepunktet) erhalten, die nach Süden einfällt und auf ein mäandrierendes System hindeutet. Möglicherweise war sie mit Rinnen (schwarz gepunktet) in Gebiet 5 verbunden. **Teile des Dünenfeldes mit Dünenkämmen (cyan gestrichelt) entwässerten über kleine Rinnen (weiß gestrichelt) in Gebiet 7.** Heute entwässern die aktiven Fließgewässer 1 - Pfinz und 3 - Saalbach (Pfeile) Gebiet 5 über Gebiet 7 und die dortigen Dünen (D). S - Sieben Erlen See. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

Der Abschnitt nördlich von Friedrichstal mit degradierten Dünenfeldern

Nördlich von Friedrichstal verbreitert sich das Gebiet 7. Die große Rinnenstruktur setzt sich zwar noch etwa 1 km weiter nach Norden fort, dies ist an markanten Geländekanten (blaue Linien in Abb. 97) zu erkennen, aber nach Osten zweigen kleine Rinnen ab beziehungsweise münden ein (weiß gestrichelt in Abb. 97). Diese Südost-Nordwest-gerichteten Rinnen auf der topographisch höher gelegenen Ebene formten aus Relikten eines Dünenfelds sinusförmige Sedimentbarren und werden von der großen, nordwärts gerichteten Rinnenstruktur unterschritten. Im Gegensatz zu den Dünenrelikten im nördlichen Gebiet 6, die auf der westlichen Seite der großen Rinnenstruktur von Gebiet 7 angrenzen, sind die Dünenrelikte in Gebiet 7 auf der östlichen Seite der großen Rinnenstruktur also von den kleinen Rinnen (weiß gestrichelt in Abb. 97) einheitlich ausgerichtet. Vereinzelt knicken die kleinen Rinnen nach Norden ab und laufen erst nach mehreren Kilometern aus. Ebenso verlieren sich nach Norden die Schlingentäler (weiß gepunktet in Abb. 97), die innerhalb der großen Rinnenstruktur direkt nördlich von Friedrichstal noch zu erkennen sind. Nach der topographischen Karte (Top25 Viewer) fließt in keiner der Rinnen Wasser.

Im Norden quert die Pfinz das Gebiet 7 von Südost nach Nordwesten und verbindet so Gebiet 5 mit Gebiet 7 (1 in Abb. 96, zu Gebiet 5 siehe Kap. 6.8.9). Aufgrund der Fließrichtung und der Einschneidetiefe ist anzunehmen, dass die Pfinz sich erst sehr spät eingeschnitten hat. Nördlich der Pfinz schließt sich wiederum ein Dünenfeld (bei 7 in Abb. 98) an. Dieses Dünenfeld ist vom Saalbachkanal durchschnitten und stärker degradiert als die südlicheren Dünenfelder (cyanfarbene Linien und D in Abb. 96), weist keine Ausrichtung auf und wird im Osten und Norden vom Saalbach begrenzt (Abb. 96 und 98).

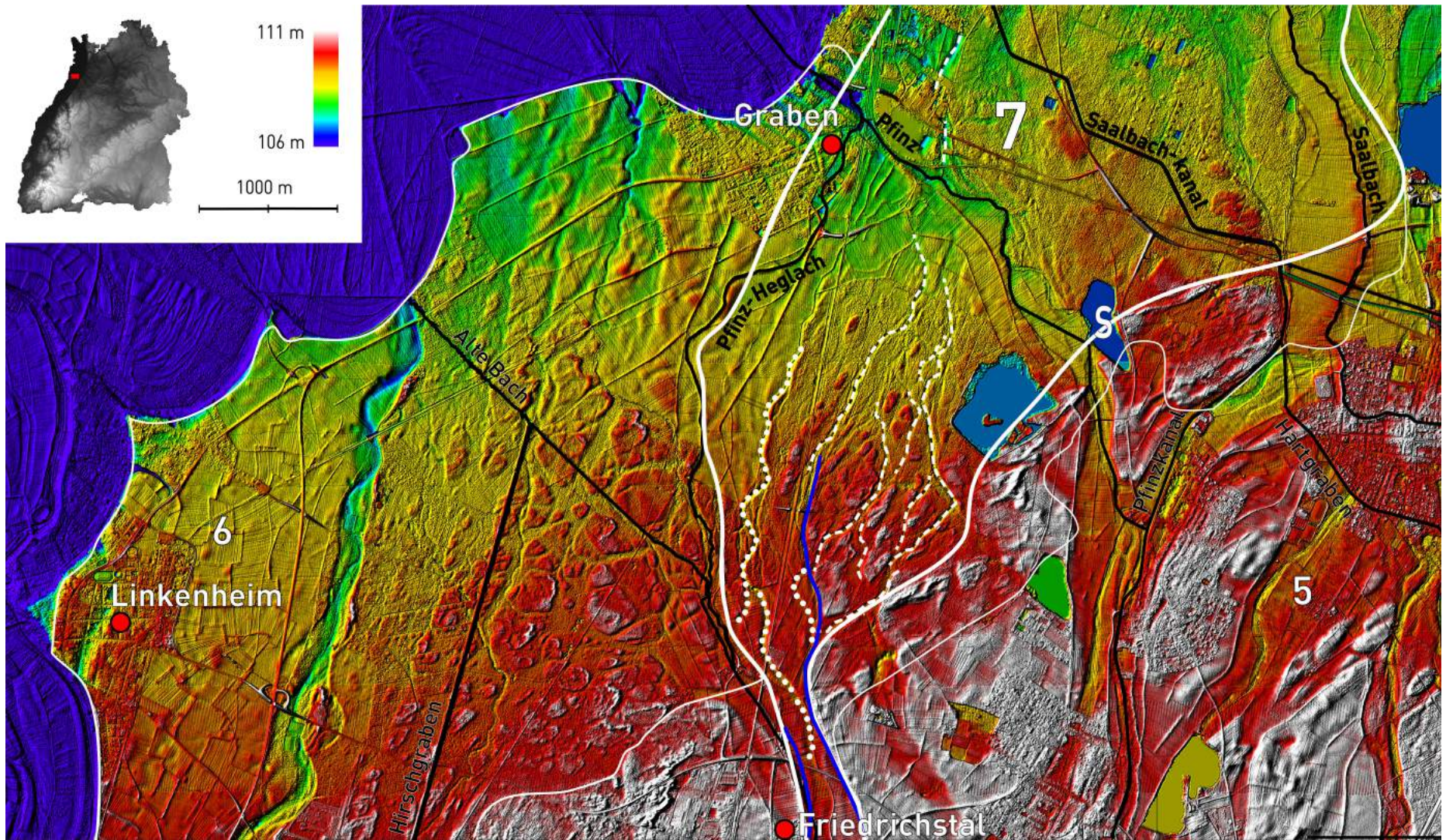
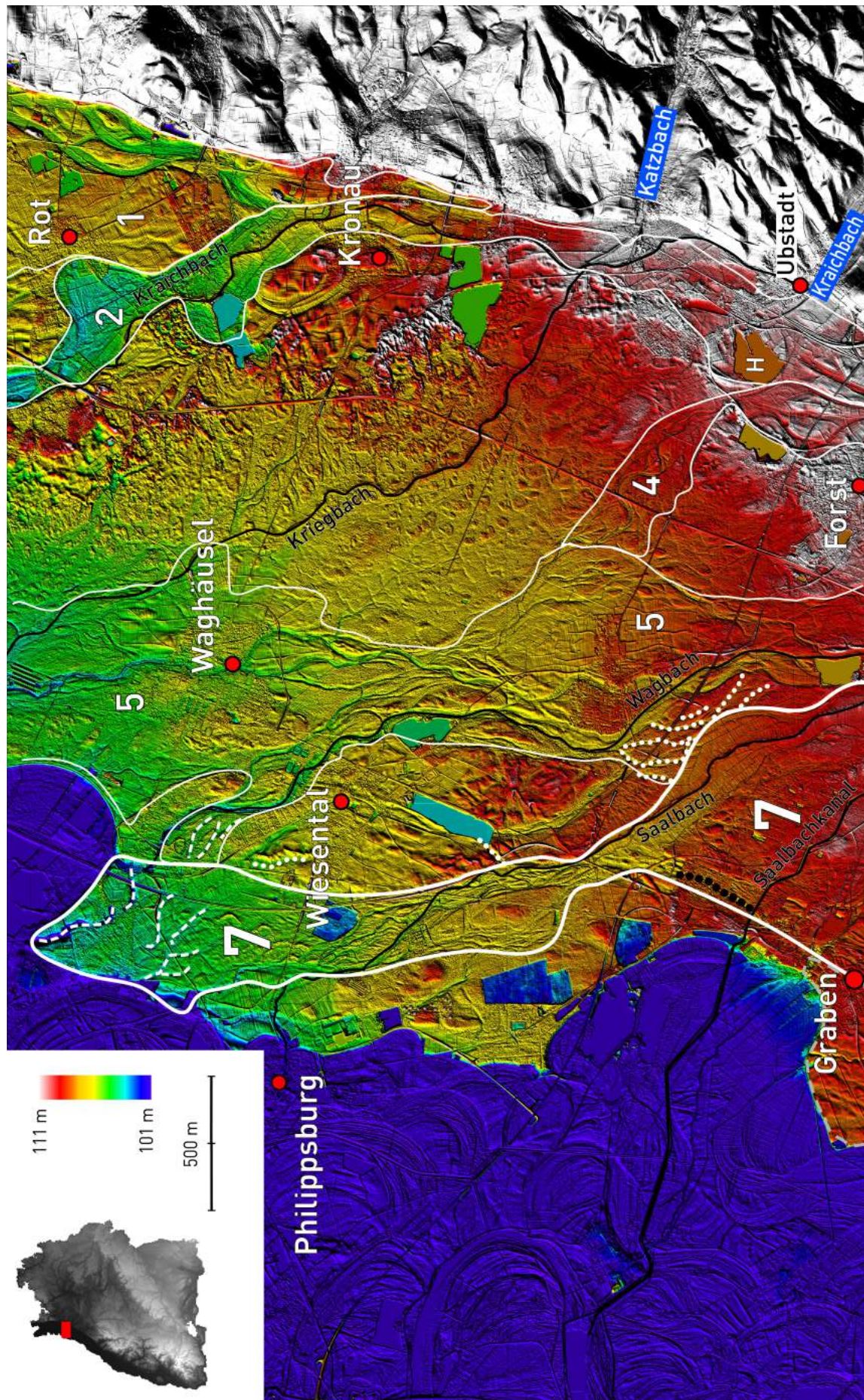


Abb. 97: Nördlich von Friedrichstal sind innerhalb der großen Hauptrinne von Gebiet 7 (dicke weiße Linie) **Schlingentäler** (weiß gepunktet) zu erkennen. Hier verbreitert sich Gebiet 7 und **nach Osten zweigen von der großen Hauptrinne (blaue Linien: Geländekanten) kleinere Rinnen ab (weiß gestrichelt)**. DGM mit LOD 5 und 20-facher Überhöhung.

Auch im nördlichen Abschnitt von Gebiet 7 gibt es mehrfach Verbindungen zu Gebiet 5 (Abb. 98). Zunächst fließt der Saalbach von Gebiet 5 (3 in Abb. 96) in den nördlichen Abschnitt von Gebiet 7 (Abb. 98). Außerdem sind zahlreiche Rinnen in Gebiet 5 (weiß gepunktet in Abb. 98) von Gebiet 7 unterschritten. Sie haben jedoch nicht den Charakter einer (verflochtenen) Verzahnung wie die Gebiete 4 und 5, sondern sind auf eindeutige Rinnen beschränkt. Ihre unterschiedlichen Mündungswinkel lassen ehemals Überläufe in beide Richtungen zu.

Der Saalbach ist nicht die einzige Fortsetzung des Systems von Gebiet 7 nach Norden. Auch westlich der Ebene aus Dünenrelikten verläuft eine Rinne durch Graben, die in das Saalbachtal einmündet (schwarz gepunktet in Abb. 98). Der weitere Verlauf beider fluvialer Strukturen nach Norden wird weiterhin von einer mehreren hundert Meter breiten Rinnenstruktur dominiert, innerhalb derer zahlreiche kleine Rinnen ein verflochtenes Muster bilden. Kurz bevor ein Talmäander des Rheins das System unterschneidet, mündet erneut eine Verbindung aus Gebiet 5 in Gebiet 7 (weiß gestrichelt in Abb. 98), die heute vom Wagbach durchflossen ist und sich teilweise in Gebiet 7 fortsetzt.

Abb. 98 : Gebiet 7 (dicke weiße Linie) zwischen Graben und Philippsburg hat **mehrfach Verbindungen** zu Gebiet 5. Kleine Rinnen (weiß gepunktet) sind heute zwar von Gebiet 7 unterschritten, lassen aber aufgrund der Mündungswinkel **Übertritte in beide Richtungen** zu. Ein weiteres fluviales System mündet weiter nördlich aus Gebiet 5 ein (weiß gestrichelte Linien) und setzt sich teilweise in Gebiet 7 fort. Der Wasserzufluss aus Süden kam über das System, welches heute der Saalbach nützt und ein System, das westlich von einem stark degradierten Dünenfeld (7) an Graben vorbei floss (schwarz gepunktet). DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.



6.8.12 Diskussion Gebiete 5, 6 und 7

Die Gebiete 5, 6 und 7 möchte ich im Zusammenhang diskutieren, weil aus dem DGM hervorgeht, dass diese an vielen Stellen miteinander in Verbindung standen und eine komplexe fluviale Geschichte zeigen. Die Diskussion der Gebiete erfolgt entsprechend der Hauptentwässerung und entsprechend des Altersbezugs von Süden nach Norden. Gebiet 6 ist älter oder war früher inaktiv als die Gebiete 7 und 8 und Gebiet 7 ist älter oder war früher inaktiv als Gebiet 5.

FEZER (1974) beschreibt, dass der „Randfluss“ bei Rastatt zunächst von der „Randniederung“ (Gebiet 8) seinen Lauf in die Rinne östlich Durmersheim (südliches Gebiet 6, weiß gepunktet in Abb. 89) verlagerte. Anschließend verlagerte sich der Randfluss in den Unterlauf des heutigen Federbachs auf der rezenten Rheinaue, der den Durchbruch nördlich von Rastatt schuf. Schließlich fließt die Murg heute mit 45° Einmündungswinkel in den Rhein (heutiges Bett künstlich begradigt). Die Mäander der verschiedenen Stadien werden zunehmend enger und zwischen dem Stadium Federbach und Murg muss der Randfluss bedeutende Zubringer, eventuell die Kinzig verloren haben FEZER (1974). FEZER (1974) erkannte, dass eine Rinne entlang der Hochgestadekante vom Randfluss verhältnismäßig spät durchflossen war. Ob jedoch diese Rinne entlang der Hochgestadekante tatsächlich nach der Aktivität von Gebiet 8 und 7 ausgeräumt wurde kann mit dem DGM nicht bestätigt werden. Mit dieser Betrachtungsweise bestätigt FEZER (1974) jedoch die Beobachtungen aus dem DGM, dass nacheinander die Gebiete 4, 5 und 7 von Westen nach Osten inaktiv wurden.

Auch weiter nördlich, bei Karlsruhe, hat FEZER (1974) Untersuchungen vorgenommen. Hier kommt er zu dem Schluss, dass der Schwemmfächer der Alb bei Ettlingen (Abb. 83 und 93) zunehmend die „Kinzig-Murg-Rinne“ nach Westen abgedrängt hat, die wiederum zunehmend tiefer eingeschnitten ist. In diesem Bereich verbinden die Flächen C1, C2, C3 die Gebiete 6 und 7 und korrelieren mit den Nummerierung I, III und II von FEZER (1974, Abb. 99). FEZER (1974) stellt eine Altersabfolge auf (I ist das älteste und IV das jüngste System), wohingegen im DGM eine zeitgleiche Aktivität der Flächen C1, C2 und C3 nicht auszuschließen ist. Dennoch kann auch mit dem DGM die Altersstellung nicht eindeutig geklärt werden und es erscheint aufgrund der Höhenlage und Morphologie auch möglich, dass ein Zusammenhang mit Gebiet 6 besteht und C2 und C3 wahrscheinlich und C1? möglicherweise als Relikte von Gebiet 6 oder eines noch älteren Systems anzusehen ist.

Zu den nördlich gelegenen Rinnen in Gebiet 5 (Abb. 87) schreibt SAUER (1985b) in den Erläuterungen der Geologischen Karte Blatt 6717 Waghäusel, dass verlandete Rinnen zwischen Saalbach und Kriegbach die äußerste Fläche des Hochgestades durchziehen. Die ganz flachen, meist stark verwaschenen Furchen haben charakteristische „Grundrißformen mit Serpentinbildung“. Er geht davon aus, dass manche der Furchen alte, längere Zeit hindurch aktiv gewesene Bachläufe waren. Wegen der darin abgelagerten schlickigen Sedimente kann die Wassergeschwindigkeit nur gering gewesen sein. Ebenfalls in Gebiet 5 beschreibt SAUER (1985b), dass Wiesental (südlich von Waghäusel) in einer breiten alten Rinne (heute Kiesgrube) liegt, die eine vorübergehende Verbindung zwischen

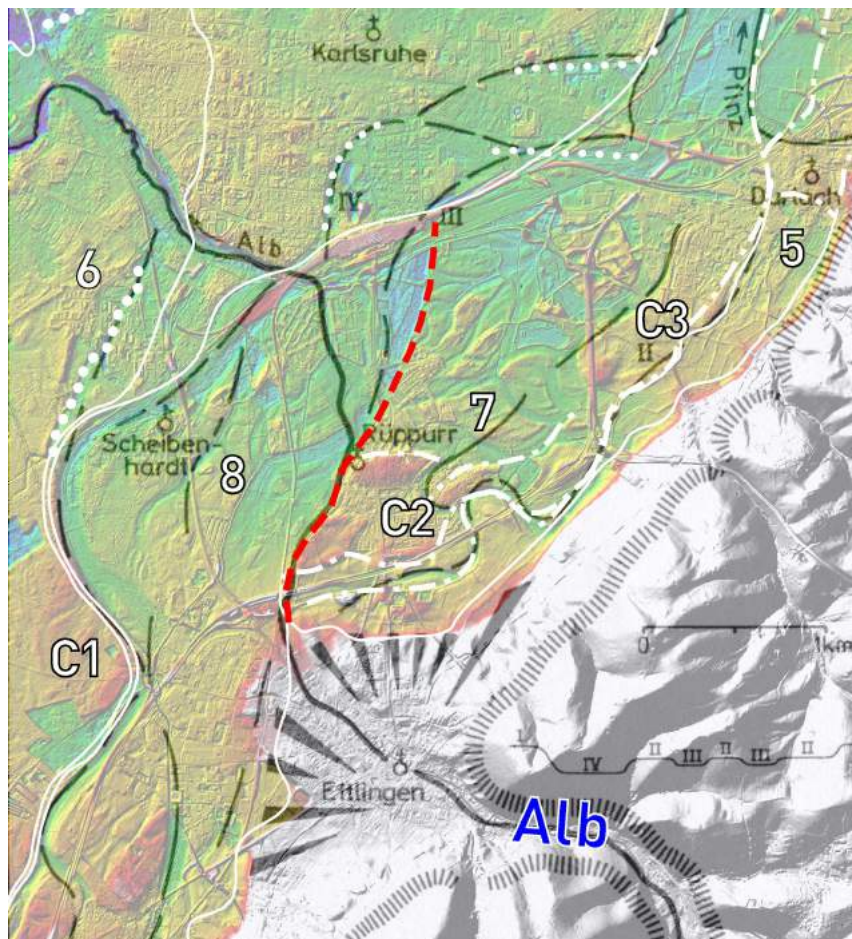


Abb. 99: Ausschnitt aus Abb. 89 überlagert mit einer Skizze aus Fezer (1974, Abb. 3), die zeigen soll, wie der Schwemmfächer der Alb den Randfluss nach Westen drängt. Die Flächen der Generation C1, C2 und C3 korrelieren mit der bei FEZER (1974) vorgenommenen Nummerierung I, III und II, wobei I das älteste und IV das jüngste System ist.

Saalebach und Wagbach darstellte. Hinweise auf diese Verbindung sind auch im DGM zu erkennen (weiß gepunktet in Abb. 98). Darüber hinaus ist auch eindeutig eine weitere, größere Rinne im DGM auszumachen, welche in der heutigen Kiesgrube mündet (gelb höhencodiert in Abb. 98).

6.8.13 Gebiet 8 – Rastatt-Karlsruher Rinne

Das Gebiet 8 hat eine zu den Gebieten 5 und 7 vergleichbare Morphologie und reicht von der Murg auf der Höhe von Rastatt bis an den südlichen Rand von Karlsruhe (Abb. 100). Aus dem DGM (Abb. 101) ist zu den Altersbeziehungen und Prozessen innerhalb des Gebiets 8 Folgendes abzuleiten:

- Zwischen Rastatt, Malsch und Karlsruhe schneidet sich das Gebiet 8 in das Gebiet 6 ein und ist somit jünger als Gebiet 6.
- Die östliche Gebietsgrenze zwischen Ettligen und Karlsruhe wird von einer Geländekante gebildet.

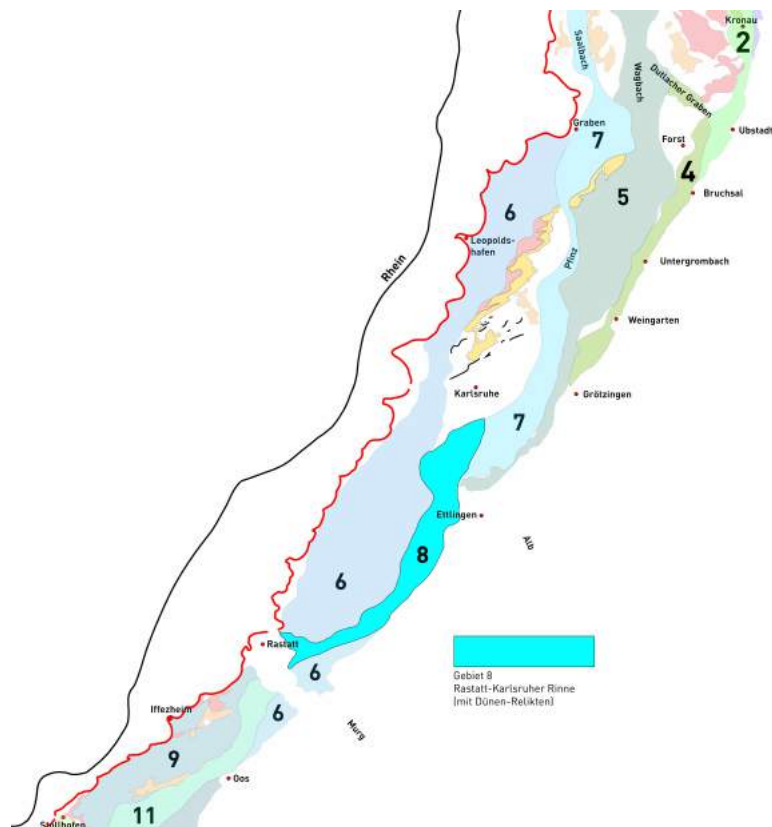


Abb. 100: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 8.

- Ein durchgehender Dünenzug nördlich von Karlsruhe zeigt, dass die Entwässerung des Gebiets nicht nach Norden erfolgt sein kann.
- Zwischen Malsch und Rastatt ist ein junges System in das Gebiet 6 eingeschnitten und entwässert nach Süden.
- Insgesamt sind zwischen Malsch und Rastatt vier Flussgenerationen zu unterscheiden, wobei die älteren ein verflochtenes Muster zeigen und nach Norden entwässerten. Die jüngste Generation ist ein mäandrierendes Flusssystem, das nach Süden entwässert. Darauf deuten die Gradienten und die Morphologie der Sedimentbarren.
- Als Ursache für den Wechsel von verflochtenem zu mäandrierenden Flusssystem muss sich die Wassermenge und/oder die Höhenlage des Vorfluters verändert haben, sodass sich die Entwässerungsrichtung umkehrte.

Über weite Strecken hat sich Gebiet 8 in die Gebietsfläche 6 eingeschnitten (Abb. 101); Gebiet 6 ist also älter als Gebiet 8. Am deutlichsten ist die Unterschneidung zwischen Ettlingen und Karlsruhe (Abb. 102) und zwischen Rastatt und Malsch (Abb. 103) sichtbar. Die östliche Gebietsgrenze bilden die Grabenschultern. An zwei Stellen zwischen Malsch und Ettlingen sind Flussablagerungen zu beobachten (6? in Abb. 101), die topographisch auf vergleichbarer Höhe liegen wie der Südteil von

Gebiet 6 und die möglicherweise mit dem Flusssystem auf Gebiet 6 verbunden waren, also auch den Prozess des Einschneidens widerspiegeln.

Abfluss des Gebiets bei Karlsruhe

Zunächst stellt sich bei der Betrachtung des DGMs die Frage, wohin das Material aus Gebiet 8 abtransportiert wurde. Anhand des Gefälles und der stromlinienförmigen Sedimentinseln lässt sich die Paläofließrichtung eindeutig als nordwärts gerichtet bestimmen. Im Osten stellt entweder die Grabenschulter (Abb. 101) oder die bis 3 m hohe Geländekante zwischen Ettlingen und Karlsruhe (rot gestrichelt in Abb. 102) eine natürliche Grenze dar. Nördlich und nordwestlich von Karlsruhe sind mehrere Einzeldünen erhalten (orangenfarbig gestrichelt in Abb. 102), folglich ist ein Abfluss nach Nordwesten ebenfalls auszuschließen. Im Westen ist Gebiet 8 von Gebiet 6 begrenzt, das topographisch höher liegt und eine unüberwindbare Barriere darstellt. Der einzige Durchlass zum Rhein ist das enge Tal der Alb (Abb. 102) südlich von Karlsruhe. Dieses unterscheidet sich in seinem Aussehen (Querschnitt, Breite, Tiefe, Krümmungsradien) und in seiner Fließrichtung so grundlegend von Gebiet 8, dass es nicht als (natürlicher) Entwässerungsweg anzusehen ist.

Karlsruhe ist eine verhältnismäßig junge Stadt, die erst im 18. Jahrhundert als Planstadt gegründet wurde (KLEINMANN 2014: 57) und deren Aufbau einem strengen geometrischen Muster folgt. Dies legt nahe, dass im Zuge des Städtebaus große Massen bewegt wurden. Dennoch sind im DGM innerhalb des Stadtgebietes morphologische Hinweise zu erkennen, die darauf schließen lassen, dass die Entwässerung wahrscheinlich nach Nordosten über Rinnen (weiß gepunktet in Abb. 102) in das Gebiet 7 erfolgte und die Gebiete 7 und 8 ursprünglich miteinander verbunden waren.

Die Frage, wie sich die Kante zwischen den Gebieten 7 und 8 bildete, muss im Moment offen bleiben. Eine Möglichkeit könnte sein, dass dies ein Resultat der Stadtgründung und der (künstlichen?) Entwässerung des Stadtgebiets über die Alb ist.

Terrassengenerationen zwischen Rastatt und Malsch

Auch zwischen Rastatt und Malsch hat sich das Gebiet 8 in mehreren Phasen in das Gebiet 6 eingeschnitten (Abb. 103). Innerhalb dieses Zeitraums haben sich mindestens vier Flusssysteme mit unterschiedlichen Fließregimen ausgebildet; dies wird in Abb. 103 deutlich. Die möglichen Relikte eines Flusssystems auf rund 122 m Höhe (rot gepunktet in Abb. 103) zu beiden Seiten des heutigen Federbachs korrespondieren mit Gebiet 6. Sie sind die Spuren des höchst gelegenen und somit ältesten Flusssystems (Generation 1). Ebenfalls mit Gebiet 6 korrespondierend, in rund 120 m Höhe und mit einer Kante (orange gestrichelte Linien) von dem höher gelegenen (roten) Flusssystem der Generation 1 getrennt, sind die Spuren eines weiteren Flusssystems (orange gepunktet) zu erkennen. Dieses ist etwas tiefer in die Umgebung eingeschnitten, somit jünger als das erste (rote) Flusssystem und stellt die Generation 2 dar. Möglicherweise findet es auch nördlich von Malsch seine Fortsetzung (gelbes „?“ in Abb. 103). In die Ebene der 2. Generation (etwa 119 bis 123 m, orange markierte Relikte) eingeschnitten ist das Gebiet 8 (dicke weiße Linie), welches im DGM deutlich an der Stufenkante (Sprunghöhen bis 6 m) abzugrenzen ist.

Terrassenrelikte in etwa 118 m Höhe (rote Farbhöhenkodierung) und die Talsohle (116 m, gelbe Farbhöhenkodierung) machen deutlich, dass die Eintiefung der 3. Generation in mindestens zwei Stadien erfolgte. Auf den Terrassenrelikten (etwa 118 m) des Zwischenstadiums sind ebenfalls fluviale Strukturen (cyan gepunktet) erhalten geblieben und eindeutig stromlinienförmige Sedimentbarren zu erkennen. Diese deuten auf ein verflochtenes Fließregime hin, das nach Nordosten entwässerte. Ähnliche fluviale Muster in gleicher Höhenlage nördlich von Malsch lassen vermuten, dass während dieser Phase eine Verbindung nach Norden über Ettlingen bis Karlsruhe existierte.

Nach dem Zwischenstadium (cyan in Abb. 103) schnitt sich das System erneut ein (weiß gestrichelt) und setzte seinen Lauf als mäandrierender Fluss (weiß gepunktet) und mit mehreren Mäandergenerationen fort, bildete Altarme und Totwasser aus. Dies ist die Generation 4. Die Veränderung des Fließregimes von verflochten - während des Zwischenstadiums - hin zu einem mäandrierenden - nach der Eintiefung - ist zu erklären, weil die Entwässerungsrichtung von Nordost (auf Gebiet 6 und den Terrassenrelikten des Zwischenstadiums) nach Südwest (heutige Entwässerungsrichtung) umschlägt. Als Ursache für den Wechsel von Fließregime und Entwässerungsrichtung kommen verschiedene Prozesse in Frage: Durchbruch des Federbachs bei Malsch in den Rheingraben oder vermehrte Materialschüttung des Federbachs und Ablagerung eines Schwemmfächers, der den Abfluss nach Norden verhinderte. Jedoch ist der Schwemmfächer des Federbachs verhältnismäßig klein. Wahrscheinlicher ist, dass sich der Vorfluter (Murg oder Rhein) tiefer eingeschnitten hat und sich dadurch das Gefälle erhöht und die Entwässerungsrichtung umgekehrt hat. Sicher ist, dass die Murg in einem späteren Stadium das Federbachsystem wiederum unterschritten und eine Geländekante (rote Linie in Abb. 101) erodierte und danach ihren Weg durch das heutige Stadtgebiet von Rastatt suchte.

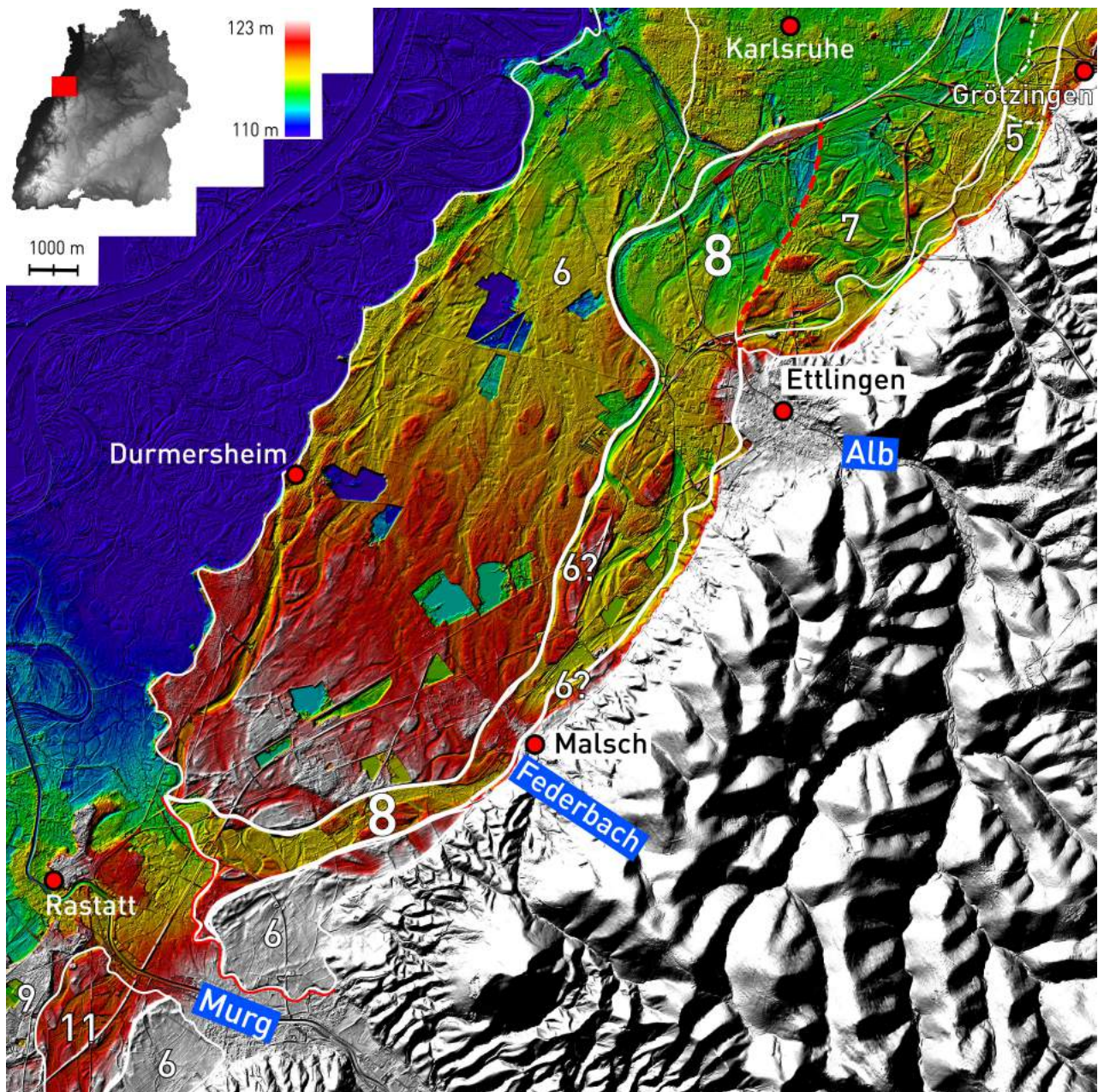


Abb. 101: Das Gebiet 8 (dicke weiße Linie) schneidet sich in Gebiet 6 und ist im Nordosten durch eine maximal 3 m hohe Geländekante (rot gestrichelt) von Gebiet 7 abgegrenzt. Im Süden hat sich die Murg eingeschnitten und eine Geländekante (rote Linie) erodiert. DGM mit LOD 3 und 20-facher Überhöhung.

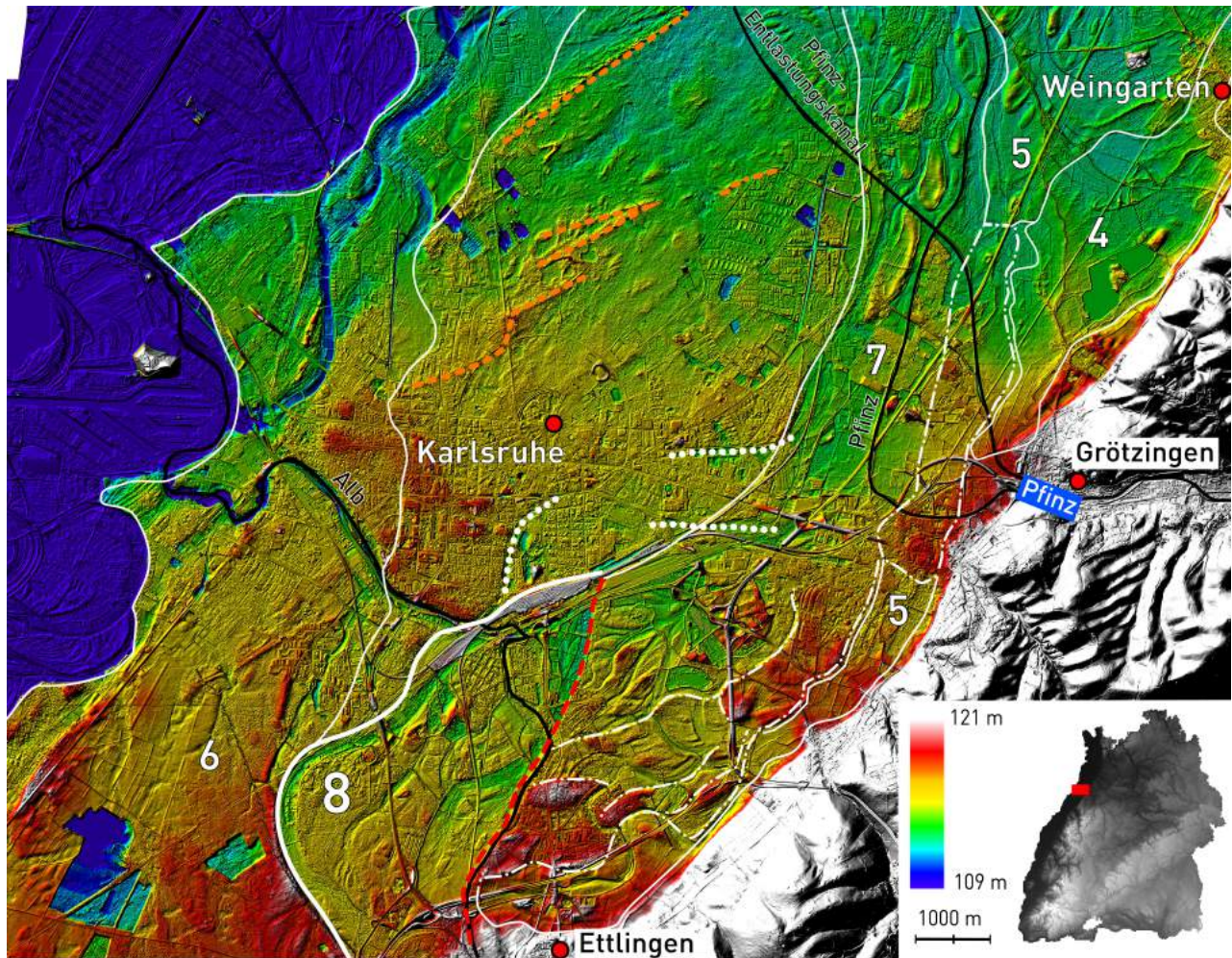
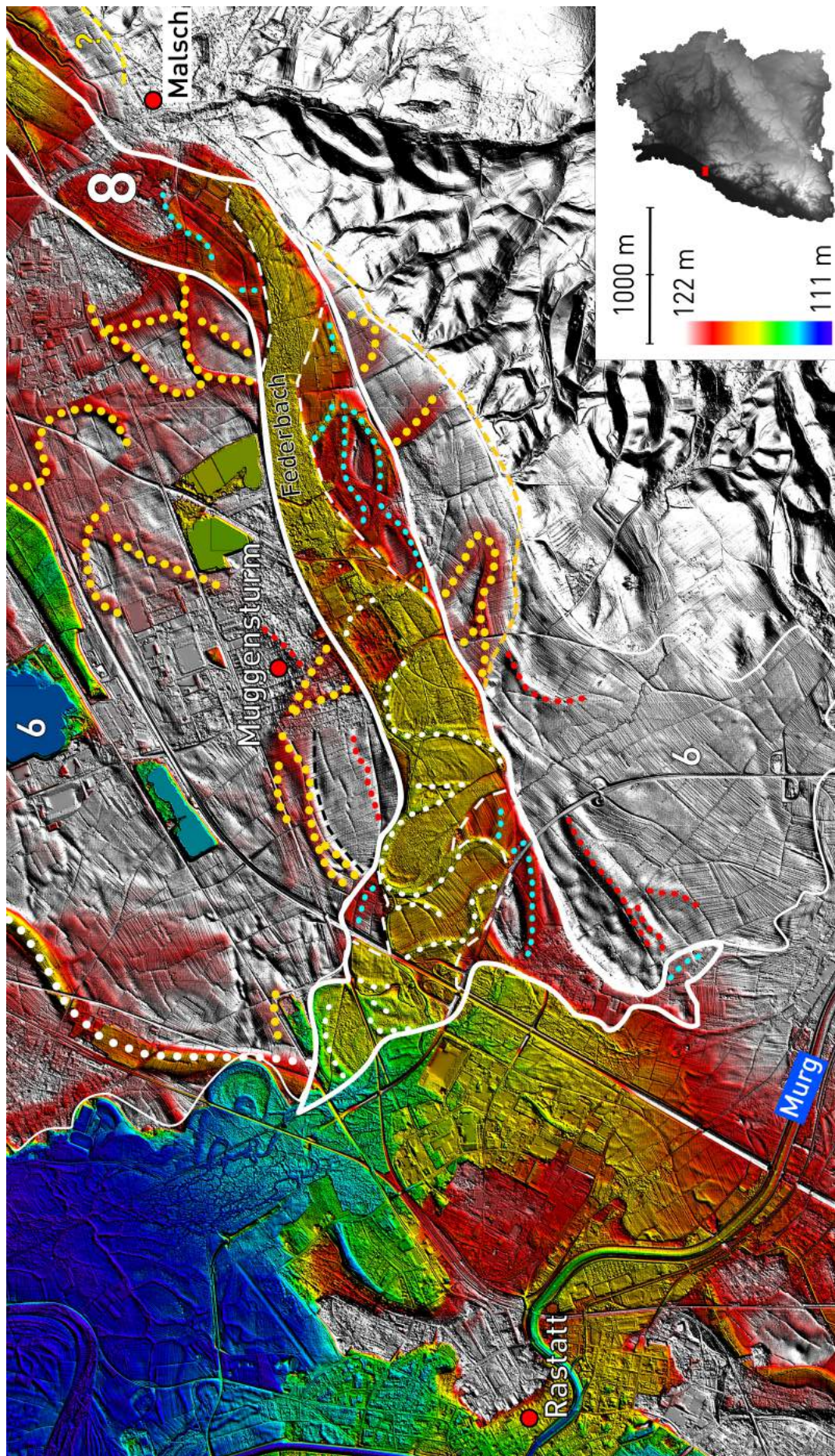


Abb. 102: Im **Großraum Karlsruhe** unterschneidet Gebiet 8 (dicke weiße Linie) das Gebiet 6 und ist im Nordosten durch eine **Geländekante** (rot gestrichelt) von Gebiet 7 abgegrenzt. Im Norden sind **lange Dünenzüge** (orange gestrichelt) erhalten, sodass die Entwässerung von Gebiet 8 über dieses Areal unwahrscheinlich ist. Wenige **Rinnenstrukturen im Stadtgebiet** von Karlsruhe (weiß gepunktet) deuten darauf hin, dass die Entwässerung von Gebiet 8 sehr wahrscheinlich über Nordwesten in das Gebiet 7 erfolgte. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

Abb. 103 : Im Südteil schneidet sich Gebiet 8 (dicke weiße Linie) zwischen Rastatt und Malsch in die südliche Ebene von Gebiet 6. **Relikte fluvialer Strukturen lassen mindestens vier Generationen von Flusssystemen erkennen:** Das älteste (Generation 1) liegt am höchsten und zeigt Relikte eines verflochtenen Systems (rot gepunktet). Darin eingeschnitten hat sich mit einer Kante (orange gestrichelt) Generation 2, das ebenfalls verflochten (orange gepunktet) war und wahrscheinlich auch nördlich von Malsch Relikte hinterlassen hat(„?“). Generation 3 (cyan) ist auch verflochten und entwässerte nach Nordosten, darin hat sich ein mäandrierendes Flusssystem (weiß) eingeschnitten, das als 4. Generation nach Südwesten entwässert und heute in Teilen vom Federbach durchflossen wird. Die jüngste Geländekante (rote Linie) hat die Murg erodiert. DGM mit LOD 5 und 20-facher Überhöhung.



6.8.14 Diskussion Gebiet 8 – Rastatt-Karlsruher Rinne

Abfluss des Gebiets bei Karlsruhe

Für das Gebiet südlich von Karlsruhe liefert FEZER (1974; nach Thürach 1912 und Göhring 1925) ausführliche Überlegungen (Abb. 99). Zunächst ist festzuhalten, dass die meisten Rinnen, die mit dem DGM zu kartieren waren, auch in FEZERS Skizze (1974) eingetragen sind. Im Unterschied dazu habe ich auf der Grundlage des DGMs die Systeme anders zusammengefasst. FEZER (1974) stellt fest, dass die bogenförmigen Rinnen desto tiefer sind, je weiter westlich sie liegen. Diese Beobachtung spiegelt sich in der Aufteilung in die Gebiete 7 und 8 wider: Gebiet 8 liegt westlicher und deutlich tiefer als Gebiet 7. Weiter schreibt FEZER (1974), dass die Systeme durch Querrinnen verbunden sind; dies ist bei den Gebieten 5 und 7 in den Kap. 6.8.9 und 6.8.11 und auf Abb. 84 mit dem Schlagwort „Verzahnung“ diskutiert. Auch FEZER (1974) postulierte die These, dass der Randfluss ehemals nach Norden floss, so wie dies bei Gebiet 8 in Kap. 6.8.13 mit einem möglichen Zusammenhang zwischen Gebiet 7 und 8 herausgestellt wurde.

Einen Hinweis darauf, wie sich die Geländekante zwischen Gebiet 7 und 8 ausgebildet haben könnte, gibt Hirsch (1959 in BLUM 1989: 21). Er schreibt, dass holozäne Tektonik am östlichen Grabenrand für die Bildung der Kinzig-Murg-Rinne und diese wiederum für die Erosion des Alb-Schuttkegels verantwortlich sei.

Terrassengenerationen zwischen Rastatt und Malsch

Für das südliche Gebiet 8 zwischen Rastatt und Malsch liegen von BLUM (1989: 26) Untersuchungen vor. Demnach existierte der Schwemmfächer der Murg schon vor der Kinzig-Murg-Rinne, sodass sich die Rinne weit in Richtung Rhein verlagerte. Dennoch ist die Kinzig-Murg-Rinne zwischen Rauental und Niederbühl durch den Murgaustritt unterbrochen (BLUM 1989: 31). Zwischen Rauental (bei Rastatt) und Malsch ist die Kinzig-Murg-Rinne deutlich schmaler (bei Malsch 300 m) als südlich der Murg, was daran läge, dass die Kinzig-Murg-Rinne über die Murg Wasser verliere und der Wasserzufluss aus dem Schwarzwald nördlich der Murg geringer sei (BLUM 1989: 56). Allerdings zeigt das DGM, dass ein älteres Stadium des Randflusses auch weiter westliche fluviale Spuren hinterlassen hat.

BLUM (1989: 17, 31) nennt zwischen Malsch und Muggensturm (entlang des Federbaches) einen Höhenunterschied zwischen Kinzig-Murg-Rinne und der Niederterrasse von etwa 5 m. Dieser Höhenunterschied ist im DGM zwischen Gebiet 8 und Gebiet 6 auch zu beobachten. Für die Mächtigkeit der Rinnenablagerungen bei Malsch gibt BLUM (1989: 88) 7 m an. Thürach 1912 (in FEZER 1974) bestätigt, dass durch den Schwemmfächer des Walpertsbachs (bei Malsch) der Federbach gezwungen war, entgegen dem allgemeinen Gefälle nach Südwesten und über die Murg zu entwässern und TULLA (1822) schreibt, dass Muggensturm im Bett des „deutschen Rheins“ liegt, wie er den Randfluss bezeichnet.

Im weiteren Verlauf von Gebiet 8 nach Norden beschreibt BLUM (1989: 31) zwischen Malsch und Ettlingen-Oberweier einen deutlichen Höhenunterschied und eine eindeutige östliche Begrenzung der Kinzig-Murg-Rinne, wie auch in Abb. 101 zu erkennen ist. Dies bestätigt die Annahme, dass die Bereich südlich und nördlich von Malsch ehemals ein zusammenhängendes System bildeten.

6.8.15 Gebiet 9 – Iffezheimer System

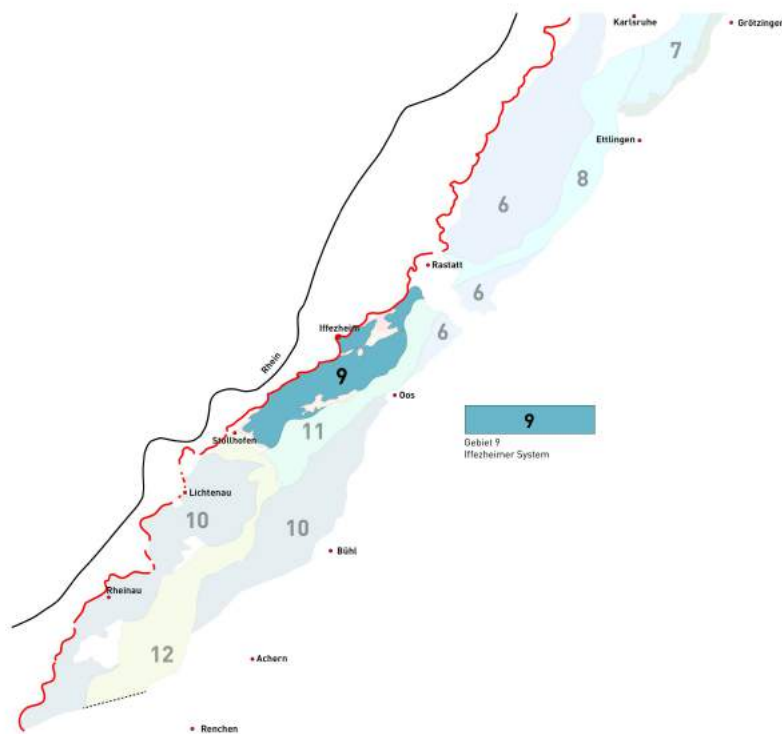


Abb. 104: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 9.

Zwischen der Kinzig (bei Offenburg) im Süden und der Murg (bei Rastatt) im Norden (Abb. 104) erstreckt sich ein fluvial überprägtes Gebiet, das eine Mittelrinne (Gebiete 11 und 12) in einen östlichen und einen westlichen Bereich teilt (Abb. 105), die topographisch höher liegen (Gebiete 9 und 10) als die Mittelrinne. Eine Ähnliche Struktur - mit geringeren Höhenunterschieden - ist auch südlich der Kinzig (Abb. 120 in Kap. 6.8.21) zu beobachten. Offensichtlich hat sich eine Rinne sekundär in fluvial überprägtes Gelände eingeschnitten und ist somit jünger als diese höher gelegenen Flächen.

Aus dem DGM ist Folgendes zu den Altersbeziehungen und Prozessen innerhalb des Gebiets 9 festzuhalten:

- *Gebiet 9 ist älter als die Gebiete 11 und 12, die sich in die topographisch höher gelegenen Gebiete 9 und 10 eingeschnitten haben.*

- *Im Vergleich zu den anderen topographisch höher gelegenen Gebieten 6 und 10 ist Gebiet 9 von einem völlig anderen morphologischen Muster geprägt, das zwar fluviale Strukturen aufweist, aber sehr viel stärker erodiert und außerdem Südwest-Nordost ausgerichtet ist.*
- *Die Dünenrelikte entlang der Grenze von Gebiet 9 zu den Gebieten 11 und 12 wurden wahrscheinlich vor der fluvialen Aktivität in Gebiet 9 abgelagert.*
- *Sehr wahrscheinlich sind die topographisch höher gelegenen Gebiete 6 und 10 älter als das Gebiet 9.*

Das Gebiet 9 (Abb. 106) liegt auf einer topographisch erhöhten Fläche westlich der Mittelrinne zwischen Stollhofen und Iffezheim. In dieser Umgebung unterscheidet sich Gebiet 9 morphologisch stark von den Gebieten 6, 10, 11 und 12: Zum einen sind die Höhenunterschiede innerhalb von Gebiet 9 viel geringer und das Gebiet ist sehr viel stärker degradiert als die Gebiete 6, 10, 11 und 12. Stark verwaschene, kaum erkennbare Rinnen (weiß gepunktet in Abb. 106) sind großteils Südwest-Nordost ausgerichtet und meist etwa 1 m in die Umgebung eingetieft. Ebenso hoch ragen die noch zu erkennenden Erhebungen über die Umgebung heraus. Auch sie sind Südwest-Nordost ausgerichtet und zeigen zudem Erosionsspuren mit derselben Ausrichtung (D in Abb. 106). Auffallend ist, dass das Gebiet nach Nordnordosten und somit zum Rhein hin einfällt. Die höchsten Erhebungen liegen am Süd-, Ost- und Nordrand und sind hauptsächlich unterschiedlich stark überprägte Dünenrelikte.

Auch der Bereich südwestlich von Sandweier (schwarz gestrichelt in Abb. 106) liegt topographisch höher, hat aber in seinem morphologischen Aufbau größere Ähnlichkeit mit Gebiet 6 (vergleiche Abb. 101 und 103) als mit Gebiet 9. Die Oberfläche in diesem Bereich erinnert an stark verwaschene Muster eines verflochtenen Systems. Seine topographische Höhenlage stimmt ebenfalls gut mit Gebiet 6 überein. Ebenso der Bereich zwischen Haueneberstein und Kuppenheim, hier ist der ehemalige Zusammenhang mit dem nördlich der Murg gelegenen Gebiet 6 eindeutig. Beide Bereiche weisen auf eine Fortsetzung von Gebiet 6 nach Süden. In welchem zeitlichen Zusammenhang die schwarz gepunkteten Rinnen in Abb. 106 zu Gebiet 9 stehen, bleibt unklar.

Die Altersstellung von Gebiet 9 zu den umliegenden Gebieten lässt sich anhand der Höhenlage und des Überlappungskriteriums ableiten (Abb. 106). Eindeutig ersichtlich ist, dass Gebiet 9 älter ist als die Gebiete 11 und 12. Diese schneiden die fluvialen Systeme von Gebiet 9 ab, weil sie sich sekundär in die Hochfläche eingeschnitten haben. Weil auch die Dünenrelikte im Grenzbereich zu den Gebieten 11 und 12 angeschnitten werden, müssen die Dünen ebenfalls älter sein als das Einschneiden von Gebiet 11. An keiner Stelle sind Hinweise darauf zu finden, dass die Dünen bereits vorhandene Rinnen in Gebiet 9 zudecken. Folglich müssen die Dünen aufgeweht worden sein, bevor sich das fluviale System in Gebiet 9 entwickelte.

Sowohl die Flächen von Gebiet 6 als auch die Flächen von Gebiet 10 liegen topographisch höher als Gebiet 9. Außerdem gibt es südöstlich von Sandweier, in dem Bereich, der wahrscheinlich zu Gebiet 6 gehört, Hinweise darauf, dass Gebiet 9 eine Rinne abschneidet (grau gepunktet in Abb. 106).

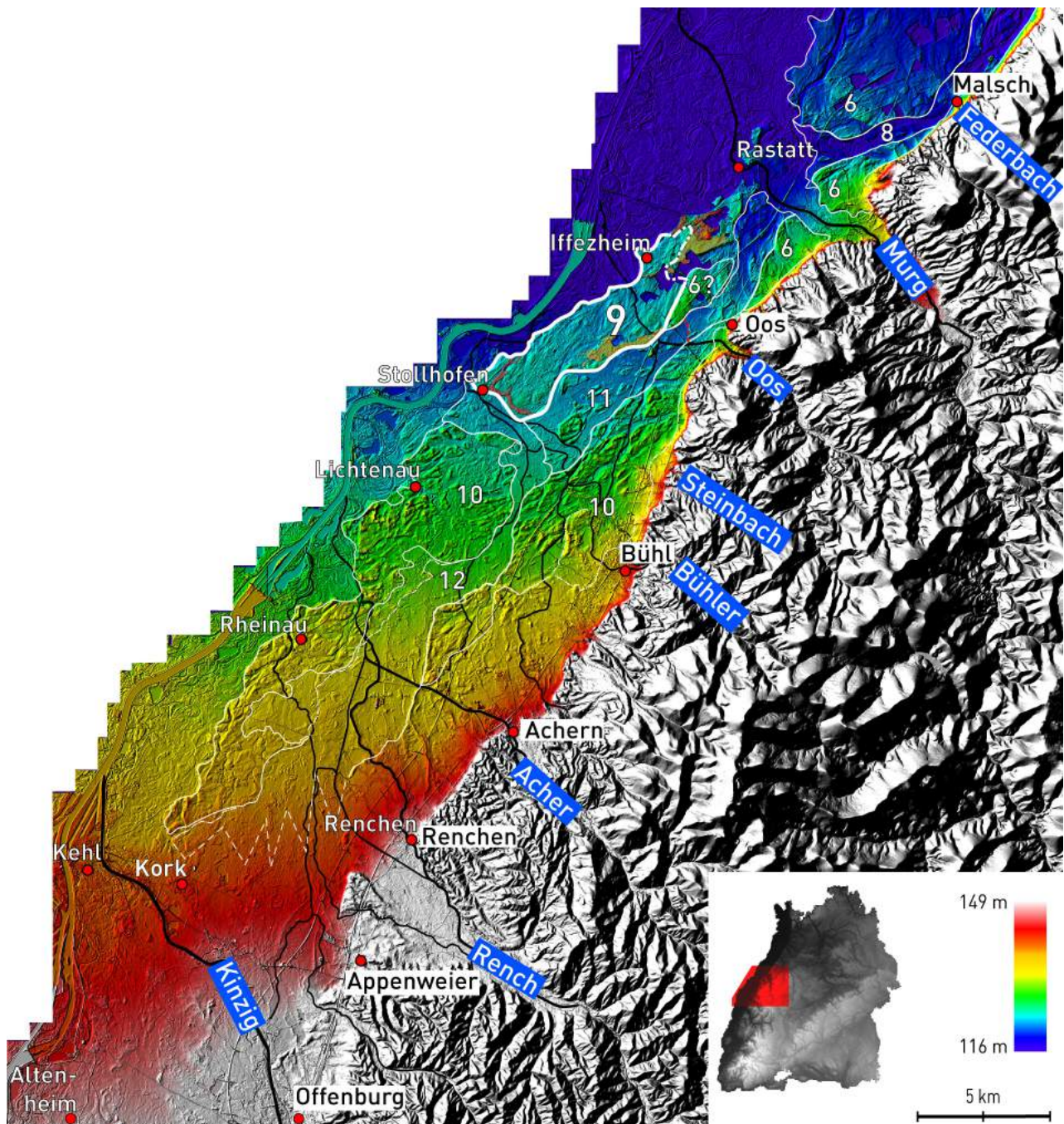
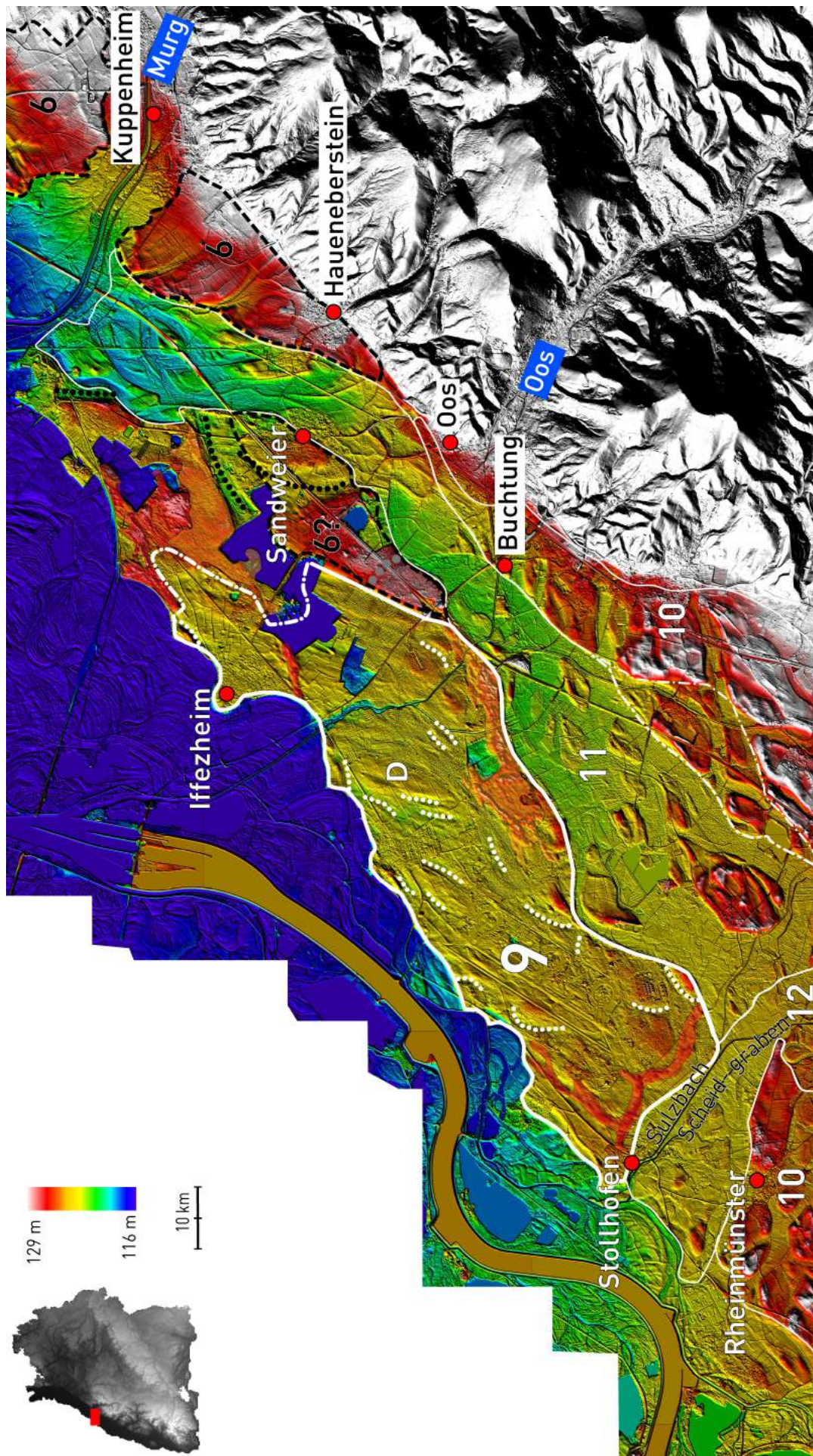


Abb. 105: Eine Übersicht von Offenburg bis Malsch zeigt die topographisch höher gelegenen, fluvial überprägten Gebiete 9 (dicke weiße Linie) und 10 und Teile von Gebiet 6, in die sich eine **durchgehende Mittelrinne (Gebiete 11 und 12)** eingeschnitten hat. Im Süden verzahnt Gebiet 12 mit dem Mündungsbereich der Kinzig (Zickzacklinie). In Gebiet 9 sind stark (gelb) und mäßig (rot) abgetragene Dünen markiert. Entlang des Rheins sind am Farbwechsel deutlich die Staustufen bei Altenheim, Rheinau und Iffezheim zu erkennen. DGM mit LOD 2 und 30-facher Überhöhung.

Sollte dieser Bereich tatsächlich mit Gebiet 6 zusammenhängen, deutet dies darauf hin, dass Gebiet 9 jünger ist als Gebiet 6 (und damit wahrscheinlich auch als Gebiet 10, weil die Gebiete 6 und 10 möglicherweise zu parallelisieren sind).

Abb. 106 : Gebiet 9 (dicke weiße Linie) liegt wie die Gebiete 6 und 10 topographisch höher als die Rinne, welche die Gebiete 11 und 12 bildet. Seine Oberfläche fällt nach Nordosten zum Rhein hin ein und die höchsten Erhebungen sind Dünenrelikte (orangene und rote Flächen). Im Gegensatz zu den umliegenden Gebieten ist Gebiet 9 sehr stark erodiert (D) und zeigt Rinnen (weiß gepunktet), die Südwest-Nordost ausgerichtet sind. Bei Sandweiler und Haueneberstein ist eine Fläche aufgeschlossen, die mutmaßlich eine südliche Fortsetzung von Gebiet 6 (schwarz gestrichelt) ist. Dieses sowie Gebiet 10 liegen topographisch am höchsten und sind folglich am ältesten. Gebiet 9 liegt etwas tiefer und die Gebiete 11 und 12 haben sich in die „Hochflächen“ eingeschnitten und sind folglich am jüngsten. Hinweise zum Prozessablauf innerhalb des Gebiets 6 können möglicherweise bogenförmige Rinnenrelikte (schwarz gepunktet) liefern. Einen Zusammenhang mit Gebiet 9 liefert die grau gepunktete Rinne, die von Gebiet 9 abgeschnitten und folglich älter als dieses sein muss. DGM mit LOD 4 und 20-facher Überhöhung.



6.8.16 Diskussion Gebiet 9 – Iffezheimer System

Die Hochfläche von Gebiet 9 unterscheidet sich morphologisch und in ihrer Höhenlage von den anderen Hochflächen (Gebiet 6 und 10). BLUM (1989, 42f) beschreibt nördlich von Stollhofen ein größeres zusammenhängendes Waldgebiet (Bannwald, Hartwald), das zur Rheinaue eine Höhendifferenz von 5 m hat und bei einzelnen Dünenkämmen bis 9 m. Diese Kante nimmt er als Abgrenzung der Kinzig-Murg-Rinne und seine Abgrenzung stimmt zwischen Stollhofen und Rastatt mit der Grenze zwischen den Gebieten 9 und 11 nahezu komplett überein.

Unklar bleibt, warum Gebiet 9 sich in seinem Aussehen so sehr von den anderen Gebieten in der Umgebung unterscheidet. Die starken Südwest-Nordost-ausgerichteten Erosionsspuren deuten auf ein kurzzeitiges, heftiges Ereignis, allerdings sind in keinem anderen der umliegenden Gebiete Hinweise darauf zu finden. Ungeklärt bleibt ebenfalls, woher das Wasser während eines solchen Ereignisses stammen sollte. Unter der Prämisse, dass die oben aufgeführte Altersabfolge haltbar ist, sind nur zwei Möglichkeiten denkbar: a) das Wasser stammte aus dem Bereich der nun abgetragenen Rinne von Gebiet 11 und 12 oder b) das Wasser stammte aus dem nun abgetragenen Bereich, der heute von der rezenten Rheinaue eingenommen wird. Weder für das eine noch für das andere Szenario sind im DGM eindeutige Hinweise zu finden. In beiden Fällen bleibt zu klären, wie dies in Zusammenhang mit der Dünenkette zu bringen ist und inwiefern eine Verbindung mit den schwarz und grau gepunkteten Rinnen bei Sandweier (Abb. 106) eine Rolle spielten, die hier auf eine Verzahnung der Gebiete 6, 9 und 11 deuten. Außerdem bleibt dann zu klären, weshalb in den Gebieten 6 und 10 keinerlei ähnliche Spuren zu erkennen sind.

6.8.17 Gebiet 10 – Rheinau-Vimbuch-System

Gebiet 10 ist aus zwei Flächen zusammengesetzt (Abb. 107), die parallel zueinander verlaufen. Eine Teilfläche verläuft entlang der Hochgestadekante, die andere Teilfläche entlang der Grabenschultern.

Aus den Untersuchungen im DGM gehen folgende Erkenntnisse zu Gebiet 10 hervor:

- *In das höher gelegene Gebiet 10 hat sich Gebiet 12 eingeschnitten, folglich ist Gebiet 10 älter als Gebiet 12. Außerdem zeigt Gebiet 10 im Gegensatz zu Gebiet 12 eine sehr unruhige Oberfläche; die Erhebungen werden als degradierte Dünenrelikte gedeutet.*
- *Gebiet 10 zeigt ein komplexes Inventar an Dünenrelikten, verzopften und mäandrierenden Systemen, deren zeitliche Abfolge anhand des DGMs nicht eindeutig aufgelöst werden kann.*
- *Die fluvialen Systeme schneiden die Dünenrelikte, folglich gab es nach Ablagerung der Dünen fluviale Aktivität.*

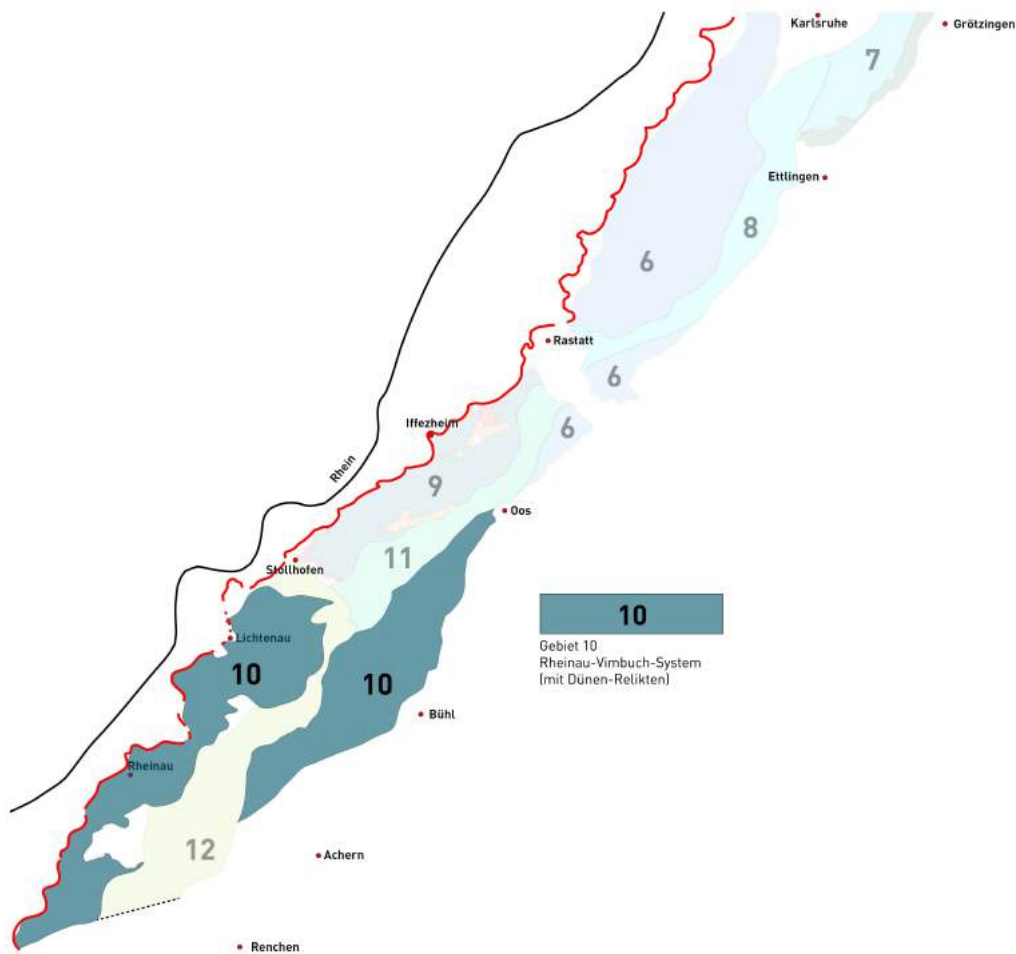


Abb. 107: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 10.

- Eine breite Rinne zieht sich mit langgezogenen Bögen entlang der Hochgestadekante und setzt sich vermutlich in Gebiet 6 fort, auch sie schneidet die Dünenrelikte an.
- Zahlreiche Generationen verzopfter Systeme hinterließen Dünenfragmente, deren übergeordnete Ausrichtung Südwest-Nordost ist. Sehr wahrscheinlich entwickelte sich daraus ein ebenfalls Westsüdwest-Ostnordost-ausgerichtetes schlingenbildendes System.
- Die Ausrichtung der Dünenrelikte und Schlingentäler zeigt, dass Gebiet 10 in einem frühen Stadium mit Wasser aus Südwesten genährt wurde. Möglicherweise stammte das Wasser aus einem Rhein-III-Vorläufer-System.
- Zentral in die Dünenfragmente hat sich nach dem verzopften System und dem möglichen schlingenbildenden System die Rinne von Gebiet 12 eingetieft und in ihrem Bett die Dünenfragmente ausgeräumt.

- *Als jüngstes fluviales Ereignis haben sich sowohl in Gebiet 10 als auch in Gebiet 12 lokale, mäandrierende Systeme ausgebildet und verbinden die beiden Gebiete.*

Die Hochflächen zwischen der Kinzig im Süden und der Oos im Norden unterscheiden sich in ihrer Morphologie deutlich von Gebiet 9 (Abb. 108): Die Höhenunterschiede sind hier viel größer (bis 6 m) als in Gebiet 9; diese Höhenunterschiede ergeben sich aus Rinnen und Erhebungen. Die Rinnen sind längliche Vertiefungen, die untereinander ähnlich in Ausrichtung (Südwest-Nordost), Größe und Form sind (Abb. 108). Die Erhebungen sind zahlreiche Sedimentbarren, die Südwest-Nordost ausgerichtet sind und als Dünenrelikte interpretiert werden. Die Ausrichtung der Dünenrelikte und Rinnen zeigt, dass dieses Gebiet aus Südwesten mit Wasser durchströmt wurde. Dafür kommt ein Rheinvorläufer in Frage oder ein Vorläufer der elsässischen Ill. Durchaus möglich ist auch ein gemeinsames Rhein-Ill-Vorläufer System, das die gesamte Breite des Oberrheingrabens einnahm. Zwischen den Hochflächen verläuft eine Mittelrinne; auf beiden Seiten dieser Mittelrinne liegen die Flächen auf gleichem Höhengniveau und ähneln sich morphologisch, deshalb werden sie zu Gebiet 10 zusammengefasst. Im Gegensatz zu Gebiet 10 ist die Mittelrinne ausgeräumt, also frei von Erhebungen und wird deshalb als Gebiete 11 und 12 in den nächsten Kapiteln beschrieben.

Verbindung zu Gebiet 6 - Rinne entlang der Hochgestadekante

In Gebiet 10 ist ein Element zu beobachten, das eine Verbindung zu Gebiet 6 herstellt: Entlang der Hochgestadekante zieht sich zwischen Kehl und Rheinau eine etwa 150 m breite, geschwungene Rinne, die stellenweise über 5 m eingetieft ist (rot gepunktet in Abb. 108). Insbesondere im Großraum Linx (Abb. 109) ist zu erkennen, wie sie Sedimentbarren (Dünenrelikte) abschneidet. Wie in Gebiet 6 ist die Rinne (gelb und rot gepunktet in Abb. 108) abflusslos und über weite Strecken klar definiert, stellenweise gabelt sie sich auf. Dort, wo Rheinmäander die Hochterrasse unterschritten haben, ist der Lauf der Rinne erodiert. Nördlich von Stollhofen gibt es bis zu Gebiet 6 keine Hinweise auf den Verlauf dieser Rinne. Aufgrund der Höhenlage und den Ähnlichkeiten in der Morphologie ist denkbar, dass Gebiet 6 und Gebiet 10 von einem zusammenhängenden fluvialen System geprägt wurden. Dies führt zu der Schlussfolgerung, dass Gebiet 6 und Gebiet 10 gleichen Alters sind.

Verbindungen zwischen Gebiet 10 und den Gebieten 11 und 12

Ein verbindendes Element zwischen dem Gebiet 10 und den Gebieten 11 und 12 sind längliche Vertiefungen (weiß gepunktet in Abb. 110), deren Sohlen auf dem Höhengniveau der Gebiete 11 und 12 liegen. Allerdings schneidet die Mittelrinne (Gebiete 11 und 12) die korrespondierenden Sedimentbarren ab, was zeigt, dass die Gebiete 11 und 12 jünger sind als das fluviale System auf den Hochflächen (Gebiet 10). Als sich die Mittelrinne einschnitt, wurden die Rinnen möglicherweise zunächst unterschritten. Sobald zunächst Gebiet 11 und dann Gebiet 12 verlandeten, kam zunehmend Sediment in der Mittelrinne zur Ablagerung, sodass die Mittelrinne wieder dasselbe Höhengniveau wie die abgeschnittenen Rinnen erreichte.

Südlich von Bühl kommen solche Verbindungen zwischen Gebiet 10 und den Gebieten 11 und 12 zunehmend seltener vor (Abb. 110), dafür nimmt die Häufigkeit von kleinen mäandrierenden Systemen

(cyanfarbene Linien in Abb. 109) nach Süden hin zu. Diese stark mäandrierenden, trockenen Rinnen kommen sowohl im Gebiet 10 als auch im Umfeld von Gebiet 12 vor und treten außerdem direkt nördlich und südlich der Kinzig auf. Ebenso verbinden komplexe fluviale Systeme die Gebiete 10 und 12 (magentafarbene Linien in Abb. 109). Diese beiden verbindenden Strukturen - mäandrierende Systeme (cyanfarben) und komplexe fluviale Strukturen (magentafarben) - haben ihre Spuren sowohl in Gebiet 10 als auch in Gebiet 12 hinterlassen. Deshalb sind sie als relativ jüngstes fluviales Ereignis anzusehen und werden ausführlich bei Gebiet 12 in Kapitel 6.8.19 beschrieben.

Die Entwicklung der Gebiete 10, 11 und 12 stehen eng miteinander in Beziehung. Deshalb erfolgt die Diskussion der Gebiete 10, 11 und 12 nach den Ausführungen zu Gebiet 12 in Kap. 6.8.20.

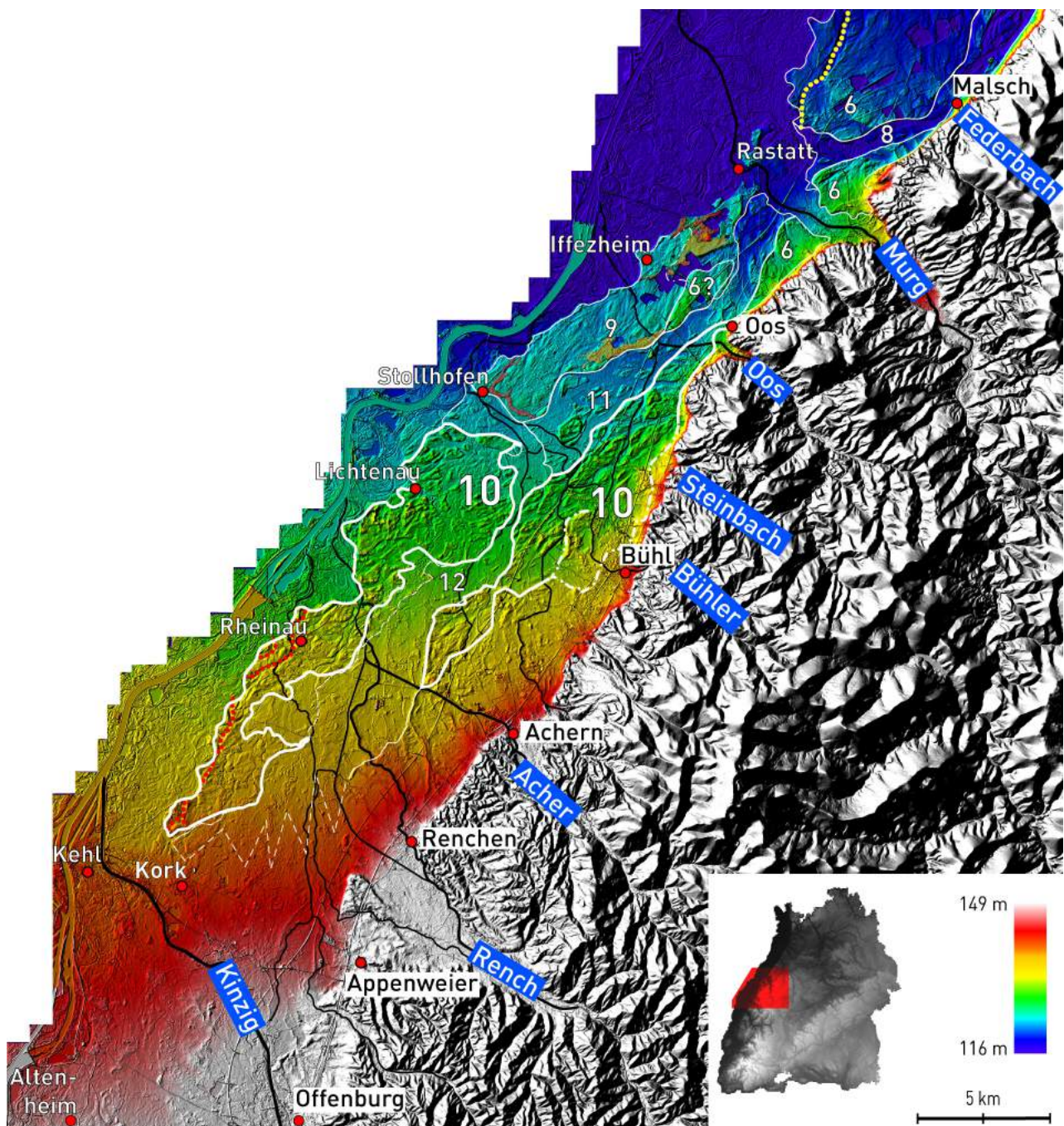


Abb. 108: Eine Übersicht von Offenburg bis Malsch zeigt die topographisch höher gelegenen, **fluvial überprägten Gebiete 9 und 10** und Teile von Gebiet 6, in die sich eine durchgehende **Mittelrinne (Gebiete 11 und 12)** eingeschnitten hat. Entlang der **Hochgestadekante** zieht sich in die Gebiete 10 und 6 eine Rinne (rot und gelb gepunktet). Im Süden verzahnt Gebiet 12 mit dem Mündungsbereich der Kinzig (Zickzacklinie). In Gebiet 9 sind stark (gelb) und mäßig (rot) abgetragene Dünen markiert. Entlang des Rheins sind am Farbwechsel deutlich die Stautufen bei Altenheim, Rheinau und Iffezheim zu erkennen. DGM mit LOD 2 und 30-facher Überhöhung.

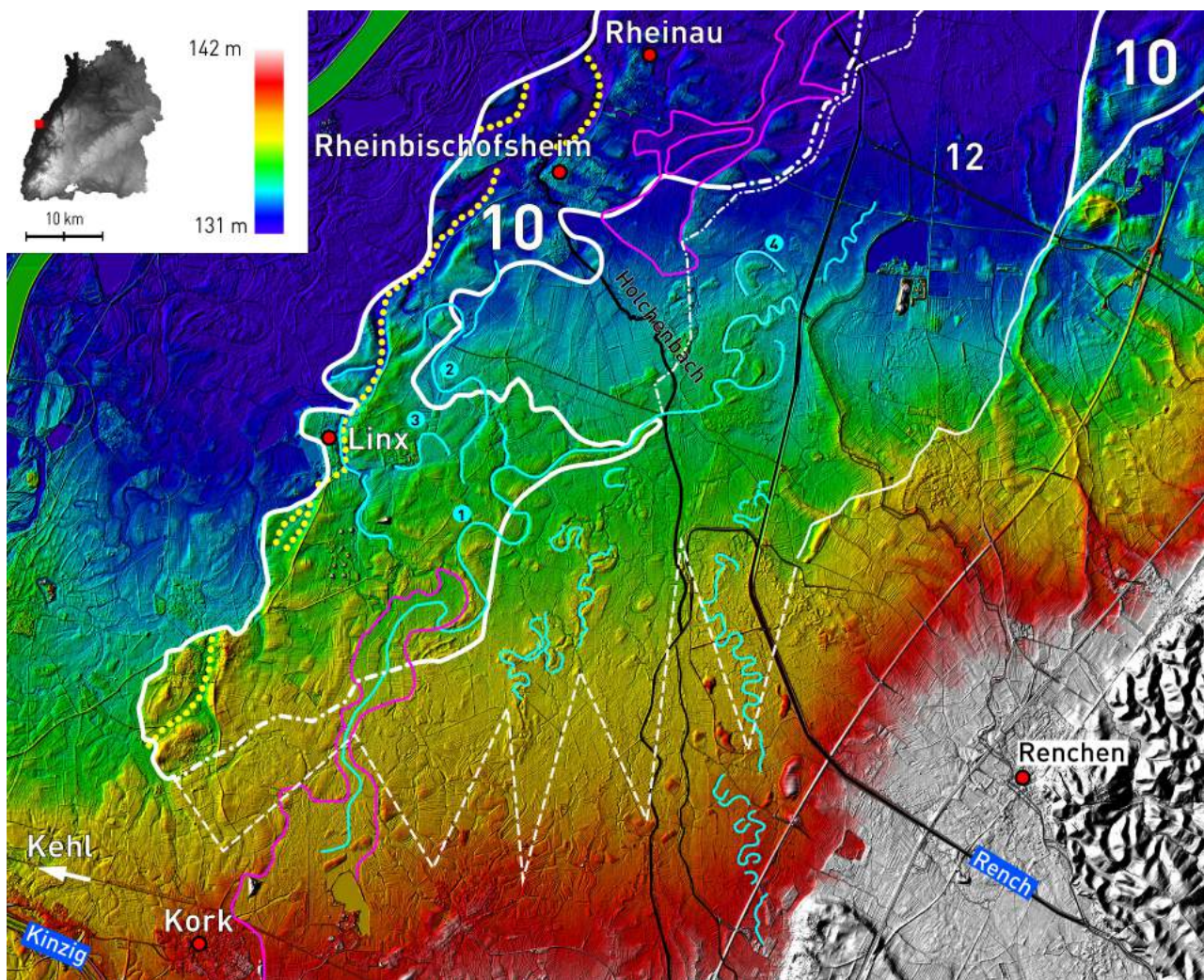


Abb. 109: Im südlichen Bereich der Gebiete 10 (dicke weiße Linie) und 12 zwischen Kork und Rheinau sind zahlreiche, kleindimensionale **mäandrierende Systeme in zwei Größenordnungen** zu finden (cyanfarbene Linien). Die größten Systeme sind mit 1, 2 und 3 gekennzeichnet. Weil sie die Gebiete 10 und 12 miteinander verbinden und sich weit nach Süden mit den Ablagerungen des Kinzig-Systems verzahnen (gezackte Linie), sind sie nach der Eintiefung und Aktivität der Mittelrinne (Gebiet 12) entstanden. Auch **komplexe Systeme (magentafarben umrandet) mit verschiedenartigen Fließregimes** verbinden die Gebiete miteinander. Im Unterschied dazu verläuft entlang der Westgrenze von Gebiet 10 eine breite, leicht geschwungene und klar definierte Rinne (gelb gepunktet) auf höherem Niveau, die an eine ähnliche Rinne in Gebiet 6 erinnert und älter ist als die kleindimensionalen mäandrierende Systeme. DGM im LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

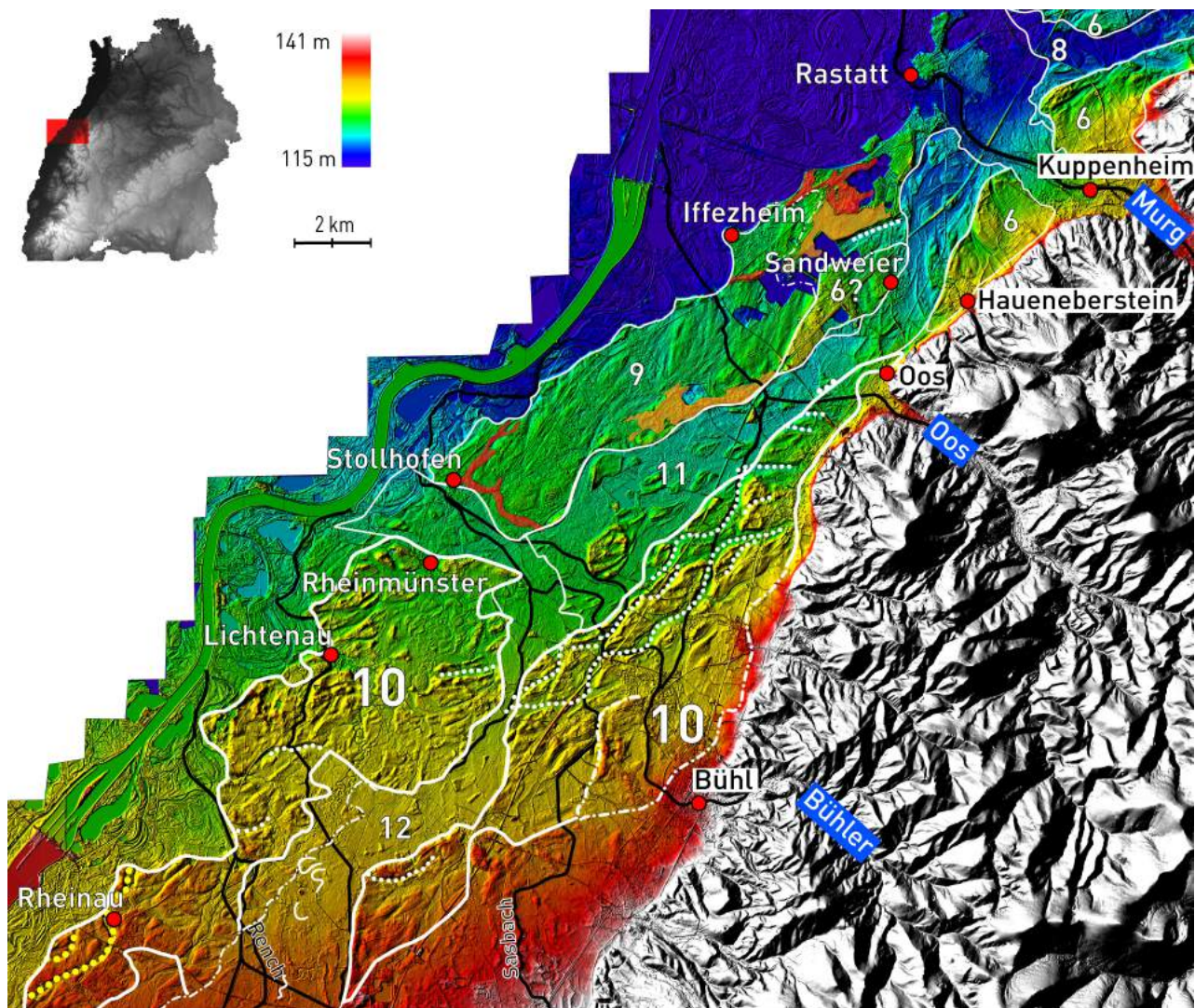


Abb. 110: Zwischen Rheinau und Rastatt wird ein möglicher Zusammenhang der morphologisch ähnlichen Gebiete 6 und 10 deutlich, die auf beiden Seite einer Mittelrinne (Gebiete 8, 11 und 12) liegen; Gebiet 9 unterscheidet sich morphologisch deutlich von allen umgebenden Gebieten. Obwohl sich die Mittelrinne sekundär in die Hochflächen der Gebiete 6 und 10 eintiefte, hat Gebiet 10 zahlreiche Verbindungen (weiß gepunktet) mit den Gebieten 11 und 12. Die jüngsten fluvialen Spuren sind - neben den rezenten Flüssen (schwarze Linien) - lokal mäandrierende, trockenengefallene Rinnen (weiße Linien). Südlich von Rheinau verläuft wie in Gebiet 6 entlang der Hochgestadekante ein klar ausgeprägte Rinne (gelb gepunktet). Strichpunktlinien deuten auf einen unsicheren Grenzverlauf. Deutlich sind die Staustufen bei Rheinau und Iffezheim durch den Farbwechsel zu erkennen. DGM mit LOD 3 und 30-facher Überhöhung.

6.8.18 Gebiet 11 – Leiberstunger System

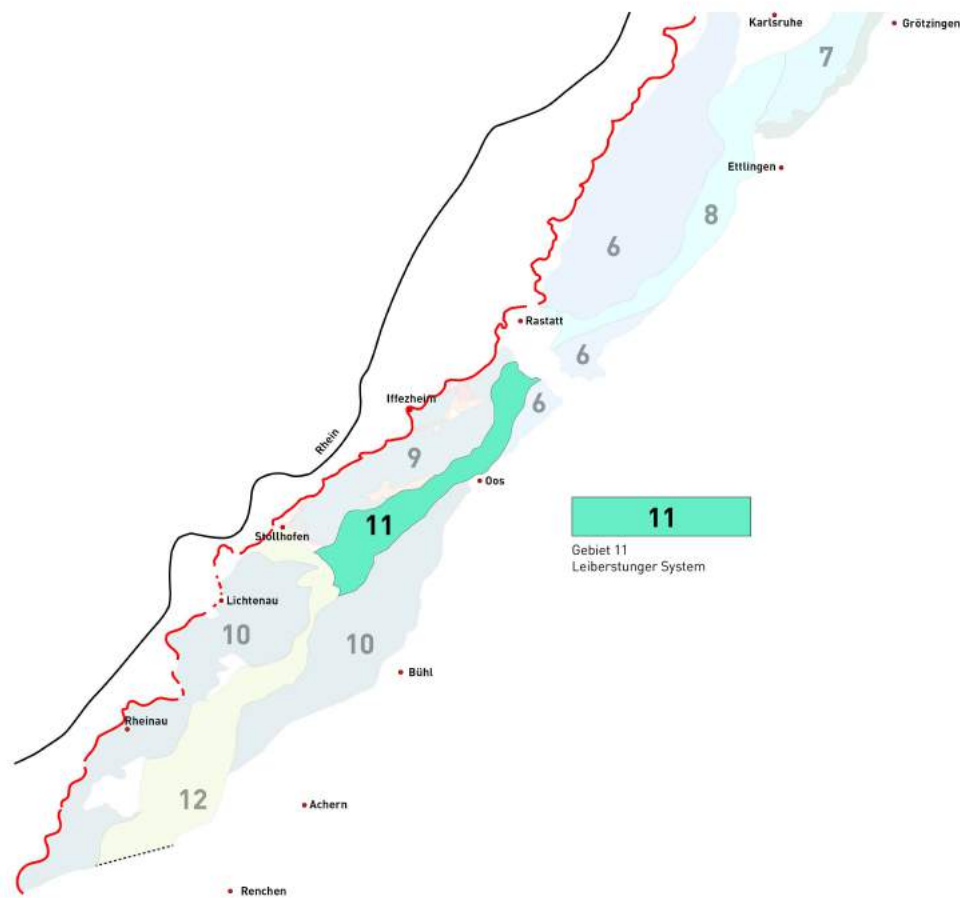


Abb. 111: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 11.

Gebiet 11 reicht von Stollhofen bis auf die Höhe von Rastatt und verläuft zwischen den beiden Teilgebietsflächen von Gebiet 10 (Abb. 111).

Für das Gebiet 11 sind folgende Beobachtungen aus dem DGM festzuhalten:

- *Im Vergleich zu den höher gelegenen Gebieten 6, 9 und 10 ist Gebiet 11 ausgeräumt und hat sich in diese eingeschnitten. Somit ist Gebiet 11 jünger als die Gebiete 9 und 10.*
- *Gebiet 11 ist Teil einer Rinne, die sich zwischen Renchen und Rastatt eingetieft hat und womöglich ihre Fortsetzung in Gebiet 8 hat.*
- *An der Geländekante auf der Linie Stollhofen-Bühl wird deutlich, dass das südlich gelegene Gebiet 12 länger aktiv war als Gebiet 11.*
- *Die Gebiete 11 und 10 haben zahlreiche Verbindungen und waren ursprünglich wahrscheinlich ein zusammenhängendes Gebiet mit fluvialer Aktivität. Später hat sich die Mittelrinne eingetieft, Gebiet 11 wurde ausgeräumt und hat die Rinnen von Gebiet 10 abgeschnitten. Möglicherweise*

hat erhöhte Sedimentzufuhr oder nachlassender Durchfluss die Mittelrinne durch Aufsedimentierung zum Verlanden gebracht und so haben die abgeschnittenen Rinnen von Gebiet 10 und die Mittelrinne wieder ein einheitliches Höhenniveau erreicht.

- *Wie sich westlich von Oos eine Geländekante ausbilden konnte, kann nicht eindeutig geklärt werden.*

Zwischen Kinzig und Murg hat sich eine Südwest-Nordost-ausgerichtete breite Mittelrinne in die Gebiete 9 und 10 eingeschnitten (Abb. 112). Nördlich von Rastatt setzt sich die Mittelrinne mutmaßlich in Gebiet 8 fort, wobei das Niveau der Mittelrinne mit der 3. Generation („cyanfarbiges“ Niveau) von Gebiet 8 korrespondiert (siehe Abb. 103 in Kap. 6.8.13). Dies ist so zu erklären, dass Gebiet 9 nach dem Durchbruch der Murg zum Rhein kaum noch Aktivität zeigte und auf dem erreichten Niveau verblieb. Gebiet 8 hingegen war auch später noch aktiv und schnitt sich weiter ein.

Auf der Linie von Stollhofen nach Bühl verläuft eine Geländekante, die meist nur 0,4 m und maximal 1,3 m hoch ist, aber dadurch auffällt, dass sie Sedimentbarren abschneidet (Abb. 113) und somit die Mittelrinne in das nördlicher gelegene Gebiet 11 und das südlicher gelegene Gebiet 12 unterteilt. Südlich der Geländekante ist das Gelände eingetieft, daher war Gebiet 12 länger aktiv als Gebiet 11.

Im Süden ist Gebiet 11 mehr als 2500 m breit, verengt sich weiter nordöstlich auf unter 1000 m und wird im Raum Rastatt von der Murg abgeschnitten (Abb. 113). Im Vergleich zu den umliegenden Gebieten 6, 9 und 10 ist Gebiet 11 ausgeräumt und schneidet sich bis 6,5 m ein, womit es deutlich im DGM sichtbar ist. An einigen Stellen schneidet Gebiet 11 Rinnen aus Gebiet 10 ab (weiß gepunktete Linien in Abb. 113, mehr bei Gebiet 10 in Kap. 6.8.17), deren Sohlen auf dem gleichen Höhenniveau wie die Basis von Gebiet 11 liegen. Möglicherweise wurden die Rinnen zunächst unterschritten, doch als Gebiet 11 verlandete, erreichten sie erneut dasselbe Höhenniveau.

Auch innerhalb von Gebiet 11 verläuft von Buchtung aus (westlich von Oos) nach Norden eine 1,5 bis 2 m hohe Geländekante (rot gestrichelte Linie in Abb. 113, Detail in Abb. 114). Auch hier wird die Geländekante vor allem durch das Anschneiden von Sedimentbarren deutlich. Sie unterteilt Gebiet 11 in zwei Abschnitte, ist mit keinem (rezenten) Gewässer zu erklären und muss erosiver Natur sein, weil sie sich in dem benachbarten Gebiet 9 nicht fortsetzt. Außerdem verläuft parallel zu der Kante ein ehemaliges, mäandrierendes Rinnensystem (blaue Linie in Abb. 114), das möglicherweise mit der Entstehung der Kante in Verbindung steht. Zumindest gibt es einen Hinweis darauf, dass auch nach der Kantenbildung die Entwässerung nach Norden möglich war.

Die Entwicklung der Gebiete 10, 11 und 12 stehen eng miteinander in Beziehung. Deshalb erfolgt die Diskussion der Gebiete 10, 11 und 12 nach den Ausführungen zu Gebiet 12 in Kap. 6.8.20.

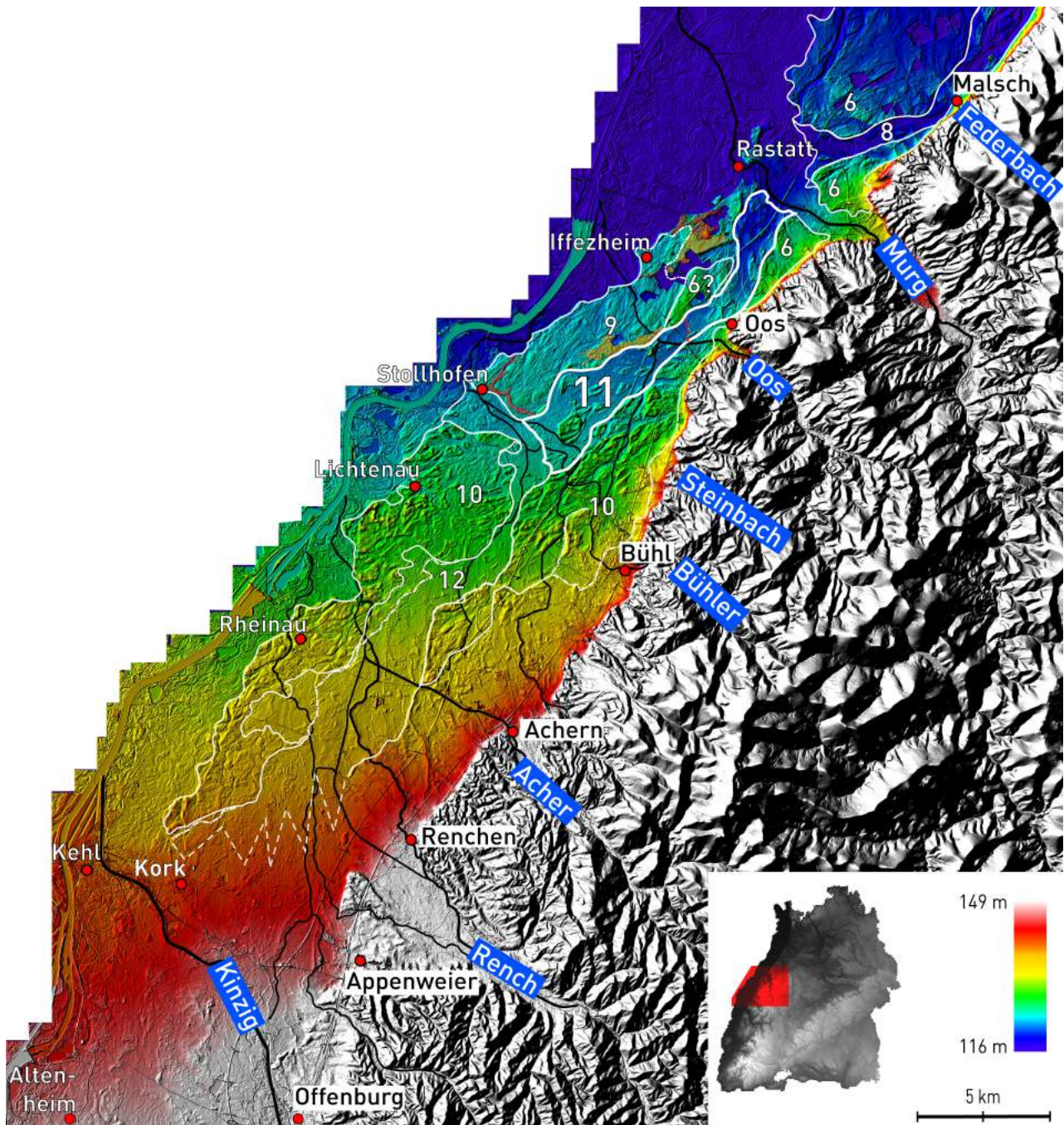


Abb. 112: Eine Übersicht von Offenburg bis Malsch zeigt die topographisch höher gelegenen, fluvial überprägten Gebiete 9 und 10 und Teile von Gebiet 6, in die sich **eine durchgehende Mittelrinne (Gebiete 11 und 12) eingeschnitten** hat. Bevor die Murg zum Rhein durchbrach, setzte sich Gebiet 11 (dicke weiße Linie) nach Norden in Gebiet 8 fort. Ein weiterer Durchbruch bei Stollhofen unterteilt die Mittelrinne in einen nördlichen Arm (Gebiet 11) und einen länger aktiven, südlicheren Arm (Gebiet 12). **Innerhalb des nördlichen Arms (Gebiet 11) hat sich eine Geländekante (rot gestrichelt) ausgebildet, deren Entstehung unklar ist.** In Gebiet 9 sind stark (gelb) und mäßig (rot) abgetragene Dünen markiert. Im Süden verzahnt Gebiet 12 mit dem Mündungsbereich der Rench und der Kinzig (Zickzacklinie), deswegen kann keine eindeutige Grenze gezogen werden. Unsichere Gebietsgrenzen sind mit Strichpunktlinien gekennzeichnet. Entlang des Rheins sind am Farbwechsel deutlich die Staustufen bei Altenheim, Rheinau und Iffezheim zu erkennen. DGM mit LOD 2 und 30-facher Überhöhung.

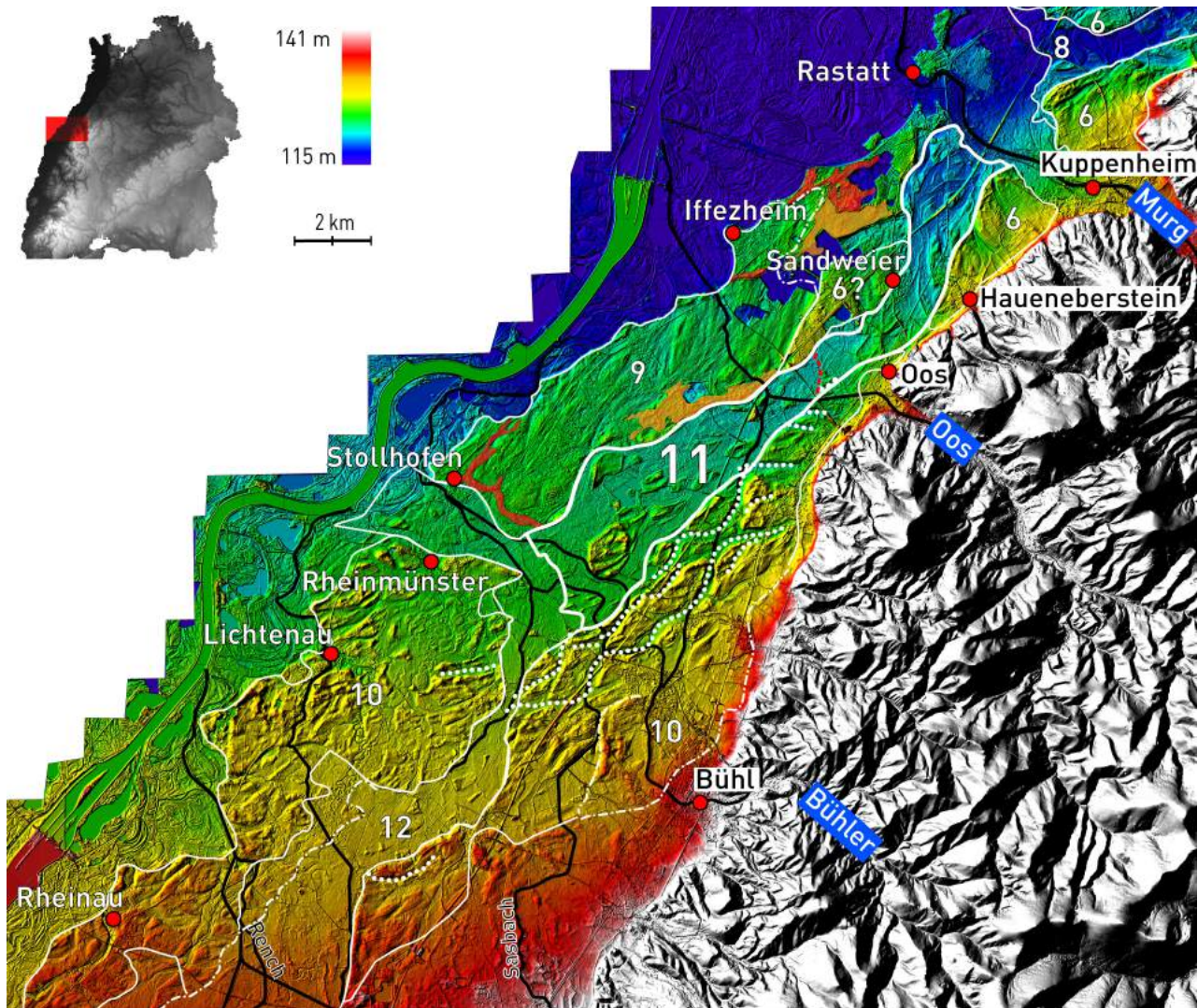


Abb. 113: Zwischen Rheinau und Rastatt hat sich eine Mittelrinne (Gebiete 11 und 12) in die Gebiete 6, 9 und 10 eingetieft. Obwohl sich die Mittelrinne sekundär eintiefte, hat Gebiet 10 zahlreiche Verbindungen (weiß gepunktet) mit den Gebieten 11 und 12. Die rote gestrichelte Linie in Gebiet 11 ist eine Geländekante, die Gebiet 11 in zwei Abschnitte unterteilt. Strichpunktlinien deuten auf einen unsicheren Grenzverlauf. Schwarze Linien sind ausgewählte Flüsse. Deutlich sind die Staustufen bei Rheinau und Iffezheim durch den Farbwechsel zu erkennen. DGM mit LOD 3 und 30-facher Überhöhung.

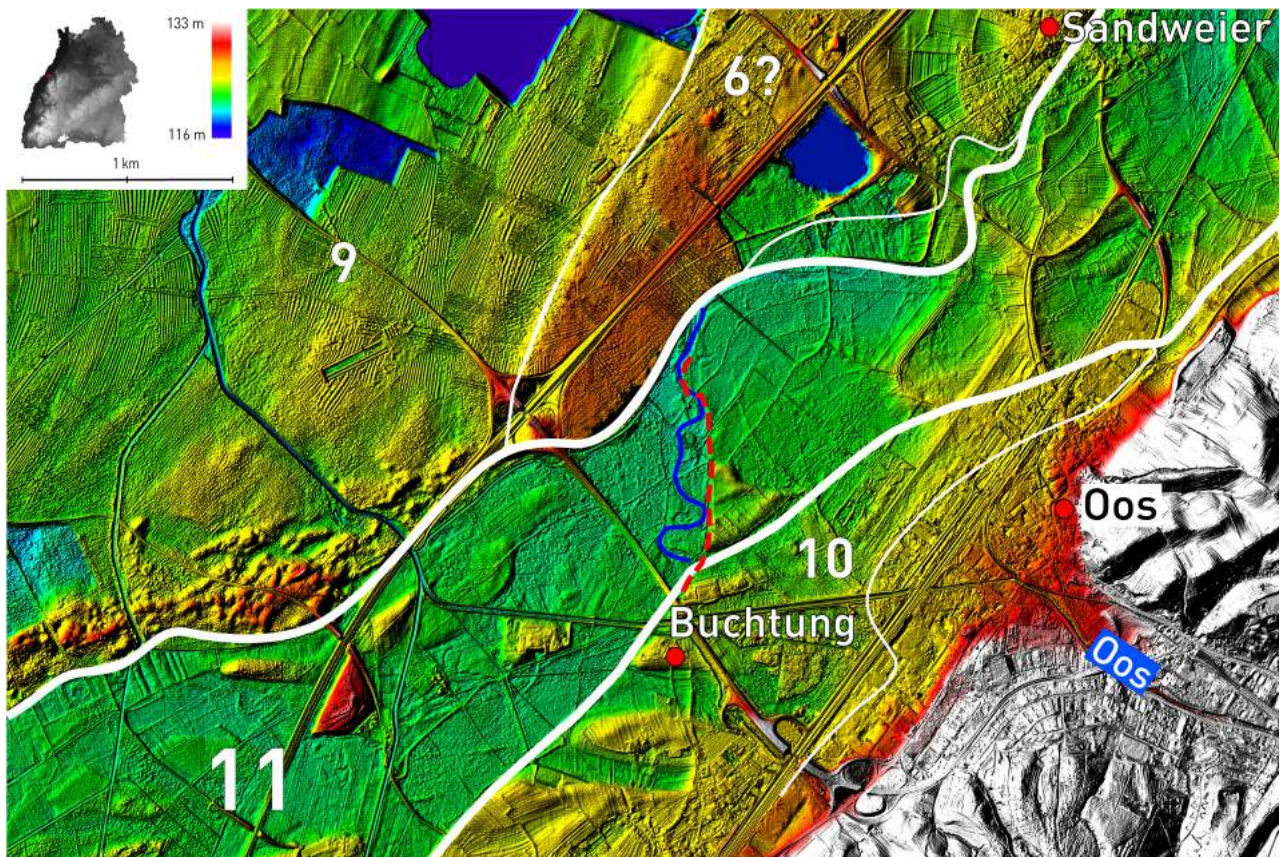


Abb. 114: Eine **erosive Geländekante** mit einer Sprunghöhe von 1,5 bis 2 m (rot gestrichelt) **teilt Gebiet 11 (dicke weiße Linie) in zwei Abschnitte**. Im Süden ist die Geländekante von einer mäandrierenden Rinne (blaue Linie) begleitet, die kein Wasser führt und sich nördlich der Geländekante nicht fortsetzt. Unklar bleibt die Bildung der Kante. Sie setzt sich nicht in die benachbarten Gebiete 10 und 6? fort. DGM im LOD 6 mit 20-facher Überhöhung.

6.8.19 Gebiet 12 – Nördliche Ortenau-Rinne

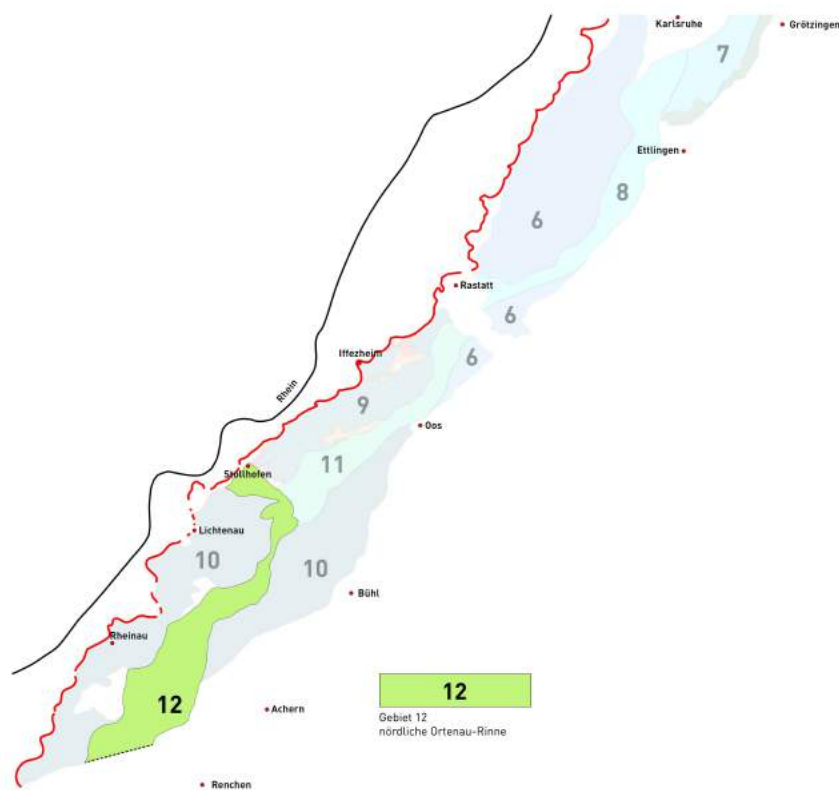


Abb. 115: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 12. Im Süden verzahnt Gebiet 12 mit dem Sedimentationsraum der Kinzig und ist nicht eindeutig abzugrenzen (gestrichelte Linie).

Gebiet 12 ist ebenfalls Teil der Mittelrinne, die im Norden als Gebiet 11 ihre Fortsetzung findet (Abb. 115). Folgende Altersbeziehungen und Prozesse innerhalb von Gebiet 12 (Abb. 116) sind aus dem DGM abzuleiten:

- Das Gebiet 12 ist eine Rinne, die sich in Gebiet 10 eingetieft hat und somit jünger ist als Gebiet 10.
- Südlich von Stollhofen ist Gebiet 12 zur Rheinaue durchgebrochen; auf der Linie Stollhofen-Bühl hat sich eine Geländekante zu Gebiet 11 ausgebildet, die anzeigt, dass Gebiet 12 jünger ist als Gebiet 11.
- Im Süden ist Gebiet 12 nicht eindeutig abzugrenzen, hier verzahnt sich Gebiet 12 mit dem Sedimentationsraum der Kinzig.
- Innerhalb von Gebiet 12 gibt es verlandete, mäandrierende Systeme zweier Größenordnungen, die auch in Gebiet 10 sowie nördlich und südlich der Kinzig zu beobachten sind. Diese sind die relativ jüngsten fluvialen Systeme, rezente Fließgewässer ausgenommen.

- *Ein komplexes fluviales System erstreckt sich von Rheinbischofsheim bis Lichtenau, in seinem Verlauf ändert es mehrfach sein Fließmuster. Die Altersstellung dieses Systems ist unklar, ebenso, woher das Wasser kam.*

Im Süden (Abb. 117) setzt die Mittelrinne auf Höhe des Renchaustritts aus dem Schwarzwald ein, verschmälert sich auf der Höhe von Bühl (Abb. 118) auf nur 300 m, biegt nach Westen und mündet südlich von Stollhofen in die Rheinaue. Im Gegensatz zur Fortsetzung der Mittelrinne nach Norden (Gebiet 11, Abb. 116) ist die Mittelrinne in Gebiet 12 meist nur 1 bis 2,5 m, selten bis 3 m in die Umgebung eingeschnitten. Weil Gebiet 12 aber noch stärker ausgeräumt ist und vor allem im nördlichen Teil (Abb. 118) sowohl im Osten als auch im Westen Sedimentbarren anschneidet, ist es ebenfalls deutlich im DGM sichtbar. Die südliche Grenze von Gebiet 12 ist nicht im DGM auszumachen, topographisch geht der Sedimentationsraum der Kinzig nahtlos in den Abschnitt der Mittelrinne über, der nur seitlich deutlich begrenzt ist. In diesem Verzahnungsbereich treten lokal zahlreiche mäandrierende Systeme auf, die ebenfalls dazu beitragen, die südliche Grenze von Gebiet 12 nicht genau festlegen zu können. Aus diesem Grund habe ich die Grenze als Zickzacklinie dargestellt (Abb. 116 und 117).

Zwischen der Kinzig und Bühl (Abb. 116) verlaufen zahlreiche mäandrierende Systeme in Süd-Nord-beziehungsweise Südwest-Nordost-Richtung (cyan- und orangefarbene Bögen in Abb. 117 und 118); die allermeisten davon sind verlandet. Alle Systeme können zwei Größenordnungen zugeteilt werden: Mäanderamplituden zwischen 100 und 200 m (orangefarbene Linien) und zwischen etwa 400 bis 550 m (cyanfarbene Linien). Stellenweise verbinden die mäandrierenden Systeme die Gebiete 10 und 12 und sowohl nördlich als auch südlich der Kinzig verzahnen sie mit dem Kinzigsystem. Daraus ist zu schließen, dass sie das jüngste der beschriebenen fluvialen Ereignisse sind.

Im Süden sind die größeren mäandrierenden Systeme (Zahlen von 1 bis 4 in Abb. 117) teilweise mehrere Kilometer lang und verlaufen sowohl in Gebiet 12 als auch in Gebiet 10. Das längste, zusammenhängend erscheinende, ist System 1 mit nahezu 10 km Südwest-Nordost-Erstreckung und mehrfachen Verzweigungen. Es verläuft an der Grenze der Gebiete 10 und 12. Deutlich kleiner ist System 2 mit nur 3 km Längserstreckung, dessen Gefälle nach Nordosten gerichtet ist. Weitere große Schlingen sind unter anderem bei 3 und 4 zu erkennen. Ebenfalls über mehrere Kilometer erstrecken sich auch die kleineren mäandrierenden Systeme (orangefarbene Linien in Abb. 117) im südlichen Gebiet 12. Wie bei den größeren mäandrierenden Systemen kann die Zugehörigkeit der Mäanderschlingen zu den einzelnen Systemen nicht immer eindeutig geklärt werden. Naheliegender ist, dass mehrfache Laufverlegungen zu einer Vielzahl von Altarmen und abgeschnürten Schlingen führten.

Im nördlichen Abschnitt von Gebiet 12 sind langaushaltende mäandrierende Systeme selten. Einzelne Schlingenbögen (bei Zahlen 5 und 6 in Abb. 118) weisen große Amplituden auf, können jedoch nicht mit Sicherheit einer Größenordnung zugeordnet werden. Dies gilt auch für die östlich von Lichtenau in Gebiet 10 auftretenden Schlingenbögen (cyanfarbene Linien in Abb. 118). Das verbindende Element

zwischen Gebiet 10 und Gebiet 12 ist in diesem Abschnitt ein komplexes fluviales System, das von Rheinbischofsheim bis Lichtenau reicht (magentafarben umrandet in Abb. 117 und 118). Sein Gefälle ist nach Nordosten gerichtet und im Süden setzt es mit einem etwa 1 km breiten „Trichter“ ein, der sich rasch auf eine etwa 100 m breite Rinne verengt, die maximal 2 m eingetieft ist (Abb. 117). Möglicherweise mündet auf der Höhe von Rheinau ein Arm von Osten ein und bis Memprechtshofen ist das System verzopft (Abb. 118). Im weiteren Verlauf nach Nordosten wird das System zunehmend mäandrierend, östlich von Memprechtshofen mündet ein weiterer Arm von Osten ein. Offensichtlich reicht das System noch weiter nach Norden. Möglich ist, aufgrund der weiträumigen Strukturen in den Gebieten 10 und 12 zwischen Memprechtshofen, Lichtenau und Stollhofen, dass zumindest zeitweise hier Wasser nach Westen floss. Weil dieses komplexe System die Gebiete 10 und 12 verbindet, scheint es verhältnismäßig jung zu sein. Denkbar ist auch, dass dieses System ein Vorläufer von Gebiet 12 war, welches sich schließlich weiter im Osten eingeschnitten hat. Unklar bleibt die Wasserherkunft für dieses System. Die Sedimentbarren im verzopften Abschnitt lassen keinen Rückschluss auf die Fließrichtung zu. Sofern das Gefälle nicht nachträglich überprägt wurde, ist davon auszugehen, dass das Wasser von Südwesten nach Nordosten floss. Bemerkenswert ist der deltaartige „Trichter“ am südlichen Ende des Systems. Denkbar wäre folgendes Szenario: Der Damm einer etwa Ost-West-verlaufenden Rinne (für die es keinerlei Hinweis im DGM gibt) bricht, das ausströmende Wasser fließt nach Nordosten ab und sammelt sich in einer (alten) fluvialen Struktur. Alternativ ist auch möglich, dass sich auf der erhöhten Ebene ein See gebildet hat, der übergelaufen ist und sich das Wasser so seinen Weg nach Nordosten gebahnt hat. Für die letztere Variante spräche die verhältnismäßig flache Ebene südöstlich von Rheinbischofsheim, die heute vom Holchenbach durchflossen ist.

Ein weiteres fluviales System verläuft zwischen Kork und Linx (magentafarben umrandet in Abb. 109) und fällt vor allem wegen seiner markanten Kanten auf. Es verläuft ebenfalls sowohl in Gebiet 10 als auch in Gebiet 12 und in direkter Nachbarschaft zu lang aushaltenden mäandrierenden Systemen (Abb. 117). Sein Gefälle ist gleichermaßen nach Nordosten gerichtet. Auch hier sind Entstehungsprozess sowie Herkunft und Abfluss des Wassers unklar.

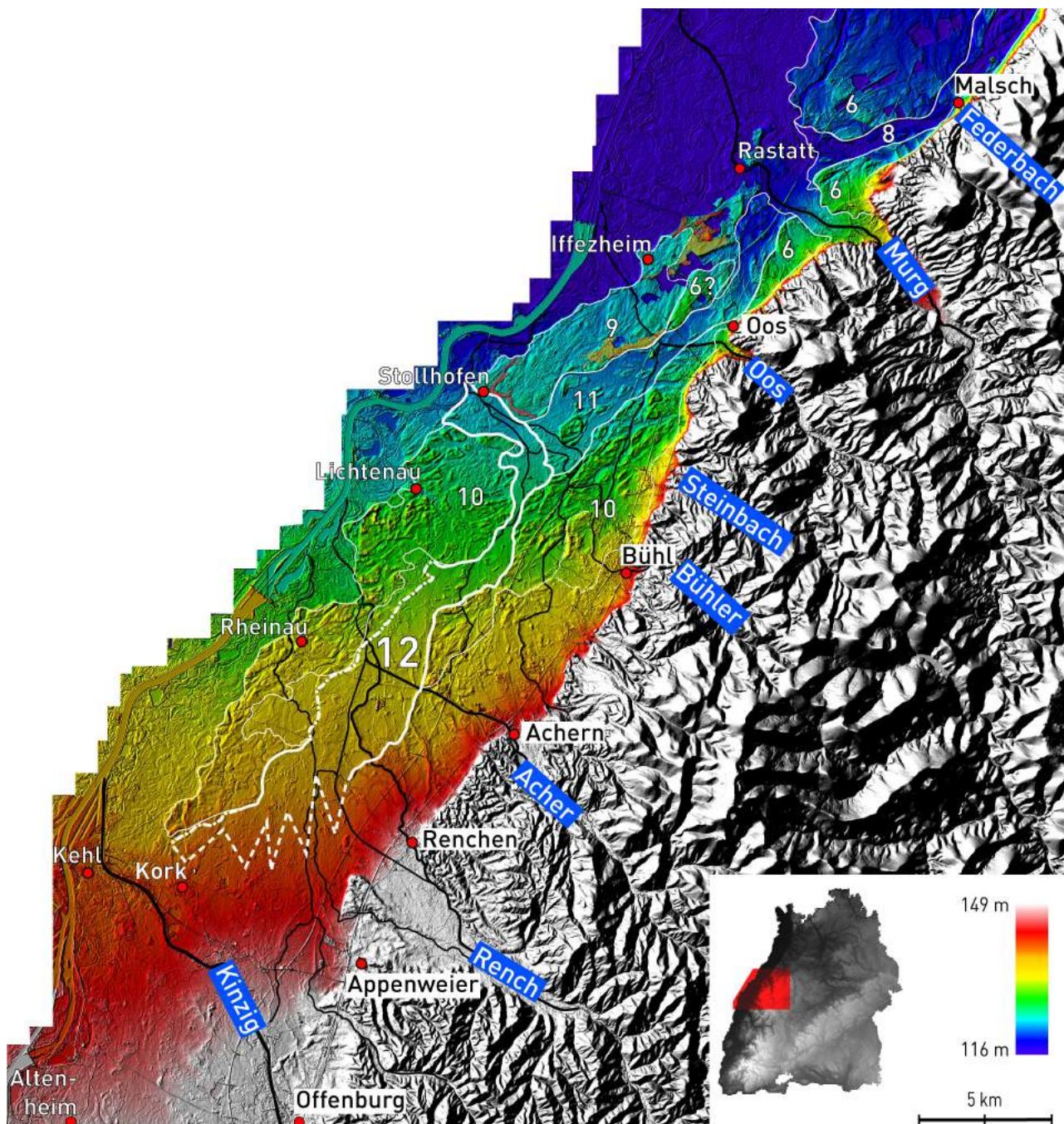


Abb. 116: Eine **durchgehende Mittelrinne (Gebiete 11 und 12)** hat sich zwischen der Kinzig und der Murg (**zwischen Renchen und Rastatt**) in die topographisch höher gelegenen, fluvial überprägten Gebiete 9 und 10 und die dortigen Teile von Gebiet 6 eingeschnitten. Bevor die Murg zum Rhein durchbrach setzte sich Gebiet 11 nach Norden in Gebiet 8 fort, ein weiterer Durchbruch bei Stollhofen unterteilt die Mittelrinne in einen nördlichen Arm (Gebiet 11) und einen länger aktiven, südlicheren Arm (Gebiet 12, dicke weiße Linie). In Gebiet 9 sind stark (gelb) und mäßig (rot) abgetragene Dünen gekennzeichnet. Im Süden verzahnt Gebiet 12 mit dem Mündungsbereich der Kinzig (Zickzacklinie), deswegen kann keine eindeutige Grenze gezogen werden. Unsichere Grenzen sind mit Strichpunktlinien markiert. Entlang des Rheins sind am Farbwechsel deutlich die Staustufen bei Altenheim, Rheinau und Iffezheim zu erkennen. DGM mit LOD 2 und 30-facher Überhöhung.

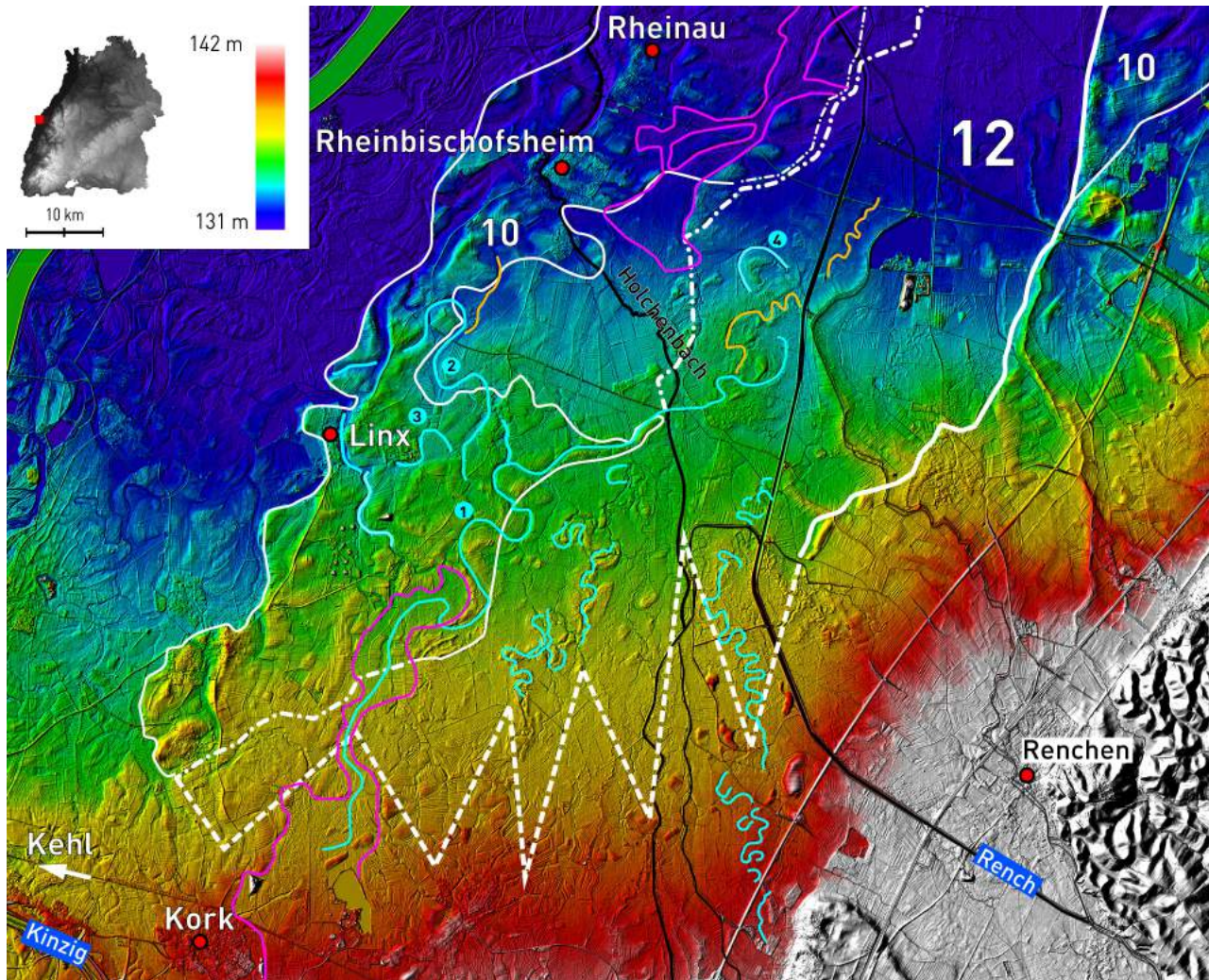


Abb. 117: Im südlichen Bereich der Gebiete 10 und 12 **zwischen Kork und Rheinau** sind zahlreiche kleindimensionale mäandrierende Systeme in zwei Größenordnungen zu finden (cyan- und orangefarbene Linien). Die größten Systeme sind mit 1, 2, 3 und 4 gekennzeichnet. Weil sie die beiden Gebiete miteinander verbinden und sich weit nach Süden mit den Ablagerungen des Kinzig-Systems verzahnen (Zickzacklinie), sind sie nach der Eintiefung und Aktivität der Mittelrinne (Gebiet 12) entstanden. Auch komplexe Systeme (magentafarben umrandet) mit verschiedenartigen Fließregimen verbinden die Gebiete miteinander. DGM im LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

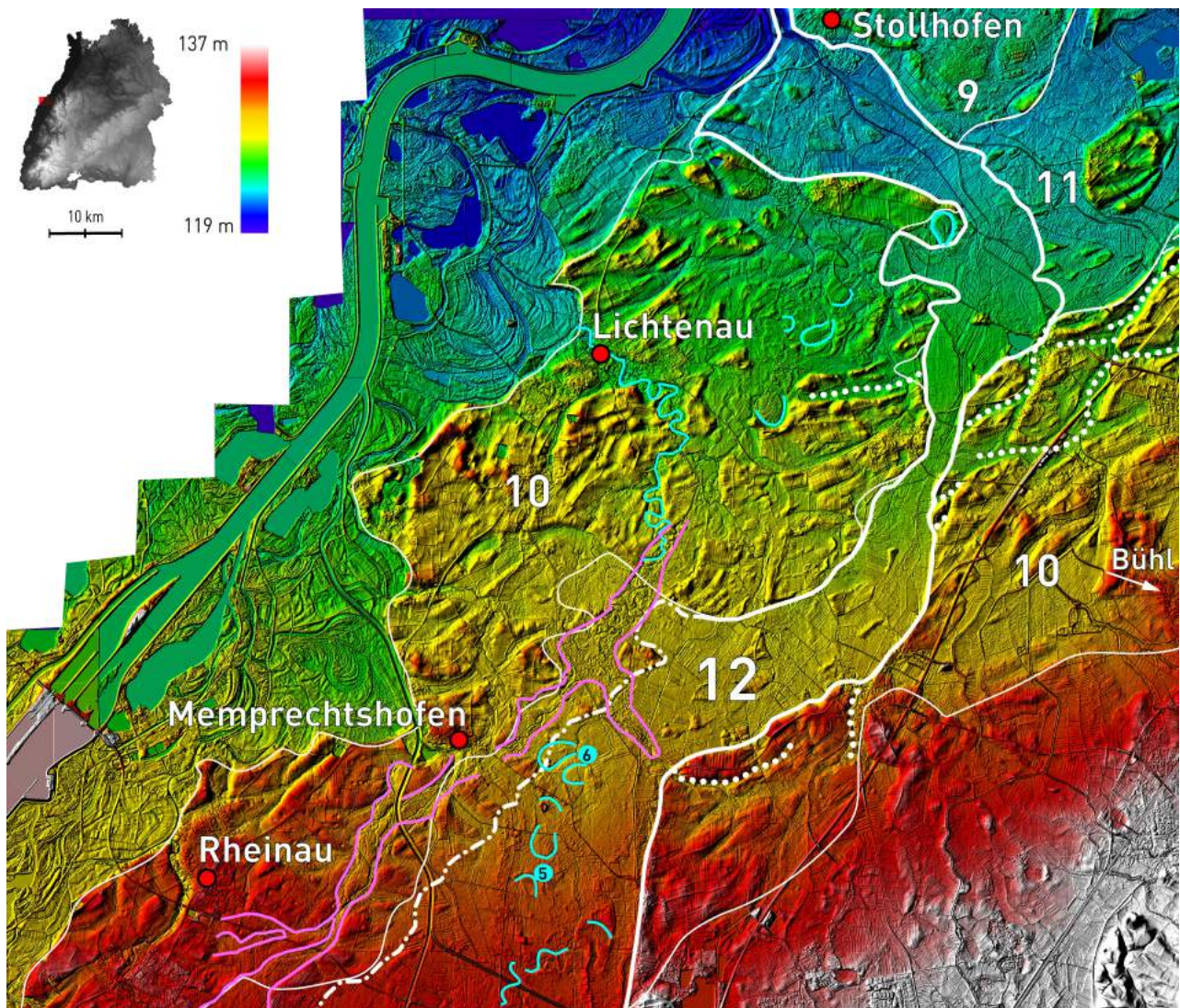


Abb. 118: Der zentrale Bereich der Gebiete 10 und 12 **zwischen Rheinau und Stollhofen** zeigt, wie Gebiet 12 Rinnen von Gebiet 10 (weiß gepunktet) abschneidet und sich in Gebiet 10 eingeschnitten hat. Außerdem ist der morphologische Unterschied zwischen den beiden Gebieten deutlich zu erkennen: Gebiet 10 ist von zahlreichen, mehrphasigen fluvialen Ereignissen und Dünenrelikten geprägt, wohingegen die eingetiefte Rinne von Gebiet 12 ausgeräumt erscheint. Beiden gemeinsam sind kleindimensionale mäandrierende Systeme (cyanfarbene Linien), welche die Gebiete miteinander verbinden. Ebenso durchzieht ein komplexes fluviales System mit verschiedenen Fließregimes die Gebiete (magentafarben). Die Strukturen, welche die Gebiete miteinander verbinden, müssen verhältnismäßig jung und erst nach Eintiefung und Aktivität von Gebiet 12 entstanden sein. Entlang der Hochgestadekante südlich von Rheinau verläuft eine breite, leicht geschwungene und klar definierte Rinne (gelb gepunktet), die an eine ähnliche Rinne in Gebiet 6 erinnert. Deutlich ist die Staustufe bei Rheinau durch den Farbwechsel zu erkennen. DGM im LOD 4 und 30-facher Überhöhung.

6.8.20 Diskussion Gebiete 10, 11 und 12

Die Gebiete 10, 11 und 12 zeigen einen Durchbruch des Ostrandflusses südlich von Stollhofen. Thürach hat bereits 1912 zwischen Lichtenau und Stollhofen einen Überlauf vermutet (nach FEZER 1974), allerdings flösse das Wasser vom Rhein in die Randrinne; laut FEZER (1974) ließe sich dies mit Hilfe der Mäanderradien in der Schiftunger Niederung (bei 11 in Abb. 106) bestätigen.

BLUM (1989) hat die Kinzig-Murg-Rinne zwischen Bühl und Rastatt kartiert. Südlich von Oos (Abb. 113) verbreitert sich bei BLUM (1989) die Kinzig-Murg-Rinne auf das östliche Gebiet 10 und südlich der Linie Stollhofen-Bühl zusätzlich auf das westliche Gebiet 10. Er schreibt dazu (S. 86), dass „im südlichen Abschnitt zwischen Ottersweier [südlich von Bühl] und Steinbach [nördlich von Bühl] das Ostufer weniger deutlich in Erscheinung tritt und das Westufer überhaupt nicht mehr nachvollzogen werden konnte“. Dies ist insofern nachvollziehbar, weil Gebiet 10 ebenfalls stark fluvial überprägt ist und die Höhendifferenz zu Gebiet 11 viel geringer ist. Für diesen südlicheren Abschnitt beschreibt BLUM (1989) Niederterrasseninseln, die mehr oder weniger elliptisch beziehungsweise rautenförmig und annähernd nach Nordnordost beziehungsweise Nordost ausgerichtet sind. Dies stimmt mit den Beobachtungen im DGM überein. Außerdem schließt BLUM (1989), dass die Kinzig-Murg-Rinne zwischen Rheinau und der Vorbergzone die gesamte Ebene einnimmt. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass auch Gebiet 10 stark fluvial überprägt ist und somit wahrscheinlich eine ältere Phase des Ostrandflusses repräsentiert, hat er mit seiner Aussage Recht. Ebenso kann seine Aussage (BLUM 1989: 56) bestätigt werden, dass sich unter anderem östlich von Rheinmünster [bei Lichtenau] wegen des sehr flachen Geländes Mäander bildeten.

Zwischen Stollhofen und Rastatt (Abb. 113) stimmt die von BLUM (1989) vorgenommene Abgrenzung mit der Westgrenze von Gebiet 11 zu Gebiet 9 nahezu komplett überein, ebenso zwischen Rastatt und Oos mit der Ostgrenze. An der Stelle, wo das Murgtal aus dem Schwarzwald tritt, war die Kinzig-Murg-Rinne bis 2 km breit und in mehrere Gerinne verzweigt, hier staute der Murgschwemmfächer eine Niederung auf, sodass zwischen Oos, Sandweier, Haueneberstein und Kuppenheim ein „Landsee“ entstand (BLUM 1989: 61).

Innerhalb der Mittelrinne (Gebiet 11) ist bei BLUM (1989: 42) ein Bohrprofil (Kinzhurst II; R 34 33 815, H 54 00 025) im Abtsmoor zu finden (der 1000 m lange und bis 200 m breite Sandrücken grenzt im Südosten an Gebiet 10). Dessen Sedimentbericht weist darauf hin, dass sich das Kinzig-Murg-System in Verbindung mit absinkendem Wasserspiegel im Allerød-Hochstand einzuschneiden begann. Während der Jüngerer Tundrenzeit stieg der Wasserspiegel erneut an, was mit stärkerem Torfwachstum und der Ausbreitung von Steppenelementen einherging. Zu Beginn des Boreals gab es eine Unterbrechung im Moorwachstum, das den abgesunkenen Grundwasserspiegel in Folge stärkeren Einschneidens des Rheins zeigt. Am Ende des Atlantikums und zu Beginn des Subboreals wurde es feuchter und stärkerer menschlicher Einfluss führte zu verstärktem Sedimentangebot und erneuter Aufschotterung mit einem Anstieg des Grundwasserspiegels und neuerlichem Torfwachstum.

6.8.21 Gebiet 13 – Ichenheim-Schuttern-System

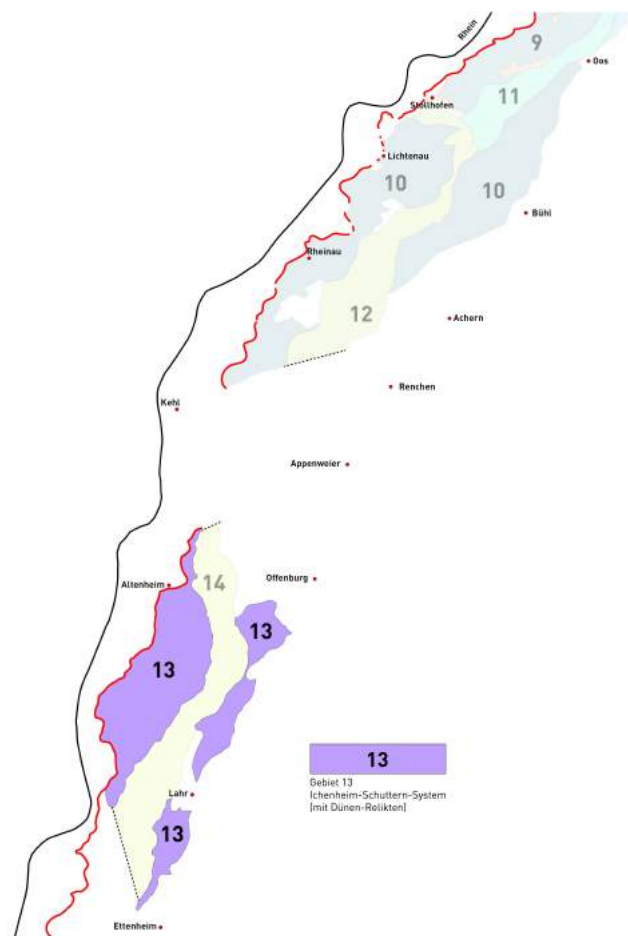


Abb. 119: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 13. In den Mündungsbereichen von Kinzig und Murg verzahnen die Gebiete mit dem Sedimentationsraum der Flüsse und sind nicht eindeutig abzugrenzen (gestrichelte Linien).

Das Gebiet 13 verläuft parallel zu Hochgestadekante und Grabenschulter und ist in drei Bereiche unterteilt. Aus dem DGM ist zu Aussehen, Prozessen und Altersbeziehungen Folgendes abzuleiten:

- *Gebiet 13 ähnelt morphologisch Gebiet 10 und bildete möglicherweise ursprünglich mit diesem eine zusammenhängende Fläche. Die Ausrichtung der Dünenrelikte ist Südwest-Nordost, allerdings nicht so deutlich wie in Gebiet 10.*
- *In diese Fläche hat sich in der Mitte eine Rinne eingetieft (Gebiet 14), die sehr wahrscheinlich ursprünglich mit der Rinne nördlich der Kinzig (Gebiete 12 und 11) zusammenhing.*
- *Insbesondere der westliche Bereich von Gebiet 13 zeigt - wie Gebiet 10 - ein komplexes, fluvial überprägtes System aus Dünenrelikten.*
- *Die Form der Dünenrelikte legt nahe, dass zunächst ein verzopftes System aktiv war, das sich später zu einem schlingenbildenden System gewandelt hat.*

- *Die Ausrichtung der Dünenrelikte und Rinnen deutet auf eine Wasserzufuhr aus Südwesten. Möglicherweise stammte das Wasser aus einem Rhein-III-Vorläufer-System.*
- *Der westliche Bereich von Gebiet 13 zeigt mehrere Geländekanten; diese schneiden die schlingenbildenden Rinnen ab, folglich sind die Geländekanten jünger. Aufgrund der Höhenlage ist davon auszugehen, dass die Bereiche von Osten nach Westen länger aktiv waren. Unklar ist, wie die Geländekanten entstanden.*

Wie zwischen Renchen und Rastatt ist das Muster einer breiten Mittelrinne, die sich in seitliche Hochflächen eingeschnitten hat, auch südlich der Kinzig zu beobachten (Abb. 120). Und ebenso wie die Hochflächen von Gebiet 10 nördlich der Kinzig, setzt sich südlich der Kinzig Gebiet 13 aus einem westlichen und östlichen Bereich zusammen. In ihrer Morphologie ähneln die Flächen von Gebiet 13 denen von Gebiet 10.

Vorherrschend ist sowohl im Süden (Abb. 121) als auch im Norden (Abb. 122) ein unruhiges Gelände mit zahlreichen abgeschnittenen Erhebungen, die als Dünenrelikte interpretiert werden. Form, Aussehen und Dimension der Dünenrelikte legen nahe, dass die Oberfläche mehrmals von einem verzopften System überprägt wurde. Mehr noch als in Gebiet 10 wird insbesondere im westlichen Bereich von Gebiet 13 deutlich, dass sich danach ein System mit Südwest-Nordost-ausgerichteten Schlingen entwickelte (cyanfarbige Linien in Abb. 121 und Abb. 122), deren Rinnen etwas tiefer und definierter sind als die Rinnen des verzopften Systems. Ihr Gefälle ist stets nach Nordosten gerichtet und nur vereinzelt fließt in den Schlingen heute Wasser. Dies zeigt eindeutig, dass dieses Gebiet aus Südwesten mit Wasser durchströmt wurde. Als Wasserzulieferer kommen dafür ein Vorläufer des Rheins oder der elsässischen Ill in Frage. Durchaus möglich ist auch ein gemeinsames Rhein-III-Vorläufer System, das die gesamte Breite des Oberrheingrabens einnahm.

Im Gegensatz zu Gebiet 10 sind in Gebiet 13 keine lokalen, mäandrierenden Systeme zu beobachten, welche die Hochflächen mit der Mittelrinne verbinden. Solche lokale, mäandrierende Systeme sind nur in der benachbarten Mittelrinne (Gebiet 14) vorhanden.

Zwei Geländekanten untergliedern das westliche Gebiet 13 (weiß gepunktet und E, F, G in Abb. 120, 122 und 121), wobei die Bereiche von Osten nach Westen topographisch zunehmend tiefer liegen. Stellenweise fließen rezente Gewässer entlang der Geländekanten. Die östliche der beiden Kanten grenzt Gebiet E ab und ist 1,3 bis 1,5 m hoch, die westliche Kante grenzt Bereich F von Bereich G ab und zeigt maximal 1 m Höhenunterschied. Beide Kanten zeichnen sich dadurch aus, dass sie Sedimentbarren und Rinnen (weiße Linien in Abb. 122 und 121) abschneiden. Dies bedeutet, dass die schlingenbildenden Rinnen entwickelt waren, bevor sich die Geländekanten bildeten. Insbesondere im westlichen Abschnitt (G in Abb. 121) sind die Südwest-Nordost-ausgerichteten Formen stark erodiert und werden dort von der Hochgestadekante abgeschnitten. Allerdings sind keine Strukturen zu erkennen, die einen Hinweis darauf geben, welches Ereignis diese Geländekanten ausgebildet hat.

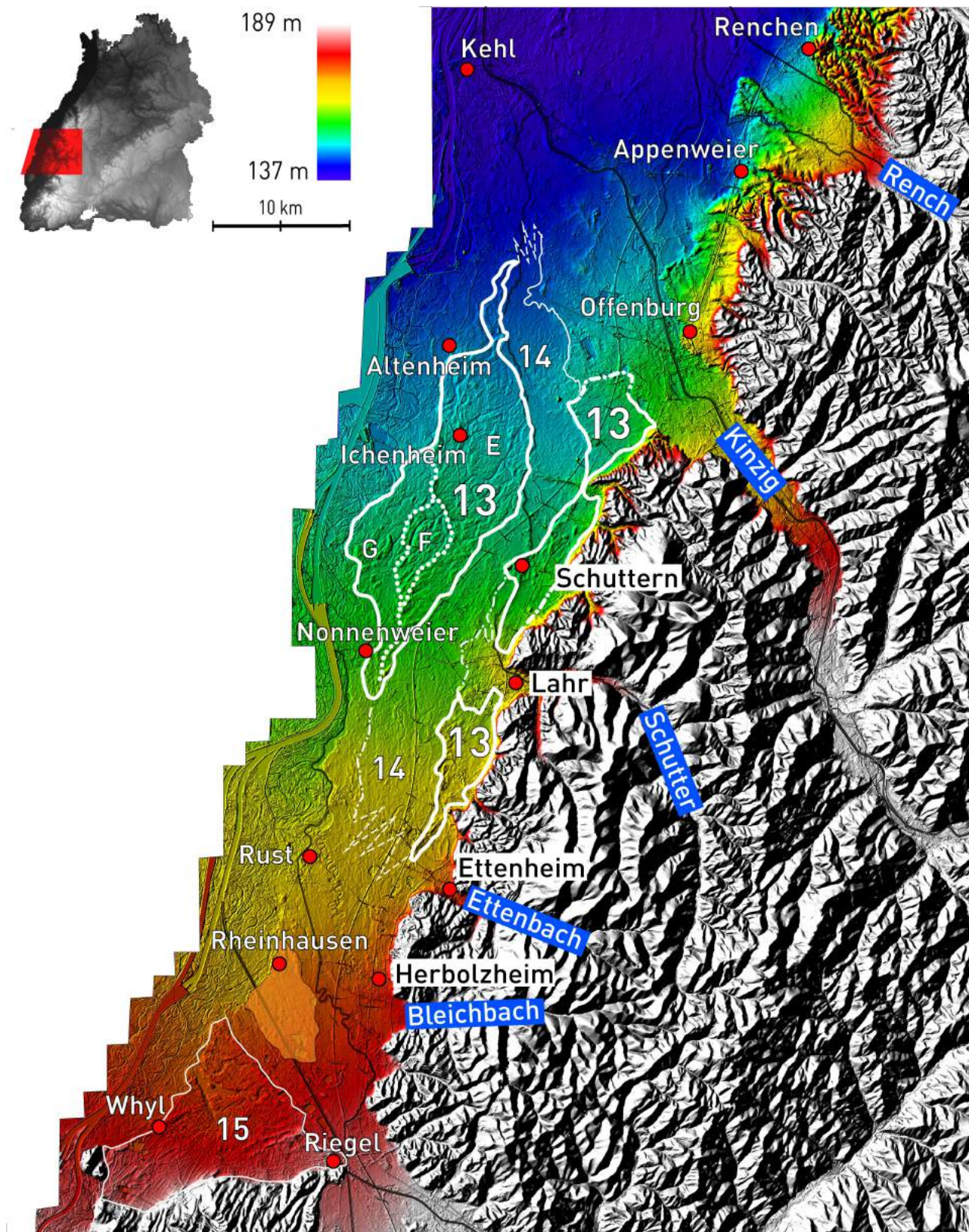


Abb. 120: Auch südlich der Kinzig hat sich eine Mittelrinne (Gebiet 14) in das fluvial überprägte Gebiet 13 eingeschnitten. Wahrscheinlich setzten sich nördlich der Kinzig die Mittelrinne in den Gebieten 12 und 11 und die Hochflächen von Gebiet 13 in Gebiet 10 fort. Innerhalb von Gebiet 13 bildeten sich Geländekanten (weiß gepunktet) aus, die Gebiet 13 in die Flächen E, F, G unterteilen. Im Norden und Süden verzahnt Gebiet 14 mit jüngeren Flussablagerungen (Zickzacklinien). Südlich von Rheinhausen ist ein stark abgetragenes Dünenfeld (orange) erhalten. Deutlich sind die Stauetufen bei Rheinhausen, Nonnenweier und Altenheim durch den Farbwechsel zu erkennen. DGM im LOD 2 und 30-facher Überhöhung.

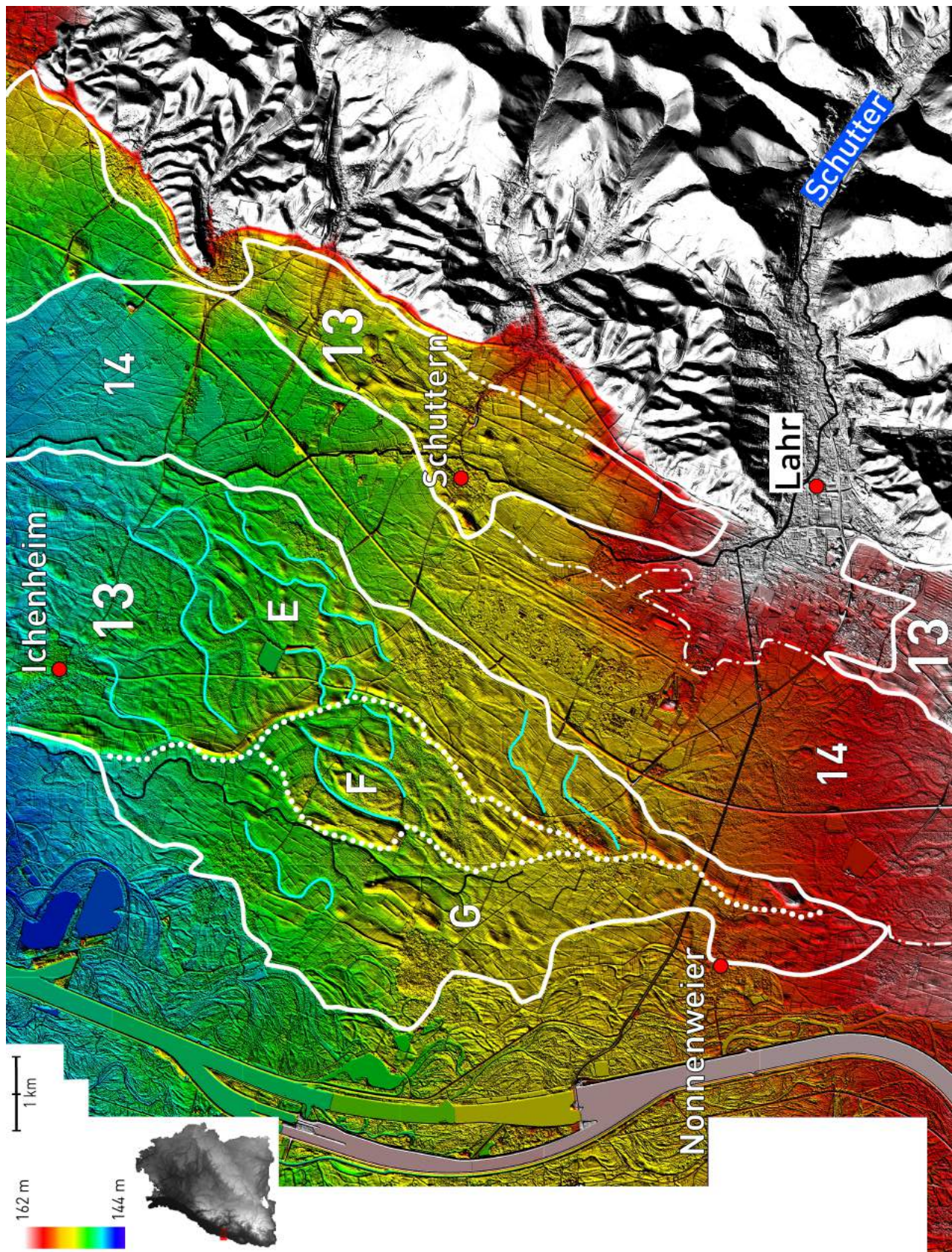


Abb. 121: Eine Detailansicht des mittleren Abschnitts der Gebiete 13 und 14 zeigt Geländekanten (weiß gepunktet), die das Gebiet 13 in die Bereiche E, F und G unterteilt. **Zunächst dominierte ein verzopftes System, das von einem schlingenbildenden System (cyanfarbene Linien) abgelöst wurde**, welches nach Nordosten entwässerte. Danach haben sich die Geländekanten herausgebildet und die Rinnen abgeschnitten, wobei der Bereich G am längsten aktiv war. Schwarz - rezente Flussläufe. DGM im LOD 4 und 30-facher Überhöhung.

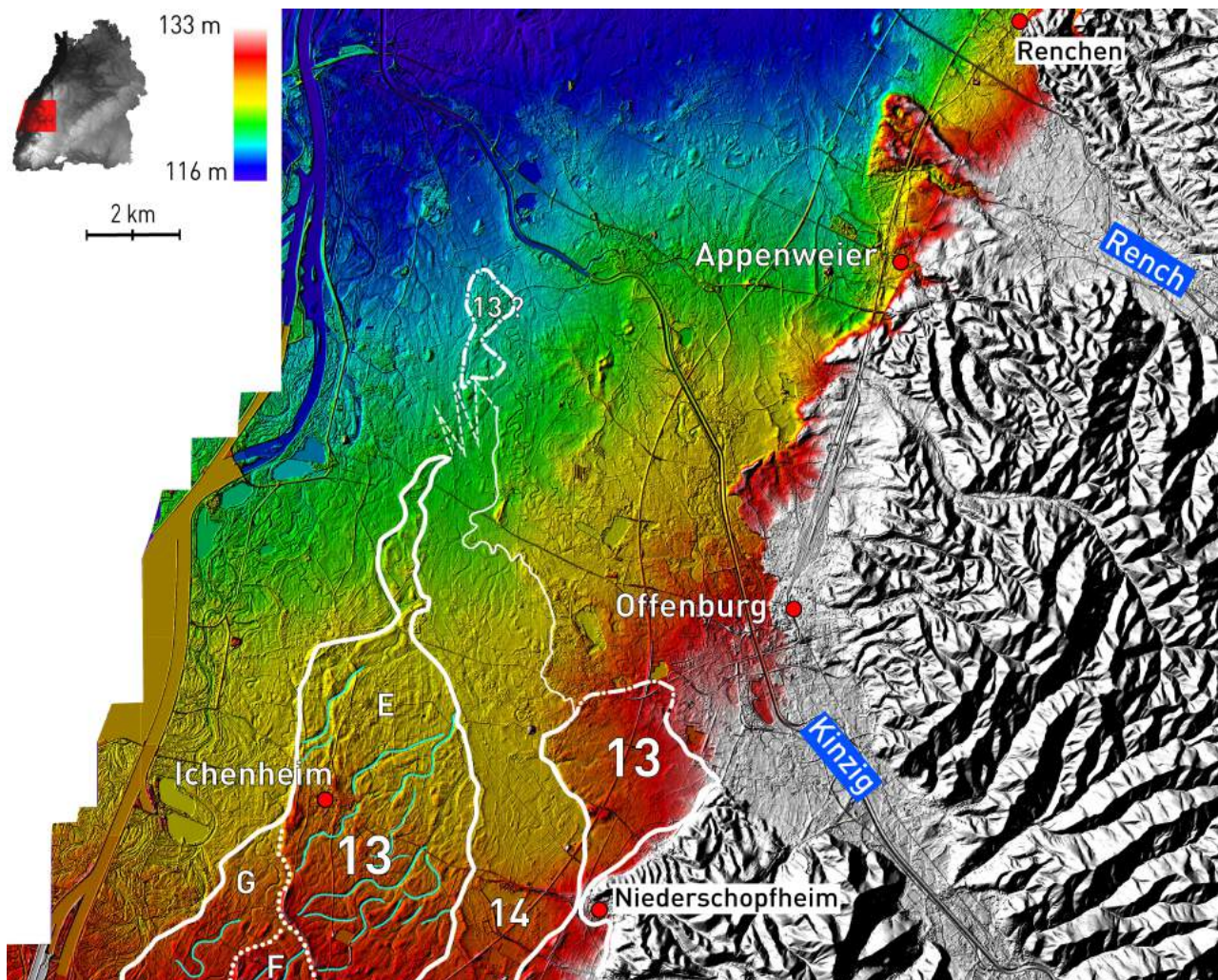


Abb. 122: Die Detailansicht des nördlichen Teils der Gebiete 13 und 14. Zunächst dominierte in Gebiet 13 ein verzopftes System, das von einem schlingenbildenden System (cyanfarbene Linien) abgelöst wurde, welches nach Nordosten entwässerte. Danach haben sich Geländekanten (weiß gepunktet) gebildet, die das Gebiet 13 in die Bereiche E, F und G unterteilen und Rinnen unterschneiden. Zu einem späteren Zeitpunkt tiefte sich eine breite Mittelrinne (Gebiet 14) in Gebiet 13 ein, die wiederum beim Durchbruch der Kinzig zum Rhein unterschritten wird. Der Übergang zwischen Gebiet 14 und dem Kinzigsystem kann nicht eindeutig festgelegt werden und ist deshalb mit einer Zickzacklinie gekennzeichnet. In diesem Übergangsbereich erhebt sich eine Fläche (Strichpunktlinie, 13?), die Ähnlichkeiten mit Gebiet 13 hat und möglicherweise ursprünglich mit diesem verbunden war. Deutlich ist die Staustufe bei Ichenheim durch den Farbwechsel zu erkennen. DGM im LOD 3 und 30-facher Überhöhung.

6.8.22 Gebiet 14 – Südliche Ortenau-Rinne

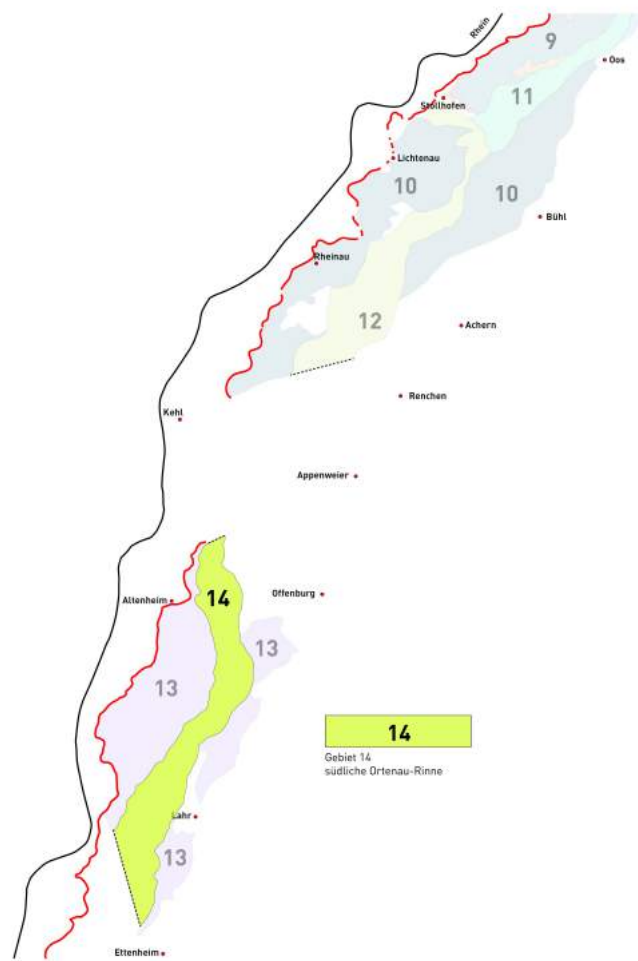


Abb. 123: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 14. An den Mündungsbereichen der Schwarzwaldflüsse Kinzig und Murg verzahnen die Gebiete mit dem Sedimentationsraum der Flüsse und sind nicht eindeutig abzugrenzen (gestrichelte Linien).

Die Beobachtungen im DGM liefern folgende Zusammenhänge für Gebiet 14 (Abb. 123):

- *Gebiet 14 hat sich als Rinne in Gebiet 13 geschnitten und ist somit jünger als Gebiet 13. Dies machen auch abgeschnittene Sedimentbarren und die Tatsache, dass Gebiet 14 vollkommen von Dünenrelikten ausgeräumt ist, deutlich.*
- *Die ähnliche Altersbeziehung und Morphologie legt nahe, dass Gebiet 14 vor dem Durchbruch der Kinzig zum Rhein mit den Gebieten 12 und 11 verbunden war. Die Gebiete 10 und 13 sind dementsprechend älter.*
- *In Gebiet 14 sind mäandrierende, anastomosierende und verflochtene Flusssysteme zu beobachten; zwischen Ettenheim und Lahr gehen diese direkt ineinander über.*

- *Unklar ist, woher das Wasser stammte, das Gebiet 14 ausräumte. Möglicherweise kam es aus der Freiburger Bucht im Süden oder aus Südosten von einem Rheinvorläufer oder einem Vorläufer der Ill. Denkbar ist auch ein gemeinsames Rhein-Ill-Vorläufer-System, das die gesamte Breite des Oberrheingraben durchströmte.*

In das Gebiet 13 hat sich eine Rinne maximal 2 m tief eingeschnitten (Abb. 124). Als Gebiet 14 verläuft diese Rinne von Ettenheim (Abb. 125) nach Nordost, ist bei Lahr über 2,8 km breit und hat bei Schuttern mit etwa 1,2 km ihre schmalste Stelle. Dort ändert die Rinne ihre Richtung, biegt nach Nordwesten (Abb. 126) und geht in den Sedimentationsraum der Kinzig über. Hier kann Gebiet 14 nicht eindeutig abgegrenzt werden (Zickzacklinie in Abb. 127). Auch im Süden ist sowohl die westliche als auch die südliche Abgrenzung des Gebiets nicht eindeutig. An der westlichen Grenze markiert die Strichpunktlinie den möglichen Grenzverlauf (Abb. 125), sie zeigt an, wo das ausgeräumte Gebiet 14 in Dünen oder Dünenrelikte übergeht. Im Süden gibt es keinen Hinweis auf den Verlauf der Grenze. Bei Ettenheim endet Gebiet 13 und damit die eindeutige Ostgrenze von Gebiet 14; deshalb ist ab hier die südliche Grenze von Gebiet 14 als Zickzacklinie dargestellt.

Anhand des Überlappungskriteriums ist Gebiet 14 jünger als Gebiet 13. Dieselbe Altersbeziehung konnte auch zwischen Gebiet 10 und den Gebieten 11 und 12 festgestellt werden. Als Schlussfolgerung liegt nahe, dass die morphologisch ähnlichen Gebiete 10 und 13 ursprünglich eine zusammenhängende Fläche waren, in deren Mitte sich eine durchgehende Rinne (Gebiete 11, 12 und 14) geschnitten hat. Erst der Durchbruch der Kinzig aus dem Schwarzwald zum Rhein hat die ehemals durchgehende Rinne unterbrochen.

Im Vergleich zu den Gebieten 11 und 12 ist Gebiet 14 weniger tief eingeschnitten (Abb. 124), jedoch ist es nahezu vollkommen von Dünenrelikten ausgeräumt. Ein weiteres Merkmal sind vielfältige fluviale Strukturen verschiedener Generationen. Zwischen Ettenheim und Wittenweier zeigt das DGM Relikte von Schlingentälern (weiße Linien in Abb. 125) mit Wellenlängen zwischen etwa 500 und 700 m und Amplituden zwischen 150 und 200 m. Diese mäandrierenden bis anastomosierenden Flusssysteme sind im südlichen Grenzbereich häufig und setzen sich teilweise weit nach Süden fort. Weiter im Norden gehen die mäandrierenden bis anastomosierenden Flusssysteme bei Wittenweier in ein verflochtenes System über (schwarz gestrichelter Kreis in Abb. 125), das eindeutig Verbindungen mit den südlichen mäandrierenden bis anastomosierenden Flusssystemen hat. Aufgrund der Tiefe der Rinnen und des Überlappungskriteriums ist zu vermuten, dass das verflochtene System älter ist. Bis hierher treten mäandrierende bis anastomosierende Flusssysteme nur in der Mittelrinne (Gebiet 14) und nicht in den seitlichen Hochflächen (Gebiet 13) auf. Nördlich von Lahr ist das Gebiet stark anthropogen geprägt und nur zwei Rinnenrelikte bei Schuttern sind zu erkennen (blaue Linien in Abb. 126), die auf ein mäandrierendes oder anastomosierendes System hindeuten.

Auf der Höhe von Ichenheim setzen erneut lokal mäandrierende Systeme ein (rote Linien in Abb. 126 und 127), die bis in das Sedimentationsgebiet der Kinzig reichen. Wie die entsprechenden Systeme zwischen Ettenheim und Lahr (weiße Linien in Abb. 125) sind diese Rinnen als erosiv eingeschnittene

Schlingentäler entwickelt, wobei zu beachten ist, dass die Eintiefung nur minimal war. Auch außerhalb von Gebiet 14 sind mäandrierende Systeme zu beobachten (schwarze Linien in Abb. 127), die heute trocken(gelegt) sind und den Übergang zum Sedimentationsraum sowie den Schwemmfächer der Kinzig prägen.

Das einzige auffällige verzopfte System in Gebiet 14 ist nur direkt westlich des Schwemmfächers der Schutter zu beobachten (schwarzer Kreis in Abb. 125). Zugleich ist hier auch (wegen der Sedimentanlieferung der Schutter?) eine der schmalsten Stellen von Gebiet 14. Direkt nördlich des Schwemmfächers der Schutter ist das Gelände zwar stark anthropogen überprägt, trotzdem sind westlich von Schuttern zwei Rinnenrelikte zu erkennen (blaue Linien in Abb. 126), stärker verwaschene auch noch weiter nördlich (rote Linien in Abb. 126 und 127). Diese haben einen eher gestreckten Lauf und zeigen kaum Ähnlichkeit mit dem verzopften System, das bei Lahr (schwarzer Kreis in Abb. 125) zu beobachten ist. Außerdem ist südlich von Wittenweier und Lahr kein westliches Teilgebiet 13 ausgebildet.

Dies wirft die Frage auf, ob ein Zusammenhang zwischen dem lokal auftretenden verzopften System und dem Schwemmfächer und/oder dem nicht vorhandenen westlichen Gebiet 13 besteht. Weil sich das verzopfte System nur sehr lokal ausgebildet hat, kann eine Änderung des Wasser- oder Sedimentangebots im Hinterland keinen Einfluss gehabt haben. Außerdem zeigt die Ausrichtung der Sedimentbarren keinen Einfluss des Fächers der Schutter auf das Fließregime oder einen wesentlichen Einfluss von Westen.

Folglich bleibt als mögliche Erklärung für das lokale verzopfte System ein verringerter Abfluss aufgrund der morphologischen Gegebenheiten (Verflachung). Jedoch konnte dies im DGM nicht bestätigt werden. Mit Hilfe des Überlappungskriteriums ist darauf zu schließen, dass das verzopfte System älter ist. Allerdings gibt es im DGM keinen Hinweis darauf, ob zunächst das verzopfte System in einem größeren Umfeld verbreitet war, sich im Laufe der Zeit zu einem gestreckteren Lauf entwickelte und die bei Lahr beobachteten Rinnen nur das letzte Relikt darstellen. Für eine Lösung dieser Fragestellung stößt das DGM an seine Grenzen.

Woher das Wasser kam, welches Gebiet 14 nährte, ist anhand der Spuren im DGM nicht zu erkennen. Theoretisch bieten sich drei Möglichkeiten: a) das Wasser kam aus der südlich gelegenen Freiburger Bucht; b) das Wasser floss von Südwesten bei Whyl oder Rheinhausen aus einem Rheinvorläufer oder einem Vorläufer der Ill oder einem gemeinsamen (verflochtenen) Rhein-Ill-Vorläufer-System in das Gebiet 14; c) das Wasser wurde von den Schwarzwaldflüssen angeliefert. Dass das Wasser unmittelbar östlich aus dem Schwarzwald kam ist unwahrscheinlich, erstens passt die Fließrichtung nicht und zweitens sind die Wassermassen zu gering. Die Südsüdwest-Nornordost-Orientierung der Rinnen deutet darauf hin, dass Option b) wahrscheinlich ist und zwar zu einem Zeitpunkt, als das Vorläufer-System nicht mehr verflochten war (wie zum aktiven Stadium der Gebiete 10 und 13), sondern sich auf wenige Rinnen kanalisiert hatte.

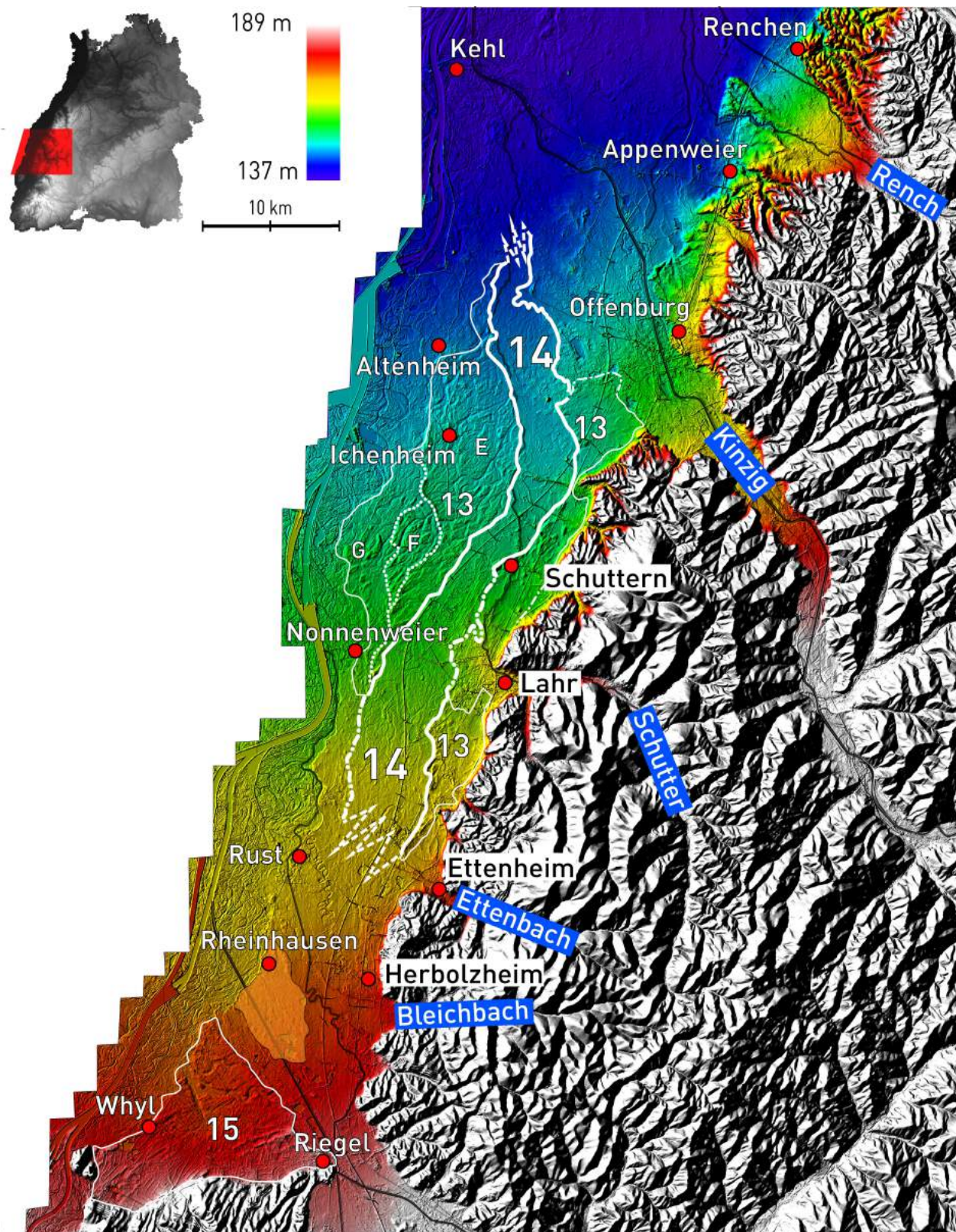


Abb. 124: Die Gebiete 13, 14 und 15 liegen südlich der Kinzig. Auch hier hat sich eine Mittelrinne (Gebiet 14) ausgebildet, die sich in das fluvial überprägte Gebiet 13 eingeschnitten hat, stellenweise sind die Grenzen nicht eindeutig (Strichpunktlinien). Wahrscheinlich setzten sich die Mittelrinne in den Gebieten 12 und 11 und die Hochflächen in Gebiet 10 nördlich der Kinzig fort. Sowohl im Norden als auch im Süden verzahnt Gebiet 14 mit jüngeren Flussablagerungen (Zickzacklinien). Südlich von Rheinhausen ist ein stark abgetragenes Dünenfeld erhalten (orange). Deutlich sind die Staustufen bei Rheinhausen und Nonnenweiler an den Farbwechseln zu erkennen. DGM im LOD 2 und 30-facher Überhöhung.

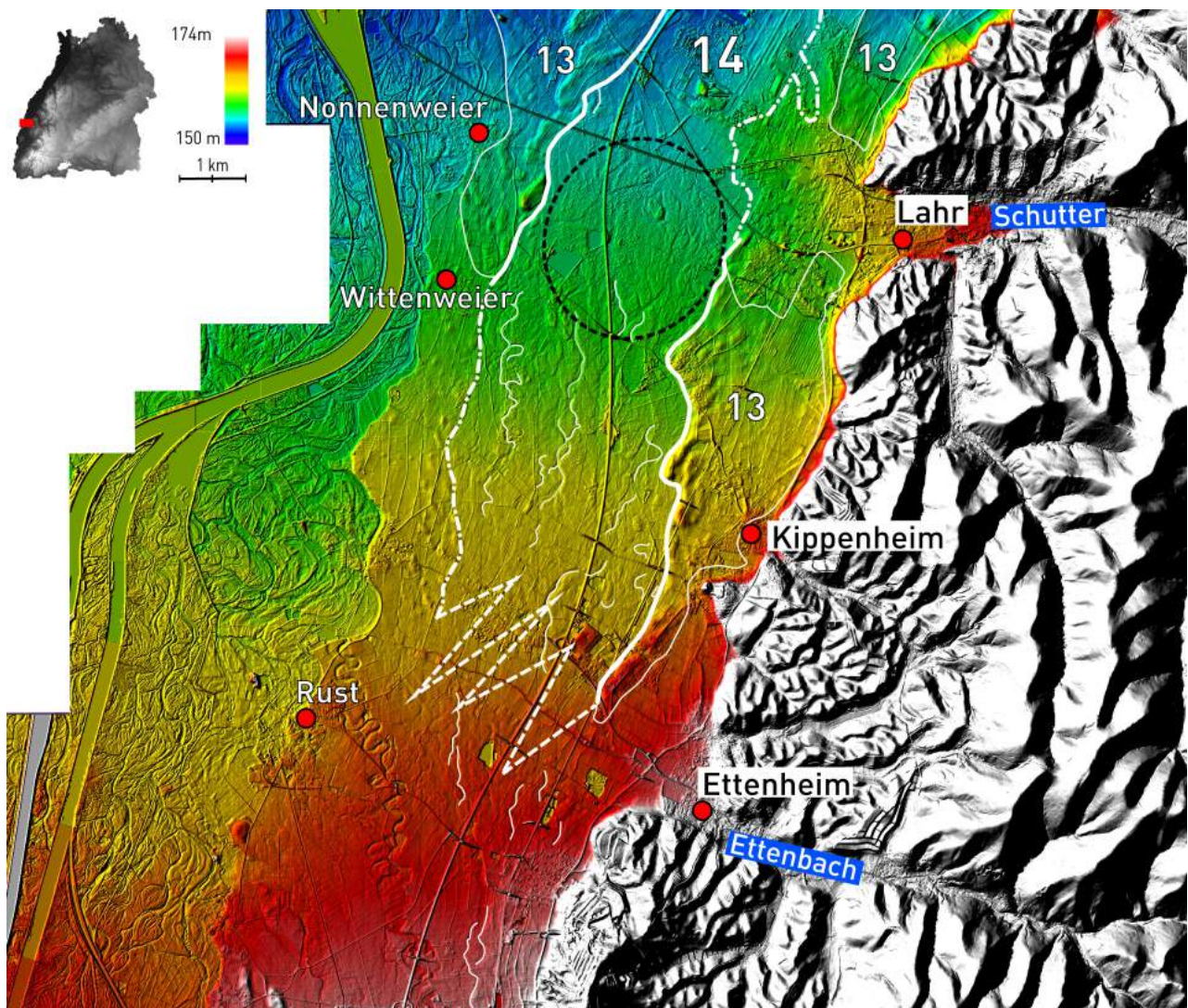


Abb. 125: Die Detailansicht des südlichen Abschnitts der Gebiete 13 und 14 zeigt mäandrierende, anastomosierende und verzopfte Flusssysteme in Gebiet 14. Zwischen Ettenheim und Wittenweier prägen **Schlingentäler** (weiße Linien) die Geländeoberfläche, **bei Lahr gehen diese mäandrierenden bis anastomosierenden Flusssysteme in ein verflochtenes (schwarz gestrichelter Kreis) über**. Nördlich davon sind ebenfalls mäandrierenden bis anastomosierenden Flusssysteme dokumentiert (Abb. 126 und 127). Häufig sind die Grenzen der Gebiete nicht eindeutig (Strichpunktlinien). Im Süden geht Gebiet 14 in den Sedimentationsraum von Schwarzwaldflüssen über und ist deshalb mit einer Zickzacklinie gekennzeichnet. DGM im LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

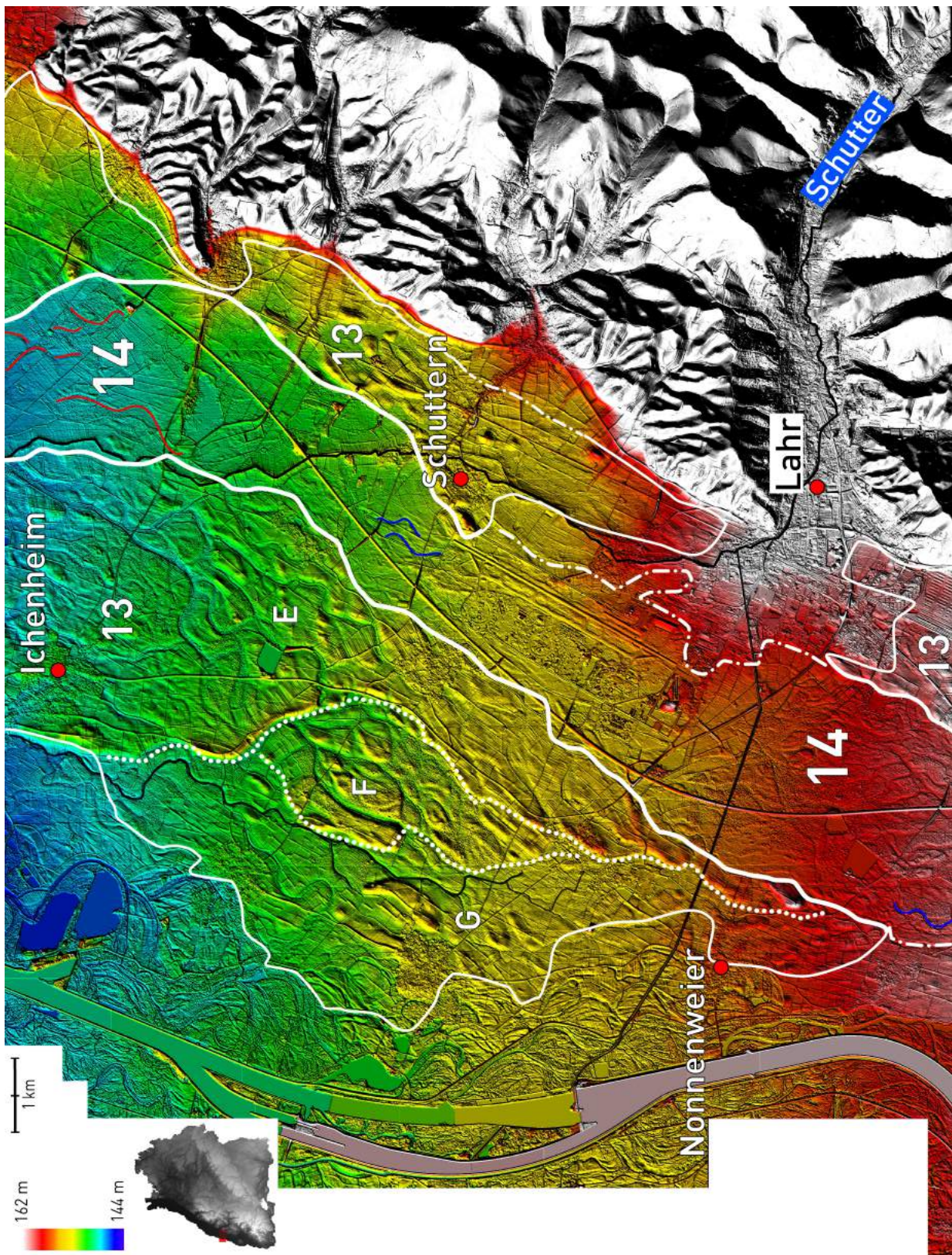


Abb. 126: Die Detailansicht des mittleren Abschnitts von Gebiet 14 bei Schuttern zeigt Rinnenrelikte (blaue und rote Linien), die ein mäandrierendes oder anastomosierendes System dokumentieren. Im Norden haben sich die Rinnen (rot) weniger tief eingeschnitten als im Süden (blau) und sind bis in den Sedimentationsraum der Kinzig zu beobachten (Abb. 127). Innerhalb des westlichen Gebiets 13 teilen Geländekanten (weiß gepunktet) in die Bereiche E, F und G. Der Grenzverlauf ist nicht immer eindeutig (Strichpunktlinie). DGM im LOD 4 und 30-facher Überhöhung.

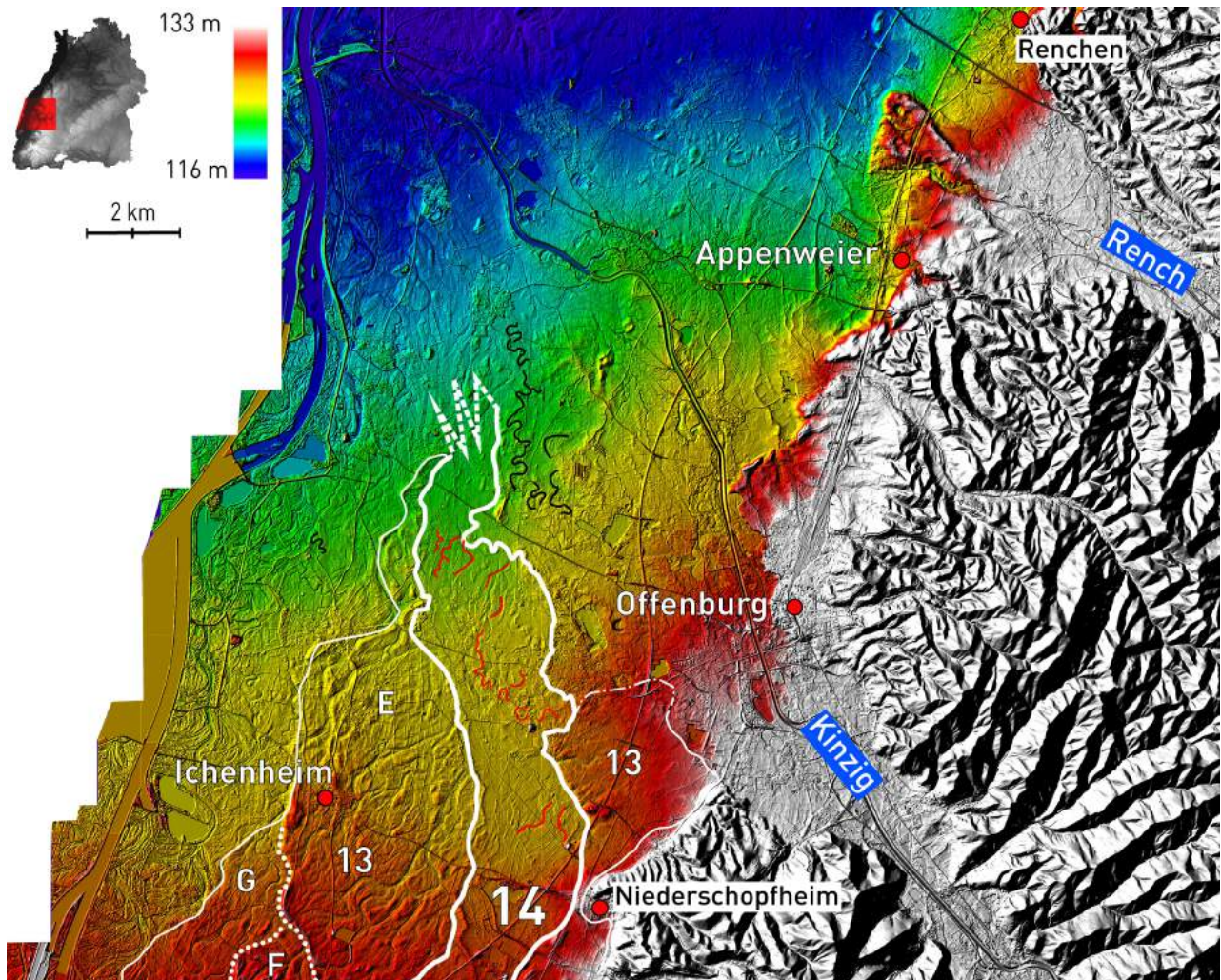


Abb. 127: Detailansicht des nördlichen Abschnitts der Gebiete 13 und 14 im Raum Offenburg. Zunächst haben sich auf der Hochfläche von Gebiet 13 Geländekanten (weiß gepunktet) gebildet, später tiefte sich eine breite Mittelrinne (Gebiet 14) ein, die wiederum beim Durchbruch der Kinzig zum Rhein abgeschnitten wird. Der Übergang zwischen Gebiet 14 und dem Kinzigsystem kann nicht eindeutig festgelegt werden und ist deshalb mit einer Zickzacklinie gekennzeichnet. Zwischen Ichenheim und der Kinzig sind lokale, mäandrierende Systeme zu erkennen, die innerhalb (rote Linien) und außerhalb (schwarze Linien) von Gebiet 13 liegen. Solche Systeme sind auch im südlichen Gebiet 14 (Abb. 125) dokumentiert. Deutlich ist die Staustufe bei Ichenheim an dem Farbwechsel zu erkennen. DGM im LOD 3 und 30-facher Überhöhung.

6.8.23 Diskussion Gebiete 13 und 14

Das westliche Gebiet 13 ist untergliedert in die Bereiche E, F und G (Abb. 121), die sich zur Rheinaue hin mit maximal 1 m Höhenunterschied abstufen. In dem Querprofil (Abb. 128), das nördlich von Schuttern von West nach Ost verläuft, wird dies deutlich. Hier zeigt sich, dass sogar die Fläche G nochmals durch eine Geländekante unterteilt ist. In Abb. 121 sind diese Bereiche alle zu Gebiet 13 gerechnet, jedoch ist die Grenze zwischen Rheinaue und Niederterrasse hier nicht eindeutig: der westliche Bereich G ist zwar durch eine Geländekante von der Rheinaue getrennt, allerdings sind auch in dieser Höhe Spuren von (sehr wahrscheinlich) ehemaligen Rheinmäandern dokumentiert. Insgesamt ergeben sich mit allen Teilbereichen von Gebiet 13 (G_{tief} , G_{hoch} , F, E) eine vierstufige Hochgestadekante. Östlich anschließend schneidet sich Gebiet 14 als Mittelrinne in Gebiet 13; dies ist eine Analogie zu den Gebieten 9 bis 12. Im Gegensatz zu Gebiet 10 sind in Gebiet 13 keine lokalen, mäandrierenden Systeme zu beobachten, welche die Hochflächen mit der Mittelrinne (Gebiet 14) verbinden.

Weshalb hier die Hochgestadekante mehrstufig ausgebildet ist und welches Ereignis diese Geländekanten ausgebildet haben könnte, bleibt ungeklärt. Bei einem Vergleich mit dem Längsprofil des Rheintals (Abb. 45) ist zu erkennen, dass auf dem gesamten Abschnitt zwischen Lichtenau und Sasbach die Rheinaue und die Niederterrasse kaum voneinander zu unterscheiden sind. Ein eindeutiger Hinweis auf tektonische Ursachen, weshalb hier die Hochgestadekante mehrstufig ausgebildet ist und zugleich der Höhenunterschied zwischen Rheinaue und Niederterrasse nur 2 m beträgt, ist im DGM nicht zu finden. Eine tektonische Komponente kann daher mit dem DGM auch nicht ausgeschlossen werden. Dies wurde bereits beim Vergleich der Längsprofile von Hochgestadekante und Rheinaue (Kap. 6.4) diskutiert. Aufgrund der jungen Bildungszeit ist die Ursache für die Bildung der Geländekanten auch in morphologischen Prozessen zu suchen. Auf einen morphologischen Prozess gibt das DGM einen möglichen Hinweis: die Sedimentbarren sind Westsüdwest-Ostnordost-ausgerichtet und außerdem fallen zumindest die Flächen E und F leicht nach Osten ein (Abb. 128). Das Wasser in diesem System kam also sehr wahrscheinlich aus Südwesten, die Form der Sedimentbarren spricht für ein verflochtenes System.

Die Gebiete 13, 10, 9 und 6 liegen höher als die Gebiete 14, 12, 11, 8 und 7, werden von diesen unterschritten und waren folglich vor diesen aktiv. Wahrscheinlich bildeten die Gebiete 13, 10, 9 und 6 (und das, was inzwischen von den Gebieten 14, 11, 8 und 7 ausgeräumt wurde) ein breites zusammenhängendes verflochtenes System. Weil im Westen die Modellgrenze entlang des Rheins verläuft, kann die Breite des Systems nicht bestimmt werden. Denkbar ist, dass das verflochtene System zur Zeit vor dem Eintiefen der Rheinaue bis weit nach Westen reichte und möglicherweise auch Wasser aus dem Einzugsgebiet der heutigen elsässischen Ill aufnahm. Entsprechend könnte man sich ein breit verflochtenes Rhein-Ill-Vorläufer-System vorstellen. Bereits TULLA (1822) als auch Mader (1926 in BLUM 1989: 25) schreiben von einem westlichen Randfluss, dessen Erbe nun die Ill übernommen hat.

Das System könnte sich folgendermaßen entwickelt haben: Zunächst hinterlässt ein breit verflochtenes Rhein-III-Vorläufer-System Spuren auf den Gebieten 13, 10, 9 und 6, die mehr oder weniger zeitgleich aktiv waren. Nach HOLZHAUER (2013) war der Rhein im ausgehenden Hochglazial (etwa 18 bis 16 Ka BP) noch ein verflochtenes System, wobei erste Teilbereich der Niederterrasse allmählich trocken fallen. Der Abfluss konzentrierte sich zunehmend auf das Grabeninnere und der Rhein (HOLZHAUER 2013) beziehungsweise das Rhein-III-Vorläufer-System begann sich in die Niederterrasse einzutiefen. Zu diesem Zeitpunkt könnte die mehrfache Hochgestadekante in Gebiet 13 entstanden und sein. Mit zunehmendem Eintiefen in die Niederterrasse sind die Gebiete 14, 12, 11, 8 und 7 aktiv und die Gebiete 13, 10, 9 und 6 fallen trocken; auf der linksrheinischen Seite entwickelt sich ein Randfluss (TULLA 1822). Nach HOLZHAUER (2013) ist die „Kinzig-Murg-Rinne“ zu Beginn der Jüngeren Dryas (etwa 12,7 bis 12,4 Ka BP) im nördlichen Oberrheingraben voll entwickelt. Schließlich fallen auch die Gebiete 14, 12, 11, 8, 7 trocken, wobei sich über die zeitliche Abfolge nur sagen lässt, dass Gebiet 8 länger als Gebiet 7 und Gebiet 12 länger als Gebiet 11 aktiv war.

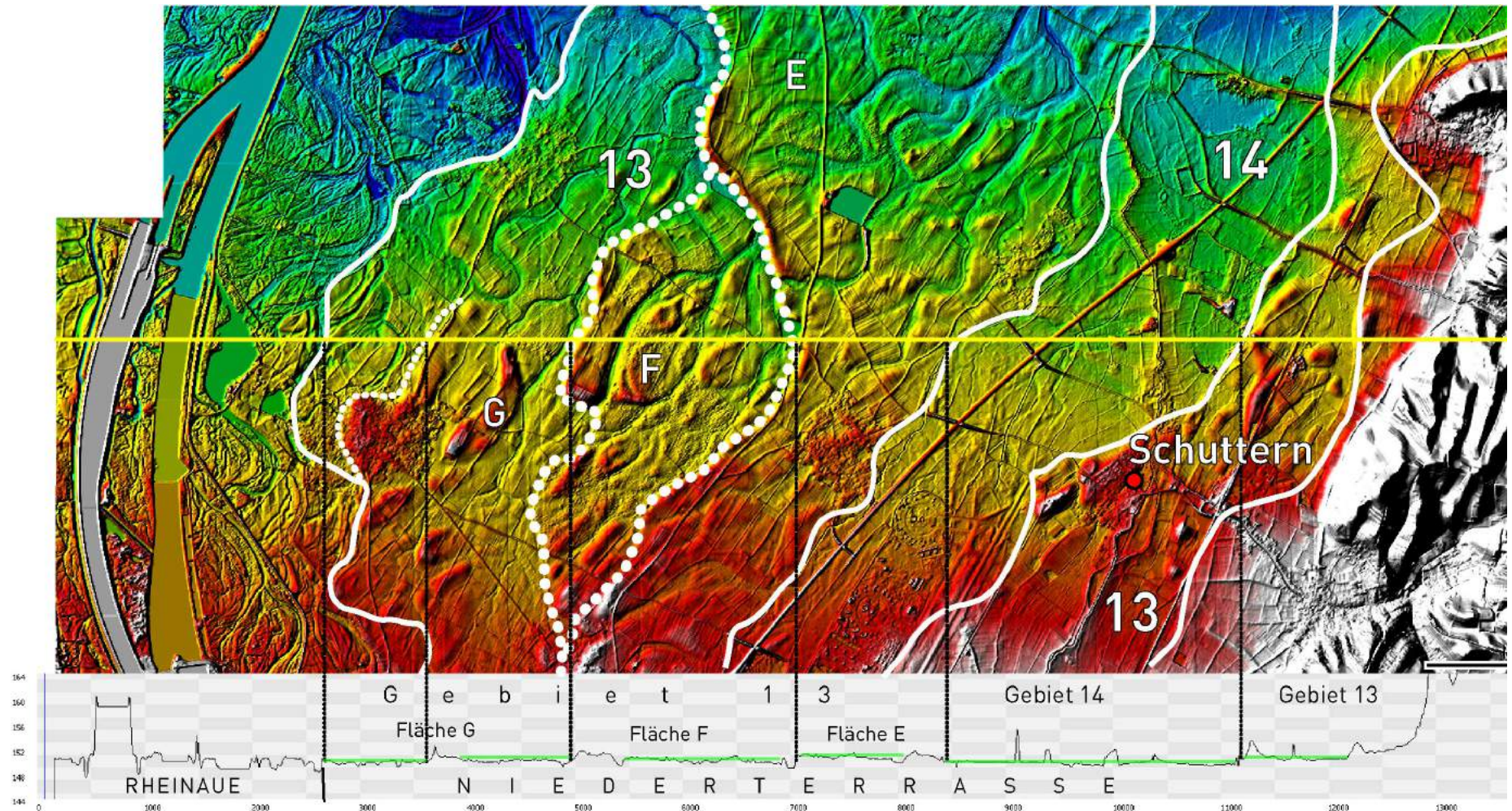


Abb. 128: Profillinie (gelbe Linie) und Querprofil (unten) vom Rhein zum Schwarzwald durch Gebiet 13 und 14 auf Höhe des Nordendes der Staustufe Nonnenweier. Gebiet 14 liegt geringfügig tiefer als Gebiet 13. Im Westen ist Gebiet 13 durch Geländekanten (weiß gepunktete Linien) in mehrere Flächen (E, F, G) untergliedert. Dies markieren auch die Höhenlagen (grüne Linien) der Flächen im Profil.

Abschließend bleibt zu sagen, dass die Ausbildung von Gebiet 14 als Mittelrinne zeigt, dass das bisher unter „Kinzig-Murg-Rinne“ bezeichnete Flusssystem weiter nach Süden reichte als nur bis zur Kinzig und daher besser als Ostrandfluss zu bezeichnen ist. Die Gebiete 13 und 14 machen deutlich, dass der Ostrandfluss im Süden mindestens bis auf die Höhe von Rust ausgebildet ist (Abb. 124), die Rinnenrelikte südlich von Gebiet 14 (weiße Linien in Abb. 125) deuten auf eine Wasserversorgung, die zumindest zeitweise von noch weiter aus dem Süden kam. Auch FEZER (1974) wies darauf hin, dass die heutige Schutter nördlich von Lahr enge Schleifen hat, jedoch einige ältere Mäander erhalten sind, die wegen ihrer Größe auf eine doppelte Wassermasse hindeuten. Daraus schließt er ebenfalls, dass die Schutter nicht der südlichste Zufluss in die Randniederung war.

6.8.24 Gebiet 15 – Whyler System

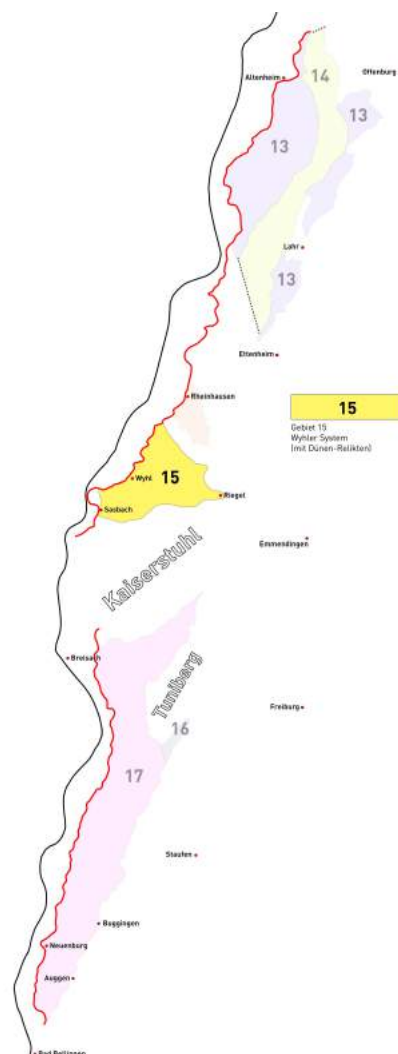


Abb. 129: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 15.

Die Beobachtungen aus Gebiet 15 lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- *Im Süden ist Gebiet 15 durch den Kaiserstuhl, im Nordosten und -westen durch eine Geländekante von der Niederterrasse beziehungsweise der Rheinaue begrenzt.*
- *In Gebiet 15 sind trockenengefallene, Ost-West-ausgerichtete Rinnen in unterschiedlichem Erhaltungszustand zu beobachten.*
- *Im Umfeld von Gebiet 15 zeigen das fluvial überprägte Dünenfeld H und verlandete, schlingenbildende Rinnen sowie die Rinnen in Gebiet 15 eine komplexe fluviale Abfolge. Möglicherweise waren zunächst die Rinnen in Gebiet 15 aktiv, danach überprägte ein kurzzeitiges Flutungserignis das Dünenfeld H, das allerdings nicht Gebiet 15 beeinflusste. Schließlich bildeten sich während des Trockenfallens die nun auch verlandeten, flachen Rinnen in der Freiburger Bucht zwischen Riegel und Weisweil und im Elztal.*

Das Gebiet 15 hat eine dreieckige Form (Abb. 129), die an der Nordwest- und Nordostflanke durch eine bis 4 m hohe Geländekante und im Süden vom Kaiserstuhl begrenzt ist (Abb. 130). Somit liegt das Gebiet im Fließschatten des Kaiserstuhls. Dennoch sind darin eindeutig fluviale Strukturen zu erkennen. Die markantesten fluvialen Strukturen sind Ost-West-ausgerichtete mäandrierende Rinnen (weiße großgepunktete Linien in Abb. 130), die maximal 2,2 m in ihre Umgebung eingetieft und meistens 100 bis 200 m breit sind. Ihr Gefälle ist von der Nordostflanke aus westwärts gerichtet. Im Gegensatz zur nördlichen Rinne, die von der Geländekante abgeschnitten ist, lässt sich die südliche der beiden Rinnen in bis außerhalb von Gebiet 13 und zu den Seen nördlich von Riegel verfolgen.

Viel undeutlicher im DGM zu erkennen sind geschwungene Strukturen, die zwar gleich ausgerichtet, aber viel weniger in die Umgebung eingeschnitten sind und ihre Sohlen auf einem höheren Niveau haben (weiße kleingepunktete Linien in Abb. 130). In keiner der eingezeichneten Rinnen fließt heute Wasser. Das einzige Fließgewässer (blaue Linie in Abb. 130) in Gebiet 15 fließt in Kanälen und ab der Höhe von Whyll in einer Südost-Nordwärts-ausgerichteten Rinne, in welche die trockenen Rinnen münden.

Im südlichen Teil von Gebiet 15 sind langgezogene, Südwest-Nordost-ausgerichtete Rücken, die bis 2,4 m aus ihrer Umgebung herausragen (weiß gestrichelte Linien in Abb. 130). Stellenweise verlaufen sie parallel, sodass sich zwischen ihnen Täler ausgebildet haben. Die Rücken könnten als Dünenzüge interpretiert werden.

Bemerkenswertes offenbart das DGM auch im Umfeld von Gebiet 15: Nördlich von Gebiet 15 liegt ein Areal mit einer unruhigen Oberfläche (H in Abb. 130). Von seiner Umgebung grenzt es sich dadurch ab, dass hier maximal 2 m hohe Erhebungen zu beobachten sind. Diese werden als stark abgetragene Dünen interpretiert. Auffällig bei den Relikten ist (zumindest in der nördlichen Hälfte) ihre langgestreckte Südost-Nordwest-Ausrichtung, die völlig anders ist, als die Ausrichtung der Dünen in Gebiet 15. Außer dem Leopoldskanal fließen in dem Dünenfeld heute keine Flüsse. Im Dünenfeld H legt die Ausrichtung der „Höhenzüge“ nahe, dass die Dünen teilweise fluvial erodiert wurden. Der gestreckte Rinnenverlauf deutet darauf hin, dass sie möglicherweise während eines kurzzeitigen

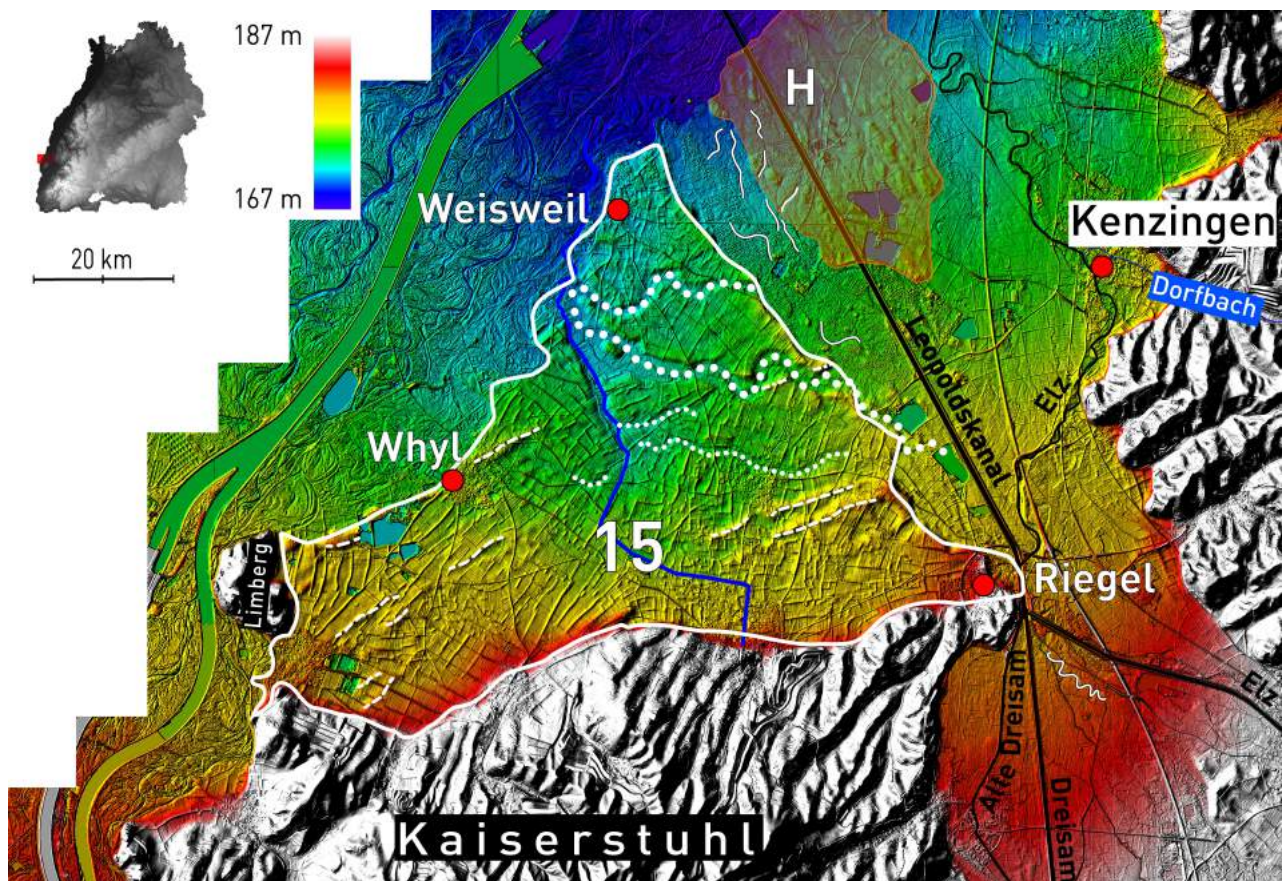


Abb. 130: Nördlich an den Kaiserstuhl grenzt Gebiet 15, das durch eine Geländekante deutlich von der Umgebung abgegrenzt ist. Bezeichnend sind Ost-West-ausgerichtete Rinnen (weiß gepunktet) sowie Südwest-Nordost-ausgerichtete Rücken (weiß gestrichelt). Das Dünengebiet H (orange gefärbt) prägen langgestreckte Südost-Nordwest-ausgerichtete „Höhenrücken“. Zwischen Gebiet 15 und den Dünenzügen in Gebiet H sind Rinnenstrukturen zu beobachten (weiße Linien) DGM im LOD 4 und 30-facher Überhöhung.

Flutungsereignisses entstanden. Alternativ könnte auch starker Wind aus dem Durchlass zwischen Kaiserstuhl und Vorbergzone eine Art von Längsdünenstruktur erzeugt haben. Wahrscheinlich ist ein Zusammenspiel beider Prozesse.

Auch zwischen Gebiet 15 und dem Dünenfeld H sind geschwungene Rinnen zu erkennen (weiße Linien in Abb. 130), die auf ehemalige fluviale Aktivität hindeuten. In diesem Gebiet sind keine Dünenrelikte erhalten und es liegt tiefer als Gebiet 15. Obwohl die Rinnen sehr flach und verwaschen erscheinen, müssen sie die letzte fluviale Aktivität anzeigen. Auf der Grundlage der Beobachtungen im DGM wäre folgendes Szenario denkbar: a) während eines Flutereignisses werden dieser Bereich und Gebiet H kurzzeitig durchströmt; b) als die Wassermenge zurückgeht und Gebiet H trockenfällt, bleibt der Bereich zwischen Gebiet 15 und dem Dünenfeld H als Entwässerungsrinne erhalten und sorgt dort zunächst für flächenhafte Ausräumung; c) die nachfolgende Sedimentation im gesamten Rinnenquerschnitt erzeugt die jüngsten Strukturen, zunächst als schwach entwickeltes verzopftes System, das schließlich (mit weiter abnehmender Durchflussrate) von wenigen Hauptrinnen (weiße Linien in Abb. 130) abgelöst wird.

Flache, mäandrierende Rinnen sind auch südlich von Riegel in der Freiburger Bucht und entlang des Elztals zu beobachten. Diese könnten ebenfalls angelegt worden sein, als nach dem kurzzeitigen Strömungsereignis die Wassermasse nachließ und der Bereich allmählich trocken fiel. Währenddessen entwässerten die Rinnen den Bereich, verlandeten später ebenfalls oder dienten als Vorläuferbetten für die heutigen (kanalisierten) Flüsse.

6.8.25 Diskussion Gebiet 15 – Whyler System

Für die Herkunft des Wassers, das die Ost-West-ausgerichteten Rinnen auf Gebiet 15 geformt hat, gibt es theoretisch drei Möglichkeiten: a) Das Wasser stammt aus einem der Schwarzwaldflüsse, die zwischen Riegel und Kenzingen in den Oberrheingraben münden; b) das Wasser stammt aus den Flüssen Elz und Dreisam, die früher auf direkterem Weg in den Rhein entwässerten; c) das Wasser stammt aus einem Rheinseitenfluss, der bereits südlich des Kaiserstuhls nach Osten durchbrach und den Kaiserstuhl im Osten durch die Freiburger Bucht umfloss. Keine der Möglichkeiten ist anhand des DGMs eindeutig verantwortlich für die fluvialen Strukturen in Gebiet 15. Aus VILLINGER (1999) und LGRB (2007) ist bekannt, dass ein Seitenarm des Rheins während der späten Würmvereisung den Kaiserstuhl im Osten umfloss. Dennoch bleibt die Frage offen, warum die Rinnen so strikt Ost-West ausgerichtet sind.

Die geologischen und Bodenkarten weisen im Gebiet 15 verschiedene Lössablagerungen aus; in den großgepunkteten Rinnen in Abb. 130 sind Hochflutlehme kartiert. Im Bereich zwischen Limberg und Whyh (Abb. 130) ist die Neuenburg-Formation aufgeschlossen, allerdings geht hieraus nicht hervor, ob alpine oder Schwarzwaldschotter dominieren. Damit gibt es auch keinen Hinweis auf die Fließrichtung.

Wie die Bereiche nördlich von Gebiet 15 im Zusammenhang mit Gebiet 15 stehen, kann nur anhand der Höhenlage und dem (Nicht-)Vorhandensein von überprägten Dünen abgeleitet werden. Weder die geologische noch die Bodenkarte weist einen Unterschied zwischen dem Gebiet H und dem Durchgang zwischen Gebiet H und Gebiet 15 auf. Weil Gebiet 15 höher liegt als seine Umgebung, sind darauf wohl die Spuren der ältesten fluvialen Aktivitäten erhalten geblieben. Eindeutig sind die Nordostflanke von Gebiet 15 und die großgepunkteten Rinnen abgeschnitten. Ob dies während des Ereignisses geschah, das Dünenfeld H überprägte, oder bereits davor begann, ist unklar.

6.8.26 Gebiet 16 – Munzinger Tal

Dieses Gebiet an der Südflanke des Tunibergs (Abb. 132) ist zunächst unscheinbar und nur auf den zweiten Blick als mögliches Relikt eines fluvialen Systems mit Südwest-Nordost-orientierten Tälern und Erhebungen (Abb. 133) zu erkennen. Ebenso bescheiden sind seine Ausmaße, von Südost nach Nordwest misst es gerade 3 km und seine Breite beträgt lediglich etwa 750 m. Ob ein mögliches

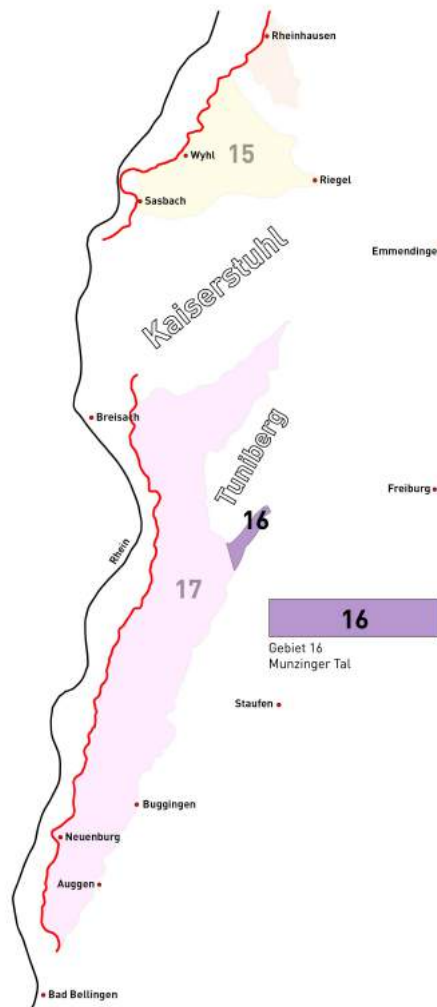


Abb. 131: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 16.

Paläogeofälle dem heutigen, von Nordost nach Südwest gerichteten entspricht, oder sich im Laufe der Zeit umkehrte, kann mit dem DGM nicht geklärt werden. Zur Freiburger Bucht, die sich im Nordwesten anschließt, ist es durch eine scharfe Erosionskante (10 bis 20 m hoch) begrenzt.

Anhand des DGMs lassen sich keine Aussagen zur Entstehung des Munzinger Tals treffen. Eine mögliche tektonische Entstehung wird im folgenden Kap. 6.8.27 diskutiert.

6.8.27 Diskussion Gebiet 16 – Munzinger Tal

Zunächst drängt sich der Eindruck auf, hier handele es sich um das Relikt eines fluvial-erosiv entstandenen Tales, doch gibt es hierfür keine Anhaltspunkte im DGM. Ein Vergleich mit den geologischen und bodenkundlichen Spezialkarten legt nahe (Holozäne Abschwemmmassen, Löss; Pararendzina aus Löss und Gley), dass die Südwest-Nordost-ausgerichtete Struktur zumindest anteilig auch tektonische Ursachen hat, da sie in der tektonischen Karte von Störungen flankiert ist.

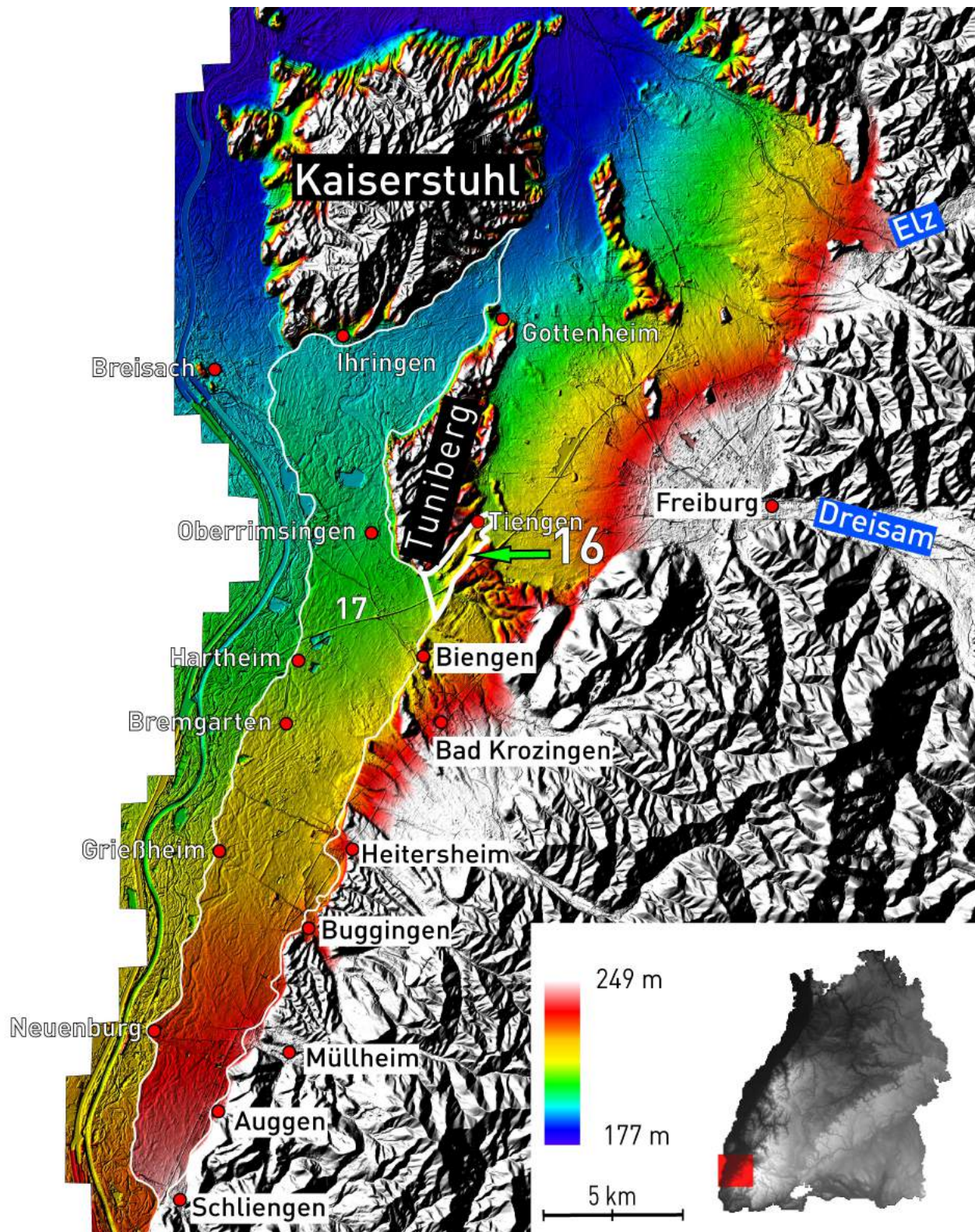


Abb. 132: Gebiet (17) zieht sich von Schliengen im Markgräflerland bis zum Kaiserstuhl entlang der Grabenschultern. Südlich vom Tuniberg bricht Gebiet 16 (grüner Pfeil) vom Rheingraben zur Freiburger Bucht durch. DGM im LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

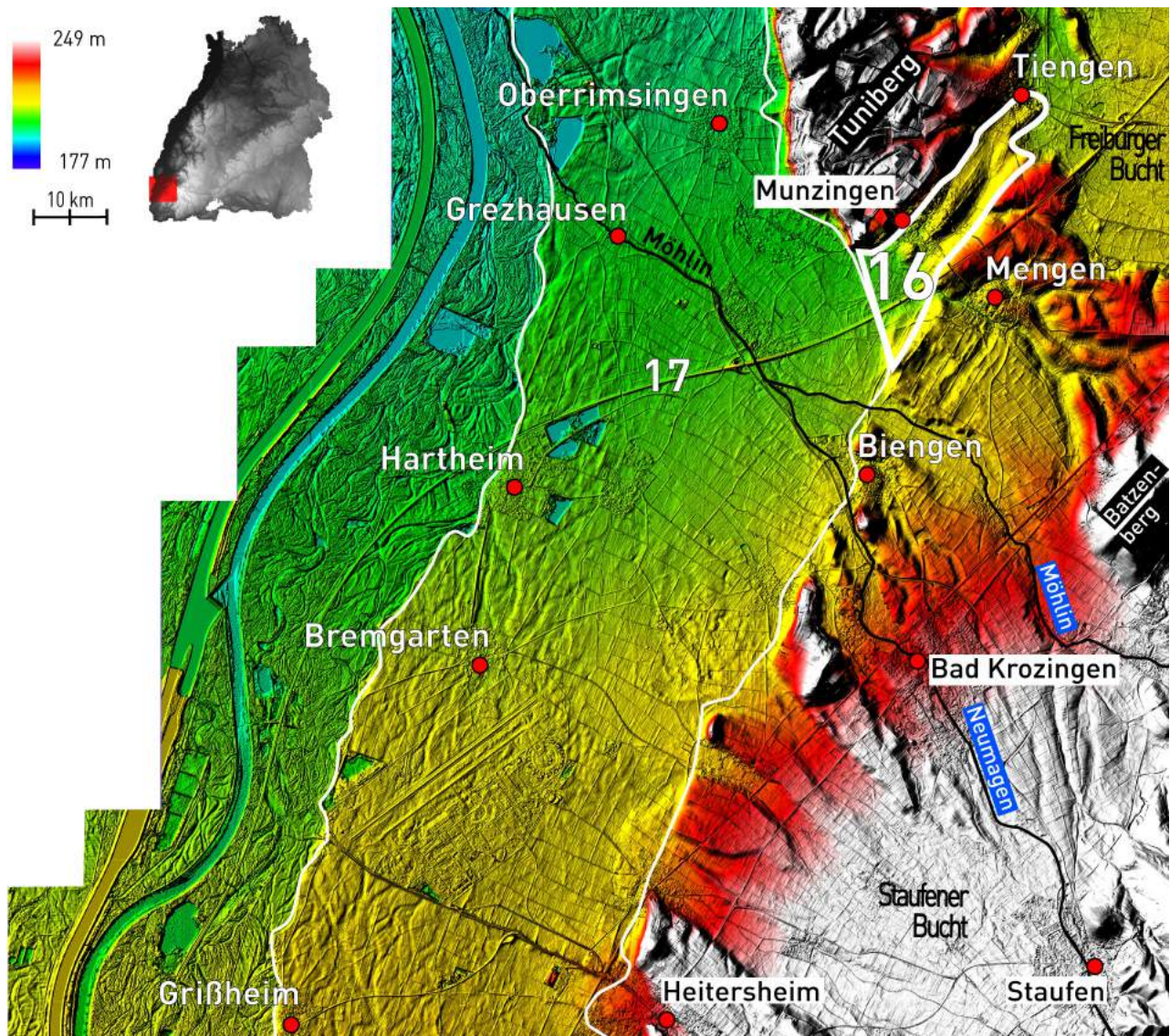


Abb. 133: Zwischen Grißheim und Oberrimsingen liegt der mittlere Abschnitt von Gebiet 17 und Gebiet 16. Das Gebiet 16 ist sehr klein und bricht von Gebiet 17 zur Freiburger Bucht durch. DGM im LOD 4 und 30-facher Überhöhung.

1999 schreibt VILLINGER allerdings, dass die „Mengener Brücke“ zwischen Tuniberg und Batzenberg (Abb. 133) nicht aus präquartärem Festgestein besteht, sondern aus mächtigen Löss- und Lehmablagerungen, von denen bei Munzingen 140 m erbohrt wurden. Folglich waren die Bad Krozinger und die Freiburger Bucht miteinander verbunden und wurden erst im Quartär morphologisch voneinander getrennt. LGRB (2007: 47) schreiben, dass in der Freiburger Bucht alpines Material als Ostrheinschotter abgelagert ist. Laut Symbolschlüssel (LGRB 2011) bestehen die spätpleistozänen Ostrheinschotter (qORS) aus grauen sandigen alpinen Kiesen mit örtlichen Schwemmlöss-Einlagerungen und sind ein Fazieskörper der Hartheim-Subformation (Obere Neuenburg-Formation); die Ostrheinschotter sind am Ostrand des Kaiserstuhls (nördlich des Tuniberges und westlich des Nimberges) verbreitet und ziehen sich nach Norden bis zur Riegeler Pforte. Somit liefern die Ostrheinschotter einen eindeutigen Beweis, dass der Ostrandfluss durch die Freiburger Bucht floss. LGRB (2007: 38) geben das „Spätwürm“ als Durchflusszeit zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl an.

VILLINGER (1999, Abb. 7) zeigt außerdem, dass vor der Aufschotterung im ausgehenden Altpleistozän in der Freiburger Bucht und am Tuniberg ein viel stärkeres Relief ausgebildet war. Dieses war von tiefen Rinnen durchzogen, die durch tektonische Bewegungen und Flusserosion entstanden waren und heute weitgehend von Lockergesteinen verdeckt sind. Die Rinnen machen deutlich, dass die Freiburger Bucht zu dieser Zeit durch die Urelz nach Südwesten entwässerte, der Flusslauf reichte bis zur „Mengener Brücke“ und zum Tuniberg. Demzufolge könnte das Munzinger Tal also durchaus fluvial-erosiv angelegt und auch nach der Ablagerung von Löss und Lehm weiterhin als Entwässerungsweg genutzt worden sein. Nach VILLINGER (1999) entwässerte die Freiburger Bucht nach Südwesten zum Rhein, wobei die Mündung möglicherweise im Raum Grezhausen war; damit ist jedoch nicht erklärt, wie die Ostrheinschotter in die Freiburger Bucht gelangten.

6.8.28 Gebiet 17 – Breisgau-System

Die Interpretation des DGMs liefert folgende Altersbeziehungen und Prozesse für Gebiet 17 (Abb. 134):

- *Im Süden von Gebiet 17 dominiert ein breites, verzopftes System, das seine größten Höhenunterschiede im Westen an der Hochgestadekante hat und nach Osten zur Grabenschulter hin auskeilt.*
- *Zahlreiche Schwemmfächer treten aus dem Schwarzwald auf Gebiet 17, der größte ist bei Bad Krozingen. Anhand des Überlappungskriteriums ist davon auszugehen, dass das verzopfte System während der Schüttung der Schwemmfächer aktiv war.*
- *Entlang der Hochgestadekante verläuft eine breite Rinne, die jünger ist als das verzopfte System. Diese breite Rinne ähnelt in ihrer Morphologie und ihrem Lauf entlang der Hochgestadekante den Weststrandrinnen, die auch für die Gebiete 6 und 10 typisch sind.*

- *Im Nordteil zwischen Oberrimsingen, Ihringen und Ried ist ein komplexes fluviales Muster erhalten, das von einem nachlassenden Wasserdurchfluss zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg berichtet.*
- *In diesem Muster sind fünf Generationen fluvialer Systeme dokumentiert: 1.) ursprüngliches, verzopftes System; 2.) weniger stark verzweigtes System; 3.) West-Ost-verlaufende Rinnen, die das weniger stark verzweigte System 2 abschneiden; 4.) Einschneiden verzweigter, verhältnismäßig gestreckter Talsysteme; 5.) sehr engmaschiges Netz verzopfter Rinnen, entwickelt innerhalb eines Talbodens von System 4.*

Mit einer Länge von etwa 35 km zieht sich Gebiet 17 als 2 bis 5 km breiter Streifen von Schliengen bis Ihringen entlang der Grabenschulter (Abb. 135). Das Gebiet hat im südlichen Abschnitt zwischen Schliengen und Bremgarten ein einheitliches Erscheinungsbild. Bei Bad Krozingen ist es dominiert von einem mächtigen Fächer, der heute von den Flüssen Neumagen und Möhlin angeströmt wird. Der Durchlass zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl bildet die nörd(öst)liche Grenze.

Von Schliengen bis fast auf die Höhe von Oberrimsingen dominiert eine morphologische Einheit, die als Relikt eines breiten, verzopften Systems interpretiert wird. Das Gelände ist von sanften Erhebungen geprägt, die maximal 0,8 m über die Umgebung herausragen und von kleinen, wenige Zehnermeter breiten Rinnen durchsetzt sind (Abb. 136). Ihre übergeordnete Ausrichtung ist Südwest-Nordost, ebenso ist das Gefälle ausgerichtet. Nach Osten zur Grabenschulter hin werden die Strukturen undeutlicher und verschwinden stellenweise ganz, insbesondere im distalen Bereich der Schwemmfächer aus dem Schwarzwald. Bei Bad Krozingen drängt der größte von ihnen die verflochtenen Rinnen bis fast an die Hochgestadekante zurück, dies wird aus Abb. 137 (westlich der schwarz gestrichelten Linie) ersichtlich. Weil keine Rinne zu beobachten ist, die von einem Schwemmfächer überlagert ist, waren die Aktivität des verzopften Systems und die Schüttung der Schwemmfächer wahrscheinlich zeitgleich. Möglicherweise bildete sich dort, wo kein verzopftes System, sondern eine ausgeglichene Oberfläche zu beobachten ist, eine Schwemmebene aus wie beispielsweise östlich der schwarz gestrichelten Linie in Abb. 137.

Nördlich von Neuenburg zieht sich eine breite Rinne entlang der Hochgestadekante (weiß gepunktet in Abb. 136 und 137). Sie ist im Durchschnitt rund 150 m breit, kann bis 200 m breit werden und ist etwa 1 m tief; ihre Wellenlänge liegt zwischen 1,5 und 2 km. Spuren dieser Rinne sind bis auf die Höhe von Hartheim zu beobachten. Weil diese breite Rinne im Gegensatz zu den kleineren Rinnen deutlicher ausgebildet ist und außerdem die kleineren Rinnen schneidet, muss die breite Rinne (weiß gepunktet in Abb. 136 und 137) jünger sein. In Ihrer Morphologie ähnelt die breite Rinne den Rinnen in den Gebieten 6 und 10, die sich ebenfalls entlang der Hochgestadekante ziehen. So hat die Rinne in Gebiet 6 südlich von Karlsruhe Bögen mit einer Wellenlänge von 2 km (weiß gepunktet in Abb. 89) und ist über 4 m tief eingeschnitten. Nach Norden wird sie zunehmend flacher (etwa 1,6 m) und setzt sich mit zunehmend kleineren Bögen (etwa 850 m bis 700 m, weiß gepunktet in Abb. 90) fort. In Gebiet 10 zieht sich zwischen Kehl und Lichtenau eine etwa 150 m breite, geschwungene Rinne

(rot und gelb gepunktet in Abb. 108 und 109) entlang der Hochgestadekante, die stellenweise über 5 m eingetieft ist. Der Vergleich offenbart, dass die Rinne in Gebiet 17 ähnliche Dimensionen hat wie die Rinnen in den Gebieten 6 und 10 und lediglich deutlich flacher ist.

Bei Bad Krozingen tritt ein mächtiger Fächer aus dem Schwarzwald, der heute unter anderem von den Flüssen Neumagen und Möhlin durchflossen wird (Abb. 137). Erstaunlich ist, dass im distalen Bereich des Fächers kaum Spuren zu erkennen sind, die Auskunft über seine Entstehung geben könnten. Lediglich auf etwa halber Strecke zwischen Bad Krozingen und Hartheim sind kleine Schlingen zu identifizieren (schwarze Linien in Abb. 137), die jedoch aufgrund ihrer Orientierung und geringer Maße nur indirekt mit dem Fächer in Zusammenhang stehen können. Ihre Orientierung folgt eher dem verflochtenen System, das sich entlang der Hochgestadekante zieht (zwischen der weiß markierten Hochgestadekante und der schwarze gestrichelten Linie in Abb. 137). Die Ausmaße des Fächers liegen im Bereich zwischen 6 und 9 km, wohingegen die Wellenlänge der Schlingen weniger als 200 m und ihre Amplitude etwa 100 m betragen. Weil kaum fluviale Spuren zu entdecken sind, ist die Entstehung des Fächers möglicherweise auch tektonisch zu erklären.

Im nördlichen Abschnitt, zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl, sind verzopfte Systeme sehr gut erhalten (Beispiele bei J in Abb. 138). Die Zufuhrkanäle kamen aus Süden (etwa im Bereich der Ziffer 17 auf Abb. 138) und bogen dann nach Nordosten in den Durchlass zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg.

Aus dem DGM sind fünf fluviale Systeme abzuleiten, wobei das ursprüngliche System (J in Abb. 138) nachträglich von einem weniger stark verzweigten, Südwest-Nordost-ausgerichteten System überprägt wurde (blaue Linien in Abb. 138). Diese blau markierten Rinnen sind unterschiedlich orientiert und werden von verschiedenen Rinnensystemen abgeschnitten. Zum einen von Rinnen, die nahezu West-Ost verlaufen (schwarze Linien in Abb. 138). Zum anderen von schwach verzweigten, verhältnismäßig gestreckten Talsystemen (a, b in Abb. 138). Ein Beispiel für die verhältnismäßig gestreckten Talsysteme ist die 120 bis 180 m breite Rinne a (Abb. 138). Diese Rinne windet sich von Gündlingen nach Ihringen, an ihrer westlichen Seite ist sie von einer Geländekante (weiß gestrichelt in Abb. 138) begrenzt und offensichtlich jünger als Talsystem b. Gegenüber den westlich angrenzenden Flächen ist dieses Talsystem mit etwa 1 m Höhenunterschied eingetieft. Möglicherweise sind die Ost-West-verlaufenden Rinnen (schwarze Linien in Abb. 138) als Folge des Einschneidens der Talsysteme b und a entstanden. Der genaue Bezug der blau markierten Rinnen zu den beiden Rinnensystemen (schwarze und weiß gestrichelte Linien), die sie unterschneiden, ist unklar. Möglicherweise gehören die blau markierten Rinnen zwischen Oerrimsingen und Gündlingen eher dem schwarz markierten Rinnensystem an, darauf deutet ihre Ausrichtung. Allerdings ähneln sie in ihrer Talform eher den blau markierten Rinnen zwischen Gündlingen und Ried. Sicher ist, dass sie älter sind als die gestreckten Talsysteme a und b. Innerhalb des Talbodens der Rinne a hat sich ein weiteres, sehr engmaschiges Netz verzopfter Rinnen entwickelt (grüne Farbhöhenkodierung zwischen Gündlingen und a in Abb. 138), wobei die Sedimentbarren Längen in der Hundertmeter-Dimension aufweisen. Diese Sedimentfüllung kann sich erst nach dem Einschneiden der Rinne gebildet haben.

Die Abfolge der fluvialen Systeme könnte man möglicherweise als Funktion des Wasserangebots so deuten, dass zunächst die ganze Breite des Durchlasses zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg flächig von einem verzopften System (J) eingenommen wurde, was eine verhältnismäßig starke Durchflutung voraussetzt. Mit nachlassendem Wasserangebot und sinkendem Wasserspiegel entwickelte sich daraus das weniger stark verzweigte System (blaue Linien), das nacheinander oder gleichzeitig von den West-Ost-verlaufenden Rinnen und von dem mit a und b markierten Talsystem abgelöst wurde. Schließlich bildete sich innerhalb der Rinne a (grüne Farbhöhencodierung zwischen Gündlingen und a in Abb. 138) das engmaschige Netz verzopfter Rinnen.

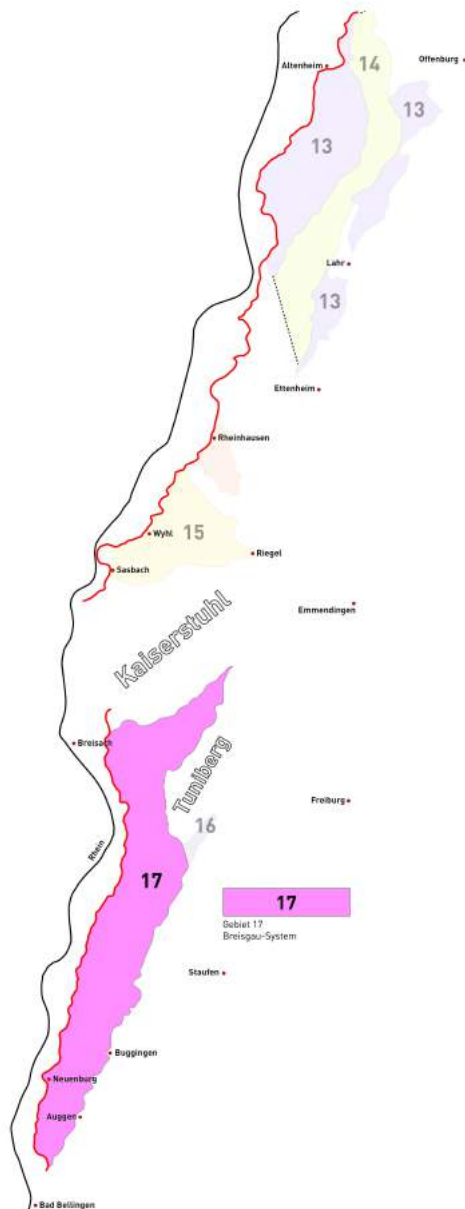


Abb. 134: Auszug aus der Übersichtskarte (Abb. 62, Zeichenerklärung siehe dort) für den Bereich des Gebiets 17.

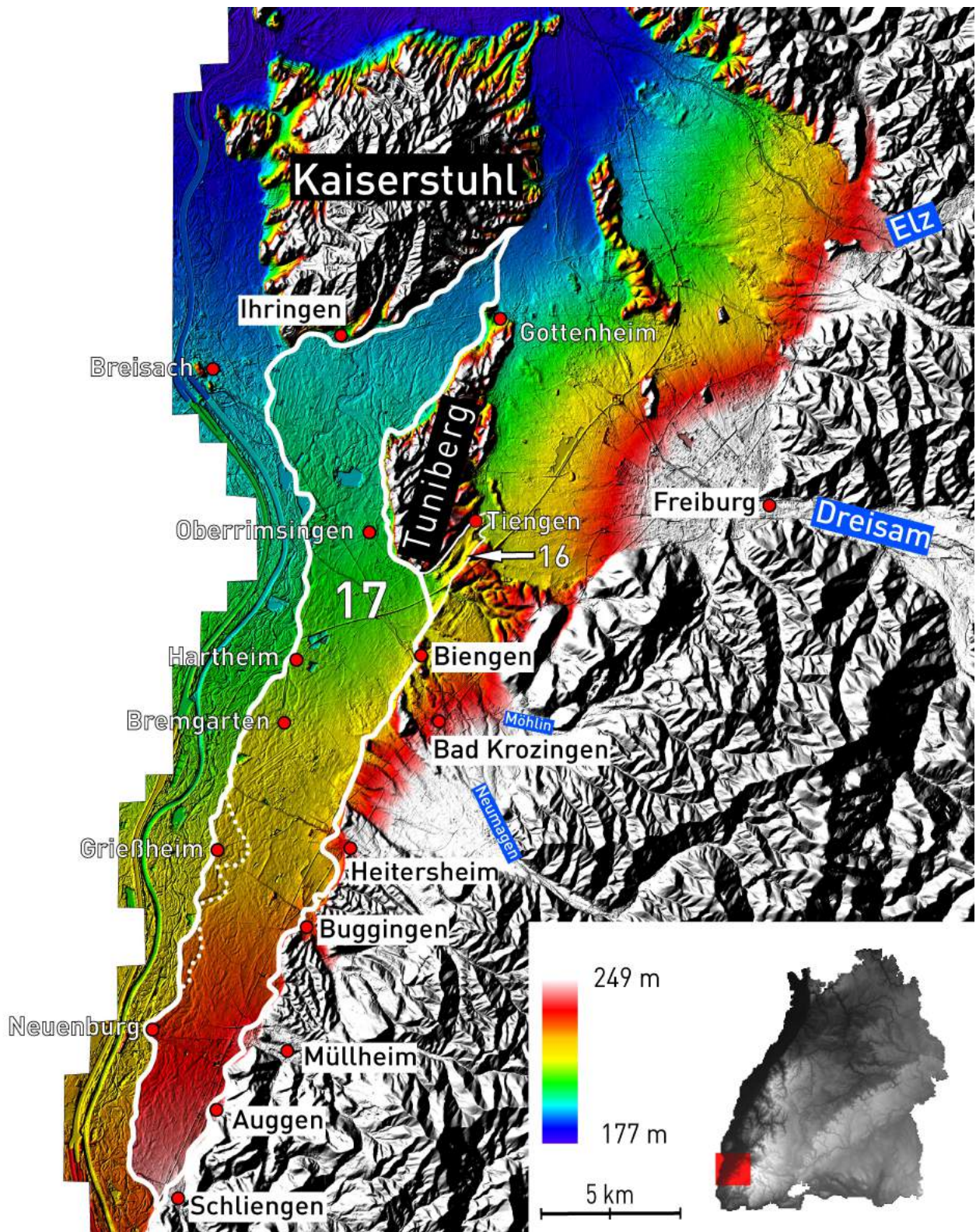


Abb. 135: Das südlichste Gebiet (17) ist von einem **breiten verzopften System** geprägt, in das sich entlang der Hochgestadekante eine **langgezogene Rinne** (weiße Punkte) eingeschnitten hat. Im distalen Bereich der Schwarzwaldschwemmfächer erscheint das verzopfte System nach Westen zurück gedrängt. Zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl hat sich ein **mehrphasiges fluviales System** entwickelt. DGM im LOD 4 und 20-facher Überhöhung.

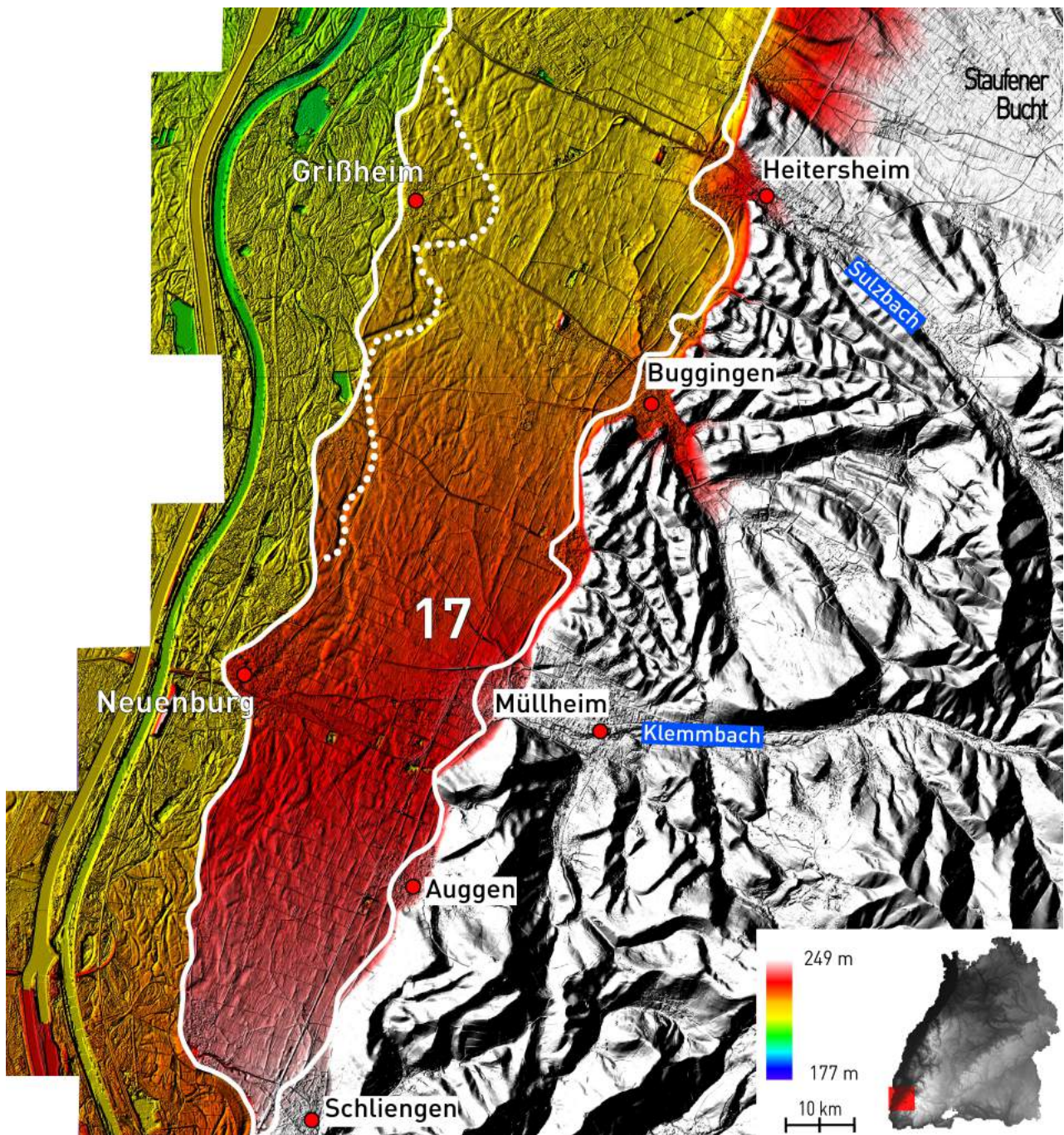


Abb. 136: Den südlichen Abschnitt von Gebiet 17 **zwischen Schliengen und Grißheim** dominiert ein verzopftes System, dessen übergeordnete Ausrichtung und Gefälle Südwest-Nordost ist. Zur Grabenschulter hin werden die Strukturen tendenziell undeutlicher. Entlang der Hochgestadekante zieht sich eine breite Rinne (weiß gepunktet), die Ähnlichkeiten mit den Rinnen entlang der Hochgestadekante in den Gebieten 6 zwischen Rastatt und Graben und 10 zwischen Kehl und Rheinau hat. DGM im LOD 4 und 30-facher Überhöhung.

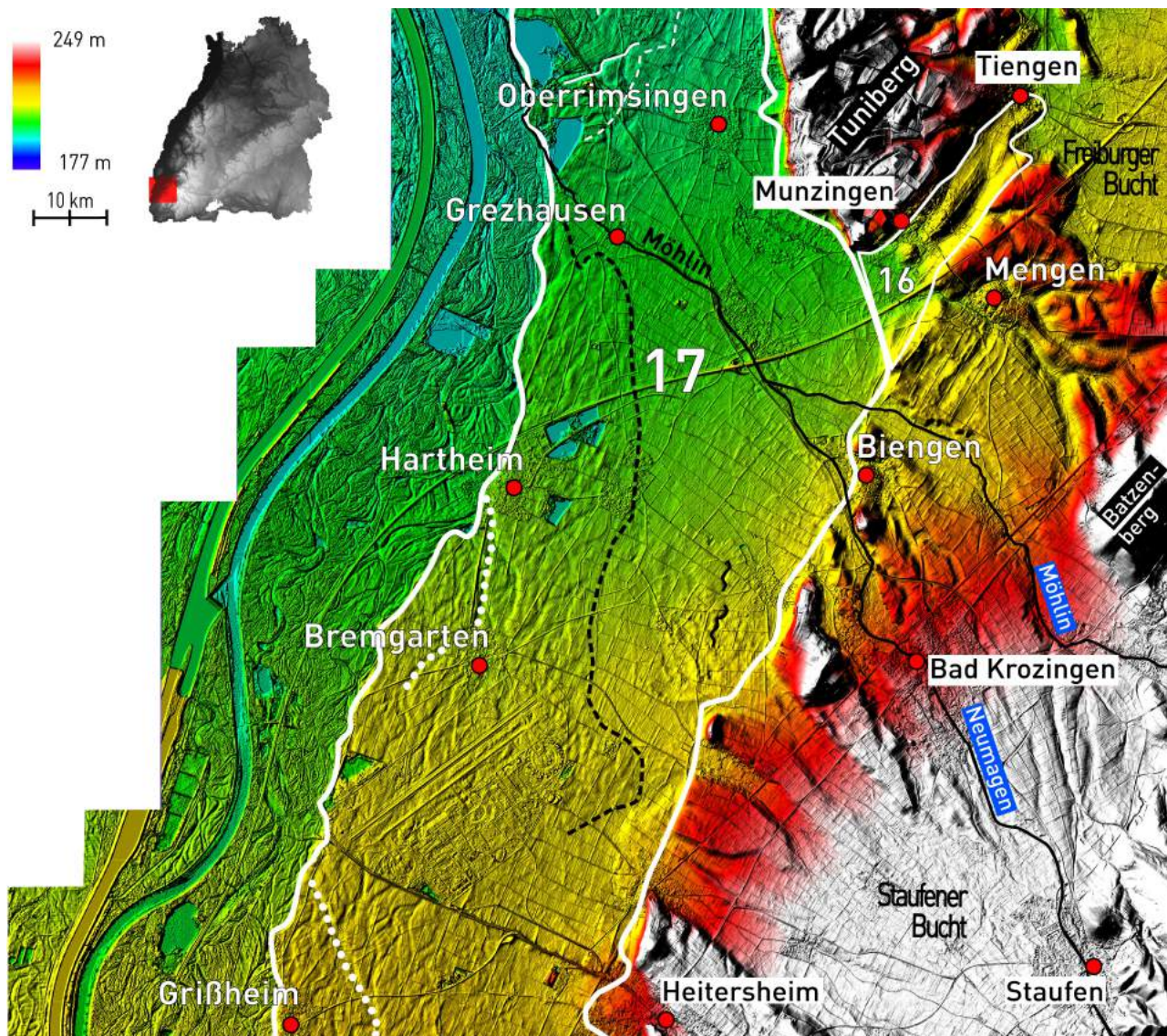


Abb. 137: Im mittlerer Abschnitt von Gebiet 17, bei Bad Krozingen, wird das **verzopfte System** (westlich der schwarz gestrichelten Linie) bis nahe an die Hochgestadekante zurückgedrängt. Entlang der Hochgestadekante verläuft eine Rinne (weiß gepunktet), die vergleichbar ist mit den **Rinnen entlang der Hochgestadekante** in den Gebieten 6 und 10. Über die Entstehung des Fächers gibt es keine Hinweise, lediglich kleine Schlingen (schwarze Linien) sind zu identifizieren, die aber aufgrund ihrer Orientierung und geringer Ausmaße ebenfalls keinen Anhaltspunkt liefern. Möglicherweise stehen sie in Zusammenhang mit dem verflochtenen System, das im Süden Gebiet 17 charakterisiert. DGM im LOD 4 und 30 -facher Überhöhung.

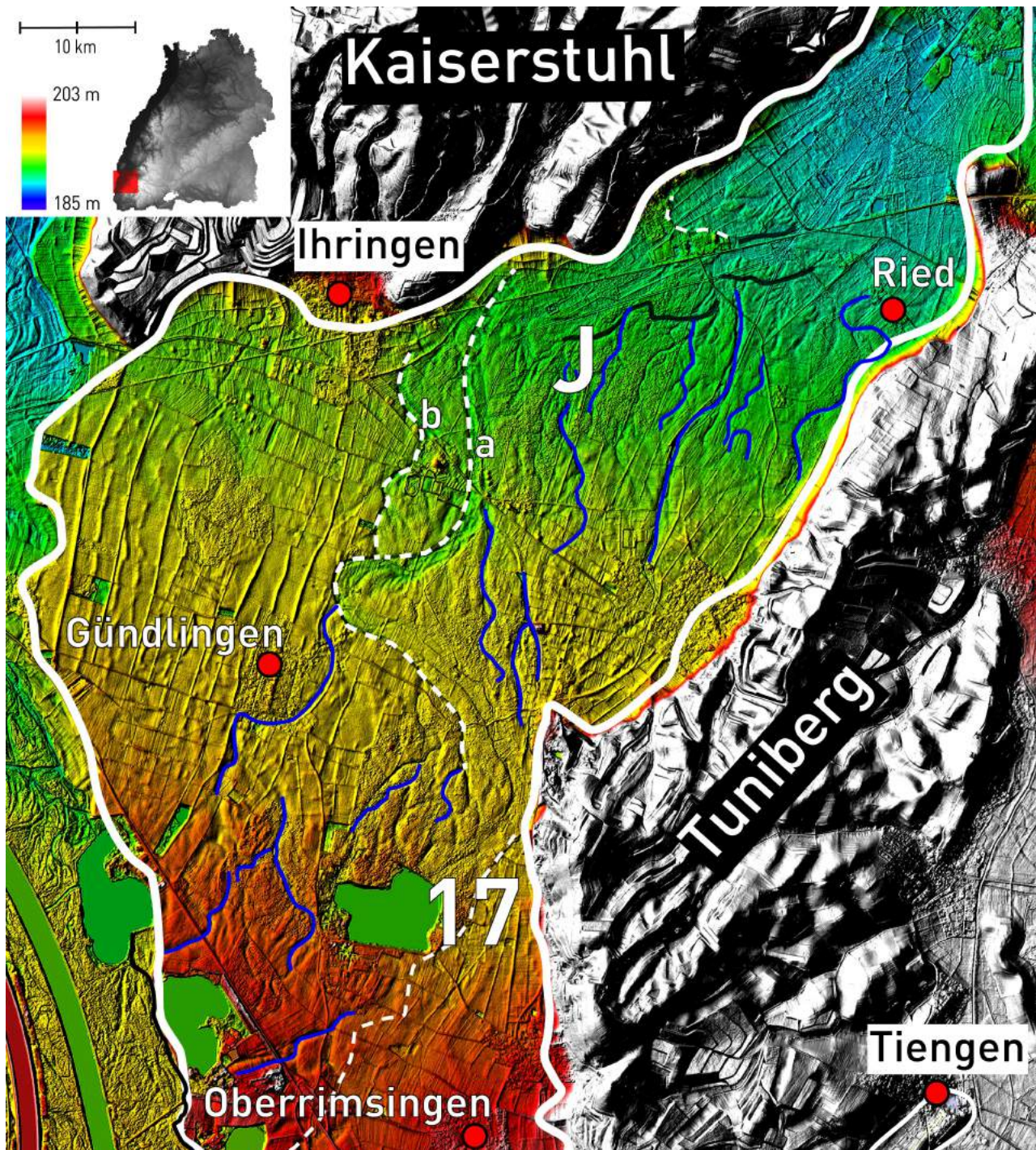


Abb. 138: Der nördliche Abschnitt von Gebiet 17 zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl zeigt ein **mehrphasiges fluviales System**. Das ursprüngliche System ist verzopft (J) und wurde nachträglich von einem weniger stark verzweigten System (blaue Linien) überprägt. Dieses blaue System wird danach von nahezu West-Ost-verlaufenden Rinnen (schwarz) abgeschnitten. Später schnitten sich schwach verzweigte Talsysteme ein (a, b), die teilweise von einer Geländekante (weiß gestrichelt) begrenzt ist. Zuletzt entwickelte sich innerhalb des Talbodens der Rinne a ein engmaschiges, verzopftes System. DGM im LOD 4 und 3-facher Überhöhung.

6.8.29 Diskussion Gebiet 17 – Breisgau-System

Die verzopfte Einheit, welche insbesondere den südlichen und mittleren Abschnitt von Gebiet 17 dominiert (Abb. 136 und 137), erscheint auch auf der geologischen Karte (GeoLa, GK 50) weitgehend einheitlich. Entlang der Hochgestadekante ist sie aus Kiesen und Schottern der quartären Neuenburg-Formation (qNE) aufgebaut und weder die geologische noch die Bodenkarte geben einen Hinweis auf die breite Rinne, die sich entlang der Hochgestadekante von Neuenburg nach Grißheim (weiß gepunktet in Abb. 135) zieht. Im Mündungsbereich der Schwarzwaldflüsse und entlang der Grabenschultern sind Auen (Lf)- und Hochflutlehm (Lhf) abgelagert, auf dem sich häufig vergleyter Auenboden gebildet hat. Im DGM ist ein geringer morphologischer Unterschied zwischen dem Bereich nahe der Hochgestadekante und dem Bereich nahe der Grabenschulter zu erkennen; dieser Unterschied ist auch in den GeoLa-Daten – sowohl in der geologischen als auch in der Bodenkarte – dokumentiert. Entlang der Hochgestadekante sind mehr Kiese und Schotter kartiert, auf denen sich eine Parabraunerde ausgebildet hat.

Unterschiede im Sedimentbericht sind ebenfalls im distalen Bereich des Fächers bei Bad Krozingen zu erkennen. Die geologische Karte weist hier zusätzlich Älteren Auenlehm (Lfa) aus und die Bodenkarte pseudovergleyten Auenboden. Auf dem Fächer selbst lagert in den Rinnen die Neuenburg-Formation und auf den Rinnenflanken Löss. Folglich muss sich der Fächer vor den Lössablagerungen im Hochglazial aufgebaut haben. Aufgrund des mangelhaften fluvialen Befunds (woher stammten die Wassermassen und wo floss das Wasser auf der Niederterrasse?), muss die Beteiligung einer tektonischen Komponente bei der Entstehung in Betracht gezogen werden. Jedoch geben die tektonischen Störungen in der geologischen Karte keinen Hinweis auf einen möglichen Zusammenhang mit der Entstehung des Fächers.

Der nördliche Abschnitt von Gebiet 17 erscheint wie im DGM auch auf der geologischen und Bodenkarte vielfältig und spiegelt stellenweise die Morphologie wider. In der geologischen Karte zieht sich von Oberrimsingen, an Gündlingen und Ihringen vorbei ein etwa 2 km breiter Streifen der Neuenburg-Formation (qNF), der sich bis Ried verschmälert (Abb. 138). Er entspricht in etwa dem Bereich, auf dem sich die weniger stark verzweigten Rinnen (blaue Linien in Abb. 138) eingeschnitten haben. In einem Teil der Rinne a (Abb. 138) sind holozäne Altwasserablagerungen (qha) sedimentiert und als Fortsetzungen ziehen sich bis Gottenheim entlang der Südflanke des Kaiserstuhls Ablagerungen von Niedermooren (Hn) und jungen Moorbildungen (qht). Die Bodenkarte verzeichnet im Durchgang zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl unterschiedliche „Niedermoorböden“ (Niedermoor aus Torf, humoser Gley, Anmoorgley, Moorgley aus Niedermoortorf etc.).

In keiner der Karten konnte ein Hinweis gefunden werden, ob der Durchlass zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl nur kurzzeitig oder über einen längeren Zeitraum durchströmt wurde. VILLINGER (1999: 19) schreibt, dass während der Würmvereisung („Hauptwürm“) zwischen 25 und 16 Ka der Rhein die flache Wasserscheide zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg überflutete und der Kaiserstuhl auch

im Osten umflossen war („Ostrheinrinne“). Dieses Szenario war wahrscheinlich bis zu Beginn des Holozäns aktiv und wird mit einer 10-25 m mächtigen Lage alpin geprägter Niederterrassenschotter nachgewiesen. Bei Hochwasser drang wahrscheinlich bis ins späte Mittelalter zwischen Grezhausen und Gündlingen (Abb. 137 und 138) Rheinwasser in die Ostrandrinne (VILLINGER 1999). Die Geländekante a kann sich erst danach ausgebildet haben. LGRB (2007) bestätigen, dass die Sedimente im Durchlass zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl überwiegend vom Rhein geschüttet wurden und beschreiben, dass im oberen Abschnitt der Abfolge die Ablagerungen in Ostrhein-Schotter übergehen, die sich nördlich an den Durchlass anschließen.

Bei VILLINGER (1999: 20) ist ein Hinweis auf die (Entstehung der) Geländekanten (weiß gestrichelt in Abb. 138) zu finden, die er als Erosionsränder bezeichnet. Sobald die eiszeitliche Schuttanlieferung nachließ, tieften sich die Flüsse im Holozän in die Niederterrassen ein. Außerdem folgen die Geländekanten bei a und b der Tunibergverwerfung (VILLINGER 1999).

6.9 Gab es eine Verbindung zwischen dem Ostrandfluss und dem Bergstraßenneckar?

Das Ostrandfluss-System erstreckte sich vom Breisgau bis zum Neckarschwemmfächer bei Heidelberg und sehr wahrscheinlich auch darüber hinaus bis in das Gebiet des Bergstraßenneckars. Im DGM sind die bekannten Rinnen des Bergstraßenneckars zu identifizieren und darüber hinaus auch Rinnen, die auf eine Verbindung des Ostrandfluss-Systems mit dem Bergstraßenneckar hindeuten. Diese mögliche Verbindung ist vom Neckarschwemmfächer überlagert. Historische Quellen belegen (in TULLA 1822, MANGOLD 1891/95), dass noch in der frühen Neuzeit eine fluviale Verknüpfung zwischen Neckarschwemmfächer und Bergstraßenneckar bestand und der Neckardurchbruch zwischen Seckenheim und Mannheim erst später künstlich erweitert wurde. TULLA (1822) benennt als Urheber des künstlichen Durchbruchs den römischen Kaiser Valentinian. Die Kartierung im DGM ergab genetische Verknüpfungen, die einen derartigen Verlauf wahrscheinlich machen.

TULLA (1822: 12) zieht in Betracht, dass der *deutsche Rhein* neben den Flüssen Dreisam, Elz, Schutter, Kinzig, Rench, Murg, Alb, Pfingz vielleicht auch den Neckar aufnahm. Auch bei MANGOLD (1891/95) ist zu lesen, dass der Bergstraßenneckar womöglich eine Fortsetzung einer nördlich oder nordwestlich gerichteten Rinne des Neckarschwemmfächers darstellt („Nordneckar“, Kap. 6.7), die durch Dünen an einer früheren Mündung in den Rhein gehindert war. MANGOLD (1891/95) geht davon aus, dass die Dünen von Seckenheim und Feudenheim zur Zeit des Bergstraßenneckars miteinander verbunden waren und ein durchgehender Dünenwall von Schwetzingen über Seckenheim, Feudenheim, Käfertal bis ins heutige Hessen nach Viernheim und Lorsch bestand (Abb. 41 und 42). Ein weiteres Argument, warum MANGOLD (1891/95) annahm, dass der (verlandete) Bergstraßenfluss ein Abfluss des Neckars war, begründet er mit der Ähnlichkeit der Flussbettschleifen

mit den damaligen Neckarschleifen, wobei er Krümmungshalbmeter, Schleifenlänge, Gebietsgröße, topographische Gebietsbreite und Flussbettbreite der Flussschlingen miteinander verglich.

Ähnliche Überlegungen (Krümmungsradien von Mäandern, Hochwassermengen und Wassermengen verlassener Mäander) stellte FEZER (1974) an, der damit eine Vereinigung von Randfluss und Odenwaldneckar im Bereich des Neckarschwemmfächers und deren Weiterfluss in den Bergstraßenneckar bestätigt sieht. Als Ursachen nennt FEZER (1974) die morphologische Begrenzung durch Rhein-Uferwälle und Dünen und eine mögliche junge tektonische Absenkung der Randrinne. Einen weiteren Hinweis darauf, dass Randfluss und Bergstraßenneckar miteinander verbunden waren, sieht FEZER (1974) darin, dass der Abfluss des Bergstraßenneckars nicht vom Neckar alleine herrühren konnte, sondern nur mit dem zusätzlichen Wasserzustrom aus der Randrinne zu erklären ist. HOLZHAUER (2013) lehnt diese Erklärung ab.

6.10 Gesamtschau Oberrheingraben

Im Oberrheingraben erscheint die Oberfläche wegen der geringen topographischen Höhe und des sehr flachen Reliefs auf den ersten Blick als einheitliche Fläche mit nur wenigen strukturellen Details. Wendet man im DGM jedoch eine starke Überhöhung und eine entsprechend eng angepasste Farbhöhenkodierung an, so wird eine äußerst komplexe fluviale Landschaft sichtbar, deren Hauptelemente die Talaue und die Niederterrasse sind. Damit wird offensichtlich, dass ein hochauflösendes DGM für die Erforschung und Sichtbarmachung junger Flussgeschichte hervorragend geeignet ist. Morphologische Strukturen können im Detail untersucht und in Beziehung zueinander gesetzt werden. Weil die Oberfläche verhältnismäßig jung ist, können verschiedene Generationen von Mäanderschlingen, Talsystemen und Rinnen unterschieden werden.

Die jüngsten Sedimentations- und Erosionsprozesse sind in der Talaue präzise abgebildet; im Wesentlichen sind das im Südteil Strukturen eines verflochtenen Systems, während im Nordteil komplex ineinandergreifende Strukturen eines mäandrierenden Systems überwiegen. Die Landformen der Niederterrasse erwiesen sich als sehr ergiebiges Archiv komplexer Sedimentations- und Erosionsprozesse.

Wegen ihrer topographisch exponierten Lage fallen zunächst Dünenkämme ins Auge, die vor allem im nördlichen Oberrheingraben verbreitet und bekannt sind. Meistens sind die Dünenfelder (fluvial) überprägt und entsprechend ihres Degradierungszustandes im DGM deutlich bis schwach zu erkennen: Einzeldünen, gut erhaltene Dünenfelder, mäßig abgetragene Dünenfelder und stark abgetragene Dünenfelder. In der Übersicht (Abb. 62) wird deutlich, dass gut erhaltene Dünenfelder ausschließlich im mittleren und nördlichen Oberrheingraben erhalten sind, wohingegen stark abgetragene Dünenfelder auch im südlichen Oberrheingraben vorkommen. Ebenfalls gut im DGM – besonders in der perspektivischen Ansicht – ist die Ausformung der Einzeldünen und Dünenkämme in Abhängigkeit von der Windrichtung zu erkennen. Tendenziell sind die Dünen auf ihrer Westseite flach (Luv) und

auf ihrer Ostseite steil (Lee) und westlicher gelegene Dünen sind besser erhalten als östlicher gelegene Dünen. Hier spiegelt sich die Lage in der Westwind-Zone wieder. Häufig sind die reliktschen Dünen (fluvial) überprägt und in ein fluviales System integriert.

Die Dünen lagern der Niederterrasse auf, in die sich vor der Eintiefung der Talaue fluviale Systeme eintieften. Zum ersten Mal können nun im Oberrheingraben Flächen genetisch zusammengebracht werden und es zeigt sich, dass der baden-württembergischen Anteil des Oberrheingrabens von einem zusammenhängenden Ostrandfluss-System dominiert ist, dass von Schliengen bis zum Neckarfächer reicht und wahrscheinlich eine Verbindung zum Bergstraßenneckar aufweist.

Sehr viele Rinnendetails des Neckarschwemmfächers können im DGM sichtbar gemacht werden und ein Vergleich mit historischer Literatur zeigt, dass diese Genauigkeit in der vorindustriellen Zeit mit hohem Zeitaufwand und intensiver Geländearbeit zu erreichen war. Mittlerweile sind weite Bereiche des Neckarschwemmfächers überbaut und dennoch ist es innerhalb kürzester Zeit möglich mit dem DGM eine ähnlich genaue Kartierung des Neckarschwemmfächers zu erstellen. Dabei verweisen Süd-Nord-ausgerichtete Rinnen im Nordteil des Fächers auf eine Verbindung des Neckars mit dem Bergstraßenneckar. Diese Hypothese wird in der Literatur kontrovers diskutiert, ist aber bereits in historischen Arbeiten zu finden. TULLA (1822) berichtet sogar davon, dass der Durchbruch zum Rhein bei Seckenheim künstlich angelegt worden sei, um die Niederung des Bergstraßenneckars zu entwässern. Die Frage, ob tatsächlich eine Verbindung des Ostrandflusses mit dem Bergstraßenneckars bestand, konnte in dieser Studie nicht zweifelsfrei geklärt werden. Wie die Detailuntersuchungen im Gebiet des ehemaligen Bergstraßenneckars zeigen, ist diese Hypothese durchaus möglich.

Am deutlichsten werden die Stärken des DGM bei der morphologischen Untersuchung des Randflussesystems. Dessen morphologische Muster sind im DGM nur mit starker Überhöhung (etwa 20-fach) eindeutig zu erkennen. Zunächst ist festzustellen, dass auf der Niederterrasse zwischen Schliengen und Mannheim fluviale Strukturen erhalten sind, die darauf schließen lassen, dass es einen östlichen Randfluss gab. Teile des Ostrandflussesystems werden in der Literatur als „Kinzig-Murg-Rinne“ bezeichnet. Dieser Name wird allerdings nicht der Tatsache gerecht, dass es sich hier um ein komplexes Netzwerk von Rinnen handelt, die vom Vorläufer des heutigen Rheins, seiner Zuflüsse und möglicherweise sogar von einem breiten verzopften Rhein-Ill-Vorläufer-System gespeist wurden; deshalb ist der Name Ostrandfluss-System zutreffender.

Die Ergebnisse der Auswertung des Geobasisdatenmodells im Bereich des Ostrandflusses lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Bei starker Überhöhung des DGMs können auf der Niederterrasse (dem Hochgestade) zwischen Schliengen und Mannheim fluviale Strukturen sichtbar gemacht werden.
- Diese fluvialen Strukturen lassen sich in 17 Gebiete gruppieren, wovon jedes mindestens ein kohärentes Flusssystem umfasst.

- Wahrscheinlich bildeten die Gebiete ein zusammenhängendes Randfluss-System.
- Die Gebiete lassen sich voneinander dadurch abgrenzen, dass die Sedimentations- und Erosionsstrukturen sich gegenseitig unterschneiden und damit relative, aber eindeutige Altersbeziehungen liefern.
- Daraus ist abzuleiten, dass die einzelnen Gebiete tendenziell von Norden nach Süden inaktiviert wurden. Doch gilt das nicht für das Gesamtgebiet. Je nachdem, wann die Durchbrüche zur Talau des heutigen Rheins stattfanden, ergeben sich auch zeitliche Überlappungen in der Flussgeschichte.
- Meistens umfasst ein Gebiet mehrere Generationen eines fluvialen Systems, das sich allmählich tiefer eingeschnitten und/oder sein Fließregime verändert hat.
- Als gemeinsames Merkmal haben die meisten Gebiete, dass sie mit mehr oder weniger ausgeprägten verflochtenen Sedimentationsmustern beginnen und im Spätstadium in einen mäandrierenden Zustand geraten oder direkt verlanden.
- Damit geben die Sedimentations- und Erosionsformen Hinweise auf ein sich veränderndes Wasserdargebot, eine sich verändernde Sedimentationsfracht und / oder ein sich veränderndes Gefälle und damit auf Tektonik.
- Das aktive Stadium lässt sich nur relativ zu anderen Gebieten anhand des Überlappungskriterium bestimmen (älter/jünger).
- Der Randfluss hatte mehrere Durchbrüche nach Westen zum Rhein.
- Denkt man sich anstelle der heutigen Talau eine ehemalige Oberfläche, welche die Niederterrassen beiderseits des Rheins verbindet, so ergeben sich insbesondere im mittleren und südlichen Oberrheingraben Möglichkeiten für Zuflüsse aus dem elsässischen Teil des Oberrheingrabens. Im DGM erkennt man Beispiele für Südwest-Nordost-gerichteten Rinnen in den Gebieten 10, 13 und nördlich und südlich von Gebiet 14.
- Viele Kraichgau- und Schwarzwaldschwemmfächer wurden geschüttet, als das System nicht mehr aktiv war (zum Beispiel in Gebiet 4). Im Schüttungsbereich anderer Schwemmfächer (zum Beispiel der Federbach bei Rastatt) zeigt der Sedimentations- und Erosionsbericht, dass das System nach Westen umgelenkt wurde. Möglicherweise waren solche Fächerschüttungen auch Auslöser für einen Durchbruch zum Rhein. Im Süden gibt es im DGM Hinweise darauf, dass das Ostrandfluss-System und die Schwemmfächer zeitgleich aktiv waren.
- Auch der Sedimentations- und Erosionsbericht zahlreicher Schwemmfächer im Verhältnis zum Ostrandfluss-System legt nahe, dass die Aktivität des Systems tendenziell von Norden nach Süden inaktiv wurde.

- Ein bestimmender Faktor für Lage und Form der Gebiete sind lokale Dünenfelder; auch sie haben möglicherweise Einfluss auf einen Durchbruch zum Rhein. Am Neckarschwemmfächer ist jedoch zu erkennen, dass dies kein Hinderungsgrund war.
- Meistens passen die Rinnen ihren Lauf den Dünenfeldern an und umfließen die (degradierten) Dünen; in Gebiet 1 konnte nachgewiesen werden, dass Dünen stellenweise auch Rinnen überlagern.
- Die erste Anlage des Randflusses fand vor der Eintiefung der Talaue statt, möglicherweise waren Teile der Randrinne auch nach deren Eintiefung noch aktiv.
- Möglicherweise wurde das Randfluss-System sowohl über Vorläufer des heutigen Rheins und seine zahlreichen seitlichen Zuflüsse, als auch über die Vorläufer der Ill aus dem Elsass oder eines breit verflochtenen Rhein-Ill-Vorläufer-Systems gespeist.
- Einige Rinnen des Randfluss-Systems waren bis in historische Zeit zumindest zeitweise noch aktiv. Dies ist für die nördlicheren Gebiete 1 und 2 schriftlich belegt. Sicher ist dies bei Systemen, in denen heute noch oder wieder Bäche (Leimbach, Kriachbach etc.) fließen.

Eine Zusammenschau der Ergebnisse zur fluvialen Entwicklung des Ostrandfluss-Systems ist in Abb. 139 dargestellt. Die Paläofließrichtungen (schwarze Pfeile) wurden aus der Orientierung von Sedimentbarren und Rinnen abgeleitet.

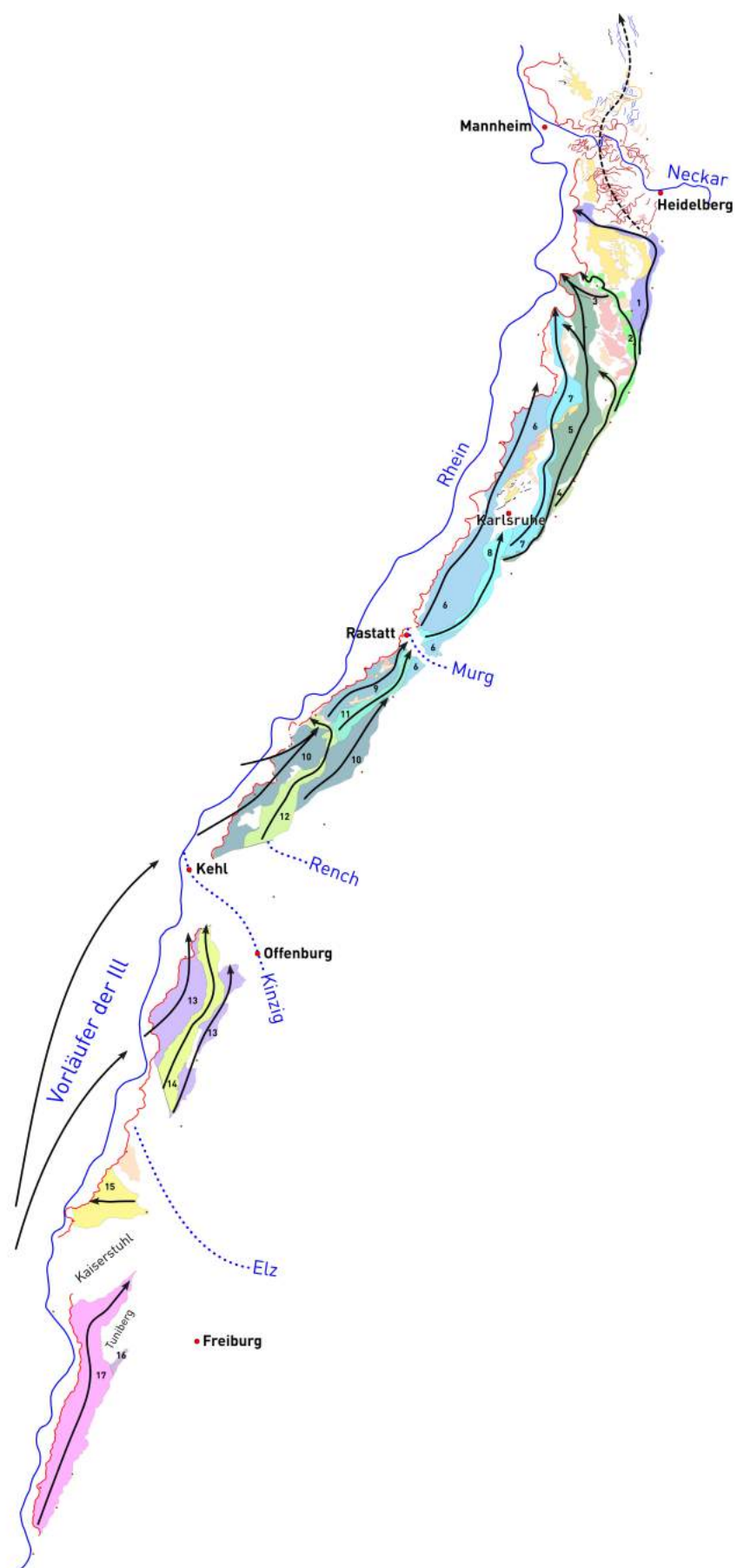


Abb. 139: **Zusammenschau** der Dünen, Details auf dem Neckarschwemmfächer und im Bereich des Bergstraßenneckars und die 17 Gebiete des Ostrandflus-Systems. Die durchgezogenen schwarzen Pfeile zeigen **regionale Paläofließrichtungen** an, gestrichelte schwarze Pfeile mögliche Fließwege und (gepunktete) blaue Linien sind große rezente Flüsse.

7 Schlussfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit zeige ich, welche geologischen Interpretationsmöglichkeiten ein großflächiges, hochauflösendes DGM bietet. Der Schwerpunkt liegt dabei auf den geologisch sehr jungen Landformen, denn hier ist der Hauptvorteil der hohen Auflösung. Alle bisher bekannten morphologischen Formen der jungpleistozänen Vereisung Oberschwabens und der Landoberfläche im Oberrheingraben sind zweifelsfrei im DGM zu erkennen und zu kartieren. Ältere Landformen sind nur dann zu identifizieren, wenn sie in Relikten flächig erhalten geblieben sind wie beispielsweise die verschiedenen morphologischen Einheiten der Schichtstufenlandschaft. Sehr gut zu verfolgen sind hingegen Lineationen, denn diese sind über das Talmuster deutlich abgebildet. Ein Beispiel dafür ist die Fränkische Furche in Nordost-Württemberg. Im DGM zeigen sich bei morphologischen Detailuntersuchungen zwischen den Waldenburger Bergen und der östlichen Landesgrenze vier Abschnitte. Diese haben sich als Mulden oder Erhebungen herausgebildet und geben so Hinweis auf die unterschiedlich tektonische Aktivität der Fränkischen Furche. Als Beispiele für sehr junge Landformen habe ich in der vorliegenden Arbeit aus dem vielfältigen Spektrum der geologischen Interpretationsmöglichkeiten zwei Themen herausgegriffen: die jungpleistozänen Eiszerfallslandschaften Oberschwabens und die junge Flussdynamik in der Oberrheinebene.

Im Verbreitungsgebiet des würmeiszeitlichen Rheingletschers ist es im DGM möglich, zahlreiche Ablagerungsformen zu identifizieren, mit hoher Präzision zu kartieren und teilweise auch geologisch zu interpretieren. Dazu gehören Zungenbecken verschiedenster Dimension, Aufschotterungsebenen, Endmoränen und Teilmoränen der Rückschmelzstadien in unterschiedlichem Erhaltungszustand, Mikromoränen, Esker, subglaziale und eisrandparallele Täler, Drumlins und Terrassenschachteln spät- bis postglazialer Flusssysteme. Die meisten dieser Erscheinungen sind aus der Literatur bekannt, doch ergeben sich durch die Möglichkeit, über große Entfernungen zu korrelieren, teilweise völlig neue Perspektiven in der geologischen Erkundung glazialer, periglazialer und postglazialer Landformen. Einige Phänomene wie zum Beispiel Mikromoränen konnten überhaupt erst im DGM als solche erkannt und dann nachträglich im Gelände verifiziert werden.

Mit der Kegel-Funktion in TERRAINVIEW steht ein Werkzeug zur Verfügung, das verschiedene Stadien der spätpleistozänen Würm-Vereisung durch den Rheingletscher simuliert und entsprechende Eisvolumina liefert. Das aus dem DGM berechnete Eisvolumen wird um die Wassermasse und die Glazialablagerungen des Bodensee-Beckens korrigiert; außerhalb des Bodensee-Beckens erfolgen Korrekturen zu den Volumina von basalem Till, Moränen, der Sedimentfüllung subglazialer Becken

und zum Betrag der isostatischen Hebung durch Entfernen eines Teils der Eisauflast. Im Modellgebiet beträgt das korrigierte Gletschervolumen zum Zeitpunkt der letzten Maximalvereisung (definiert durch die Äußere Würm-Endmoräne) $610 \pm 10 \text{ km}^3$. Das korrigierte Eisvolumen in Bezug auf die Innere Würm-Endmoräne beträgt $290 \pm 10 \text{ km}^3$. Innerhalb dieser frühen Abschmelzphase verschwanden demnach $320 \pm 20 \text{ km}^3$ Eis und entblößten eine Fläche von 1120 km^2 . Im Modellgebiet wurden Abschmelzraten zwischen $4,1 \cdot 10^{-5}$ und $9,8 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ermittelt. Diese Werte liegen in derselben Größenordnung wie heute am Rand des Grönland-Eisschildes, sind aber erheblich niedriger als bei aktuellen Alpengletschern. Abschmelzraten, die sich nur auf die Entfernung zwischen zurückweichenden Gletscherfronten beziehen ($\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$), sind von vielen rezenten Gletschern bekannt, doch sind solche linearen Durchschnittswerte bei fossilen Objekten und längeren Zeiträumen nur eingeschränkt aussagefähig. Für den würmzeitlichen Rheingletscher wurden Werte bis $40 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ publiziert; meine Ergebnisse zeigen, dass sie eher bei $2,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ liegen dürften.

Im Oberrheingraben erscheint die Oberfläche wegen der geringen topographischen Höhe und des sehr flachen Reliefs auf den ersten Blick als einheitliche Fläche mit nur wenigen strukturellen Details. Wendet man jedoch eine starke Überhöhung und eine entsprechend eng angepasste Farbhöhenkodierung an, so wird eine äußerst komplexe fluviale Landschaft sichtbar, deren Hauptelemente die Talaue und die Niederterrasse sind. Die jüngsten Sedimentations- und Erosionsprozesse sind in der Talaue präzise abgebildet; im Wesentlichen sind das im Südteil Strukturen eines verflochtenen Systems, während im Nordteil komplex ineinandergreifende Strukturen eines mäandrierenden Systems überwiegen.

Die Landformen der Niederterrasse (Hochgestade) erwiesen sich bei starker Überhöhung als sehr ergiebiges Archiv von Sedimentationsprozessen, die vor der Eintiefung der Talaue stattfanden und ein zusammenhängendes System bildeten. Dieses wurde im baden-württembergischen Teil des Oberrheingrabens von einem Ostrandfluss dominiert, der im Süden vermutlich nicht nur über den Vorläufer des heutigen Rheins und die zahlreichen seitlichen Zuflüsse, sondern möglicherweise auch aus dem Einzugsbereich der heutigen Ill aus dem Elsass gespeist wurde. Dies bedeutet, dass der Ostrandfluss der Rhein selbst gewesen sein müsste. Einige wenige Rinnen dieses Systems waren im Norden bis in historische Zeit zumindest zeitweise noch aktiv.

Große Teile des Ostrandfluss-Systems werden in der Literatur als „Kinzig-Murg-Rinne“ bezeichnet. Dieser Name wird allerdings nicht der Tatsache gerecht, dass es sich hier um ein komplexes Netzwerk von Rinnen handelt, das auch südlich der Kinzig zu beobachten ist und das vom Vorläufer des heutigen Rheins, seiner Zuflüsse und möglicherweise von einem breiten, verflochtenen Rhein-Ill-Vorläufer-System gespeist wurden. Deshalb ist der Name Ostrandfluss-System zutreffender.

Im Detail zeigt sich, dass auf der Niederterrasse (Hochgestade) zwischen Schliengen und dem Neckarschwemmfächer 17 Gebiete zu unterscheiden sind. Jedes dieser Gebiete umfasst mindestens ein kohärentes Flusssystem und lässt sich von den anderen Gebieten dadurch abgrenzen, dass die Sedimentations- und Erosionsstrukturen sich gegenseitig unterschneiden und damit relative, aber eindeutige Altersbeziehungen liefern. Daraus ist abzuleiten, dass die einzelnen Gebiete tendenziell

von Norden nach Süden inaktiviert wurden. Doch gilt das nicht für das Gesamtgebiet. Je nach dem, wann die Durchbrüche zur Talaue des heutigen Rheins stattfanden, ergeben sich auch zeitliche Überlappungen in der Flussgeschichte; so könnten beispielsweise die Gebiete 13, 10 und 6 und die Gebiete 14, 12 und 8 auch zeitgleich aktiv gewesen sein.

Das Ostrandfluss-System erstreckte sich vom Breisgau bis zum Neckarschwemmfächer bei Heidelberg und sehr wahrscheinlich auch darüber hinaus bis in das Gebiet des Bergstraßenneckars. Im DGM sind die bekannten Rinnen des Bergstraßenneckars zu identifizieren und darüber hinaus auch Rinnen, die auf eine Verbindung des Ostrandfluss-Systems mit dem Bergstraßenneckar hindeuten. Diese mögliche Verbindung ist vom Neckarschwemmfächer überlagert. Historische Quellen belegen, dass noch in der frühen Neuzeit eine fluviale Verknüpfung zwischen Neckarschwemmfächer und Bergstraßenneckar bestand und der Neckardurchbruch zwischen Seckenheim und Mannheim erst später künstlich erweitert wurde. Die Kartierung im DGM ergab genetische Verknüpfungen, die einen derartigen Lauf wahrscheinlich machen.

Die 17 Teilgebiete des Ostrandfluss-Systems, die südlich des Neckarschwemmfächers mit dem Leimbach-System beginnen, haben als gemeinsames Merkmal, dass sie mit mehr oder weniger ausgeprägten verflochtenen Sedimentationsmustern beginnen und im Spätstadium in einen mäandrierenden Zustand geraten oder direkt verlanden. Das aktive Stadium lässt sich nur relativ zu anderen Gebieten bestimmen (älter/jünger). Die Form der Gebiete und die Lage der Durchbrüche zur Talaue des heutigen Rheins ist wesentlich vom Ausmaß der lokalen Dünenfelder vorbestimmt. Ein weiterer Kontrollfaktor, der sich nur indirekt aus dem DGM ableiten lässt, der aber einen entscheidenden Einfluss auf die Einschneidung von Rinnen und deren Verlauf hat, ist die Variabilität des Wasserdargebots. Die Rekonstruktion des fluvialen Geschehens im Bereich des gesamten Ostrandfluss-System lässt darauf schließen, dass Aufschwemmung beziehungsweise Eintiefung und finaler Durchbruch zur Talaue keinesfalls einem homogenen Masterplan folgten in dem Sinne, dass der Ostrandfluss eine durchgehende Hauptrinne bildete, die nach und nach von Norden nach Süden inaktiviert wurde. Vielmehr muss damit gerechnet werden, dass sich größere zusammenhängende Abschnitte (beispielsweise der Raum der Gebiete 1 bis 8, 9 bis 12 und 13 bis 14) parallel entwickelt haben und in sich eine ähnliche Abfolge von sedimentären beziehungsweise erosiven Ereignissen aufweisen. So waren die Gebiete 6, 9, 10 und 13 ursprünglich möglicherweise ein zusammenhängendes System und vor den Gebieten 7, 8, 11, 12 und 14 aktiv. Denkt man sich anstelle der heutigen Talaue eine ehemalige Oberfläche, welche die Niederterrassen beiderseits des Rheins verbindet, so ergeben sich Möglichkeiten für Zuflüsse aus dem elsässischen Teil des Oberrheingrabens. Im DGM erkennt man Beispiele für solche Südwest-Nordost-gerichteten Rinnen, besonders in den Gebieten 13/14.

Die Ergebnisse zur Mikromorphologie der Oberrheinebene und zu den Vereisungsspuren in Oberschwaben zeigen, dass hochauflösende großflächige DGM ein sehr nützliches Hilfsmittel für die Gliederung und Interpretation junger Landformen sind. Die Grenzen der Methode liegen nun nicht mehr im Bereich der Auflösung, sondern sind dann gegeben, wenn es mangels Erosionskanten keine Möglichkeit

gibt, einzelne Einheiten altersmäßig voneinander abzugrenzen, obwohl diese sich im Sedimentationsstil noch mehr oder weniger deutlich unterscheiden. Dies ist beispielsweise in der Oberrheinebene im Unterlauf der Flüsse Elz und Kinzig gegeben. Der hohe Grad an Übereinstimmung zwischen den Erkenntnissen aus dem DGM und dem Befund aus der Literatur zeigt jedoch, dass die Analyse mit TERRAINVIEW überaus effizient ist und sich für eine erste Reconnaissance geologisch weniger bekannter oder schwer zugänglicher Gebiete hervorragend eignet; der Mars sei hier ausdrücklich mit eingeschlossen.

In zahlreichen Detailfragen, beispielsweise zu lokalen Besonderheiten im Bereich des Ostrandflusssystems oder zur Entstehung des Netzwerks von flachen, engständig parallelen, (heute) abflusslosen Tälern auf den Hochflächen der Muschelkalk-Schichtstufe, des Albvorlandes und der Albhochfläche oder zur Flutungsvorhersage bei Starkregenereignissen, kann das DGM noch weitere Erkenntnisse liefern. Im Rahmen dieser Arbeit wurden diese Themenkomplexe jedoch nicht weiter ausgelotet. Fraglich erscheint mir, ob eine detaillierte Kartierung der Lineationen im DGM tatsächlich neue Erkenntnisse über das tektonische Spannungsfeld und seine Änderungen in der Zeit liefert. Eine mittelbare Anwendung wäre die Bilanzierung anthropogener Massenbewegungen. Auch die (Re)konstruktion fossiler beziehungsweise zukünftiger Landschaften wäre eine vielversprechende Option. Dabei könnten Relikte alter Landoberflächen, die ihr ursprüngliches Aussehen noch teilweise erhalten haben, als Konstruktionselemente dienen und die Rückwärts- beziehungsweise Vorwärtsentwicklung von Flussnetzwerken ließe sich auf der Blaupause des heutigen Entwässerungsmusters anlegen. Dazu bedarf es jedoch neuer Software-Werkzeuge, über die TERRAINVIEW im Moment noch nicht verfügt.

Literatur

- ADV (2008): Dokumentation zur Modellierung der Geoinformationen des amtlichen Vermessungswesens (GeoInfoDok) - Hauptdokument: Version 6.0. Hrsg. von ARBEITSGEMEINSCHAFT DER VERMESSUNGSVERWALTUNGEN DER LÄNDER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND. www.geodatenzentrum.de/docpdf/GeoInfoDok\%20V6\textunderscore0\%20Hauptdokument.pdf (Stand: 11. 04. 2008).
- APPT, J., IMBERGER, J. & KOBUS, H. (2004): Basin-scale motion in stratified Upper Lake Constance. In: *Limnology and Oceanography* 49(4): 919–933. DOI: 10.4319/lo.2004.49.4.0919.
- BARSCH, D. & MÄUSBACHER, R. (1988): Zur fluvialen Dynamik beim Aufbau des Neckarschwemmfächers. In: *Berliner Geographische Abhandlungen* 47: 119–128.
- BECKENBACH, E. (2011): Spätmittelalterliche Starkregenereignisse und ihre geomorphologischen Kleinformen im Schönbuch (Süddeutschland): Erfassung mit hochauflösenden Fernerkundungsmethoden und sedimentologische Interpretation. Diplomarbeit. Eberhard-Karls-Universität Tübingen.
- BECKENBACH, E., MÜLLER, T. & SIMON, T. (2013A): Die Fränkische Furche im 3D-Geländemodell. In: *Gedenkband Walter Carlé*. Hrsg. von T. SIMON. Bd. 3. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg. Stuttgart: 243–254.
- BECKENBACH, E., NIETHAMMER, U. & SEYFRIED, H. (2013B): Spätmittelalterliche Starkregenereignisse und ihre geomorphologischen Kleinformen im Schönbuch (Süddeutschland): Erfassung mit hochauflösenden Fernerkundungsmethoden und sedimentologische Interpretation. In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 95: 421–438. DOI: 10.1127/jmogv/95/2013/421.
- BECKENBACH, E., MÜLLER, T., SEYFRIED, H. & SIMON, T. (2014): Potential of a high-resolution DTM with large spatial coverage for visualization, identification and interpretation of young (Würmian) glacial geomorphology. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 63(2): 107–129.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. (2006): Subglacial megafloods: outrageous hypothesis or just outrageous. In: *Glacier science and environmental change*. Hrsg. von P. KNIGHT. Malden/MA: Blackwell: 42–46.
- BENNETT, M. R. & GLASSER, N. F. (2009): Glacial geology: Ice sheets and landforms. Chichester: Wiley-Blackwell. 385 S.
- BERGER, J.-P. et al. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. In: *International Journal of Earth Sciences* 94(4): 697–710. DOI: 10.1007/s00531-005-0475-2.
- BINI, A. et al. (2009): Die Schweiz während des Letzteiszeitlichen Maximums (LGM) – Karte 1:500.000. Hrsg. von BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAFIE SWISSTOPO. Wabern.
- BLUM, G. (1989): Die Kinzig-Murg-Rinne im Landkreis Rastatt – Geologische und geomorphologische Untersuchungen zur Lage und zum Verlauf der Kinzig-Murg-Rinne im Landkreis Rastatt anhand von

- Luftbildern, Geländekartierung, Bohrungen und Gemarkungskarten. Diplomarbeit. Johannes Gutenberg Universität Mainz.
- BOURGEOIS, O. et al. (2007): Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. In: *International Journal of Earth Sciences* 96(6): 1003–1031. DOI: 10.1007/s00531-007-0202-2.
- BRÄUHÄUSER, M. (1913): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8322 Friedrichshafen: vorl. Ausg. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- BRÄUHÄUSER, M. (1976): Erläuterungen zum Blatt 8322 Friedrichshafen: Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. 3. Aufl. Stuttgart.
- CHEN, J. L., WILSON, C. & TAPLEY, B. (2006): Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet. In: *Science* 313(5795): 1958–1960. DOI: 10.1126/science.1129007.
- CITTERIO, M. & AHLSTRØM, A. P. (2013): The aerophotogrammetric map of Greenland ice masses. In: *The Cryosphere* 7(2): 445–449. DOI: 10.5194/tc-7-445-2013.
- CLARK, C., HUGHES, A., GREENWOOD, S., SPAGNOLO, M. & NG, F. (2009): Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws. In: *Quaternary Science Reviews* 28(7-8): 677–692. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.08.035.
- CZURDA, K. A. (1993): Bregenz, Pfänder, Gebhardsberg (Exkursion A am 13. April 1993). In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 75: 33–44. DOI: 10.1127/jmoggv/75/1993/33.
- DAMBECK, R. (2005): Beiträge zur spät- und postglazialen Fluß- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben. Dissertation. Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. Hrsg. von M. MENNING & A. HENDRICH. Potsdam.
- DONGUS, H. (2000): Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands: Geomorphologische Erläuterungen zu topographischen und geologischen Übersichtskarten. Berlin: Borntraeger. 189 S.
- DOPPLER, G. et al. (2011): Quaternary stratigraphy of Southern Bavaria. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 60(2-3): 329–365. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.08.
- DÜRR, R. (1982): Strukturgeologische Untersuchungen im Bereich der Neckar-Jagst-Furche (Baden-Württemberg). Dissertation. Universität Stuttgart.
- DYKE, A. & SABELLE, J. (2000): Major end moraines of Younger Dryas age on Wollaston Peninsula, Victoria Island, Canadian Arctic: implications for paleoclimate and for formation of hummocky moraine. In: *Canadian Journal of Earth Sciences* 37(4): 601–619. DOI: 10.1139/e99-118.
- EBERLE, J., EITEL, B., BLÜMEL, W. D. & WITTMAN, P. (2007): Deutschlands Süden, vom Erdmittelalter zur Gegenwart. Berlin: Spektrum Akademischer Verlag. VI+188 S.
- EHLERS, J. (2011): Quaternary glaciations - extent and chronology: A closer look. Amsterdam: Elsevier. 475 S.
- EL-SHEIMY, N., VALEO, C. & HABIB, A. (2005): Digital terrain modeling: Acquisition, manipulation, and applications. Artech House remote sensing library. Boston: Artech House. XI+257 S.
- ELLWANGER, D. et al. (2008): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 57(3-4): 316–337.

- ELLWANGER, D., KIMMIG, B., SIMON, T. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2011A): Quartärgeologie des Rheingletschergebietes (Exkursion I am 29. April 2011). In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 93: 387–417.
- ELLWANGER, D., WIELANDT-SCHUSTER, U., FRANZ, M. & SIMON, T. (2011B): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 60(2-3): 306–328. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.07.
- ERB, L. (1989): Erläuterungen zu Blatt 8220 Überlingen/West und Blatt 8322 Konstanz/West: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. unveränd. Nachdr. von 1934. Stuttgart. 120 S.
- ERB, L. (1995): Erläuterungen zum Blatt 8221 Überlingen/Ost: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br./Stuttgart. 83 S.
- EVANS, D. J. (2006): Glacial landsystems. In: *Glacier science and environmental change*. Hrsg. von P. KNIGHT. Malden/MA: Blackwell: 83–88.
- EVANS, D. J. & TWIGG, D. R. (2002): The active temperate glacial landsystem: a model based on Breiðamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. In: *Quaternary Science Reviews* 21(20–22): 2143–2177. DOI: 10.1016/S0277-3791(02)00019-7.
- FARINOTTI, D., HUSS, M., BAUDER, A. & FUNK, M. (2009): An estimate of the glacier ice volume in the Swiss Alps. In: *Global and Planetary Change* 68(3): 225–231. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2009.05.004.
- FESSELER, W. & GOOS, W. (1988): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8026 Aitrach. Hrsg. von LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Stuttgart.
- FETZER, K. D., LARRES, K., SABEL, K.-J., SPIES, E.-D. & WEIDENFELLER, M. (1995): Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland. In: *Das Quartär Deutschlands: Im Auftrag der Deutschen Quartärvereinigung*. Hrsg. von L. BENDA. Berlin/Stuttgart: Gebrüder Borntraeger: 220–254.
- FEZER, F. (1974): Randfluss und Neckarschwemmfächer: Hans Graul-Festschrift. In: *Heidelberger geographische Arbeiten* (40): 167–183.
- FIEBIG, M. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen entlang der Unteren Argen zwischen Isny und Kißlegg. In: *Jahreshefte des geologischen Landesamtes in Baden-Württemberg* 34: 343–366.
- FREUDENBERGER, W. (1996): Deckgebirge nördlich der Donau. In: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*. Hrsg. von W. FREUDENBERGER & K. SCHWERD. München: Bayerisches Geologisches Landesamt: 259–265.
- FRISCH, W. & MESCHADE, M. (2009): Plattentektonik: Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. 3., unveränd. Aufl., Nachdr. der 2. aktual. Aufl. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft. 196 S.
- FUHRMANN, T. et al. (2013): Recent surface displacements in the Upper Rhine Graben – Preliminary results from geodetic networks. In: *Tectonophysics* 602: 300–315. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.10.012.
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (2008): Das Bohrprojekt „Heidelberger Becken“. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 57(3-4): 261–269.
- GALLAY, M. (2013): Direct Acquisition of Data: Airborne laser scanning: Section 2.1.4. In: *Geomorphological Techniques*. Hrsg. von L. CLARKE & J. NIELD. London.

- GEORG-PROJEKTTEAM (2013): Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben: Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-Projekts GeORG, Teile 1-4. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg. Stuttgart: Schweizerbart. 627 S.
- GEYER, O. F., SCHÖBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. Bd. 94. Sammlung geologischer Führer. Berlin: Borntraeger. 526 S.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Aufl. Stuttgart: Schweizerbart. 482 S.
- GEYH, M. A. & SCHREINER, A. (1984): ^{14}C -Datierungen an Knochen- und Stoßzahn-Fragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* (34): 155–161. DOI: 10.3285/eg.34.1.08.
- GLETSCHERBERICHTE (1881-2009): Die Gletscher der Schweizer Alpen: Jahrbücher der Expertenkommission für Kryosphärenmessnetze der Akademie der Naturwissenschaften Schweiz (SCNAT). Hrsg. von VERSUCHSANSTALT FÜR WASSERBAU, HYDROLOGIE UND GLAZIOLOGIE. <http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/>.
- GRAAFF, L. W. S. D. & SEIJMONSBERGEN, H. (1993): Die eiszeitliche Prozeßfolge und Aspekte der jungquartären Talbildung und Hangentwicklung im Walgau (Exkursion D am 15. April 1993). In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 75: 99–125. DOI: 10.1127/jmoggv/75/1993/99.
- GRAAFF, L. W. S. D., JONG, M. G. G. D. & SEIJMONSBERGEN, A. (2007): Landschaftsentwicklung und Quartär. In: *Vorarlberg*. Hrsg. von J. GEORG FRIEBE. Geologie der Österreichischen Bundesländer. Geologische Bundesanstalt Wien: 21–32.
- GRAF, H. R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spät-Pleistozän in der Nordschweiz – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Hrsg. von BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAFIE. Wabern.
- GREENWOOD, S., CLARK, C. & HUGHES, A. (2007): Formalising an inversion methodology for reconstructing ice-sheet retreat patterns from meltwater channels: application to the British Ice Sheet. In: *Journal of Quaternary Science* 22(6): 637–645. DOI: 10.1002/jqs.1083.
- GRIMM, M. & HOTTENROTT, M. (2005): Das Tertiär des Oberrheingrabens in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. In: *Newsletters on Stratigraphy* 41(1): 351–358. DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0351.
- GRIPP, K. (1978): Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 28(1). DOI: 10.3285/eg.28.1.08.
- GRUBE, A. (2011): Zur Struktur von Eskern in Schleswig-Holstein, unter besonderer Berücksichtigung des „Esker-Kames-Systems Forst Steinburg“ in morphologischer Hochlage. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 60(4): 425–433. DOI: 10.3285/eg.60.4.03.
- HABBE, K. A. (1992): On the origin of the drumlins of the South German Alpine Foreland (II): The sediments underneath. In: *Geomorphology* (6): 69–78.
- HABBE, K. A. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 56(1-2): 66–83. DOI: 10.3285/eg.56.1-2.03.

- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1988): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. 2., überarb. und erw. Aufl. Forschungen aus Württembergisch Franken, Bd. 2. Sigmaringen: J. Thorbecke. 186 S.
- HANSEL, H. (1989): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8226 Isny im Allgäu/Nord: 2., erg. vorl. Ausg. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Stuttgart.
- HÄTTESTRAND, C. & JOHANSEN, N. (2005): Supraglacial moraines in Scharffenbergbotnen, Heimfrontfjella, Dronning Maud Land, Antarctica – significance for reconstructing former blue ice areas. In: *Antarctic Science* 17(2): 225–236. DOI: 10.1017/S0954102005002634.
- HINSKEN, S., USTASZEWSKI, K. & WETZEL, A. (2007): Graben width controlling syn-rift sedimentation: the Palaeogene southern Upper Rhine Graben as an example. In: *Geologische Rundschau - International Journal of Earth Science* 96(6): 979–1002. DOI: 10.1007/s00531-006-0162-y.
- HÖGGERL, N. (2001): Bestimmung von rezenten Höhenänderungen durch wiederholte geodätische Messungen. In: *Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851 - 2001*. Hrsg. von C. HAMMERL, W. LENHARDT, R. STEINACKER & P. STEINHAUSER. Graz: Leykam: 630–644.
- HOLZHAUER, I. (2013): Landschaftsgeschichte und menschlicher Einfluss im Umfeld der Schwetzingen Hardt seit dem Würm-Hochglazial. Dissertation. Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- ILLIES, J. H. (1978A): Der Oberrheingraben – Modell eines Prinzips von Bau und Bewegung der Erde. In: *Landschaft und Geologie*. Hrsg. von DEUTSCHES INSTITUT FÜR FERNSTUDIEN DER UNIVERSITÄT TÜBINGEN. Tübingen: 89–93.
- ILLIES, J. (1978B): Geht Europa aus dem Leim? Der Oberrheingraben als plattentektonische Nahtstelle. In: *Basistexte, Zeitungsartikel*. Hrsg. von DEUTSCHES INSTITUT FÜR FERNSTUDIEN DER UNIVERSITÄT TÜBINGEN. Tübingen: 21–23.
- IVY-OCHS, S. et al. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. In: *Journal of Quaternary Science* 23(6-7): 559–573. DOI: 10.1002/jqs.1202.
- JAUD, T., SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (2001): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8222 Markdorf: 2., erg., vorl. Ausg. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- KARGEL, J. S. et al. (2012): Greenland's shrinking ice cover: "fast times" but not that fast. In: *The Cryosphere* 6(3): 533–537. DOI: 10.5194/tc-6-533-2012.
- KELLER, O. (2009): Als der Alpenrhein sich von der Donau zum Oberrhein wandte. In: *Schriftenreihe des Vereins für Geschichte des Bodensees* (127): 193–208.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1993A): Eiszeitliche Landschaftsgenese im Appenzellerland (Exkursion C am 15. April 1993). In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 75: 75–98. DOI: 10.1127/jmoggv/75/1993/75.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1993B): The Rhine-Linth Glacier in the upper Wurm: A model of the last Alpine glaciation. In: *Quaternary International* 18: 15–27.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1994): Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. In: *Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft* 87: 31–40.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2000): Die Hydrographie des Raums in Vergangenheit und Gegenwart – Erläuterungen zur Karte „Vorlandsvereisung des Rheingletschers in der Würmeiszeit“. In: *Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft* 89: 39–56.

- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 59(1-2): 88–119. DOI: 10.3285/eg.59.1-2.08.
- KLEINMANN, J., (2014): Die Kunstdenkmäler der Stadt Karlsruhe: Der Stadtbau und der Schlossbezirk. Petersberg: Imhof. 583 S.
- KUPETZ, M. (1996): Der Muskauer Faltenbogen - ein Geotop von europäischer Bedeutung. In: *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 3(1): 125–136.
- KUPETZ, M. (1997): Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen. In: *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 4(2): 1–20.
- LÄMMERMANN-BARTHEL, J., NEEB, I., HINDERER, M. & FRECHEN, M. (2009): Last glacial to Holocene fluvial aggradation and incision in the southern upper rhine graben: climatic and neotectonic controls. In: *Quaternaire* (VOL. 20/1): 25–34. DOI: 10.4000/quaternaire.5008.
- LANDESVERMESSUNGSAMT (2008): Geschäftsbericht 2008 – Das Digitale Geländemodell. Hrsg. von LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WÜRTTEMBERG.
- LGRB: Kartenviewer. <http://maps.lgrb-bw.de> (Stand: 06.08.2015).
- LGRB (2007): Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Lockergesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg): Informationen 19. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- LGRB (2011): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg - Verzeichnis Geologischer Einheiten (Ausgabe 2011). Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- LGRB (2012): Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg: Informationen 26. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- LI, Z., ZHU, Q. & GOLD, C. (2005): Digital terrain modeling: Principles and methodology. Boca Raton/FL: CRC. XVI+323 S.
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSCH, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. In: *Newsletters on Stratigraphy* 41(1): 385–399. DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0385.
- LORENZ (2002): Diagenese der känozoischen Sedimente des Oberrheingrabens als Hinweis der tertiären Fluidentwicklung. Dissertation. Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- LÖSCHER, M. (1978): Erste ¹⁴C-Datierungen aus dem Neckarschwemmkegel. In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 60: 175–180.
- LÖSCHER, M. & HAAG, T. (1989): Zum Alter der Dünen im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg und zur Genese ihrer Bänderparabraunerde. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 39: 98–108. DOI: 10.3285/eg.39.1.
- LUBW (2011): Langzeitverhalten der Bodensee-Wasserstände: Auswertezeitspanne 1888 bis 2007. Hrsg. von LANDESANSTALT FÜR UMWELT, MESSUNGEN UND NATURSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG.
- LUKAS, S. (2012): Processes of annual moraine formation at a temperate alpine valley glacier: insights into glacier dynamics and climatic controls. In: *Boreas* 41(3): 463–480. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2011.00241.x.

- MANGOLD, A. (1891/95): Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. In: *Abhandlungen der Großherzoglich-Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt*. Hrsg. von GEOLOGISCHE LANDESANSTALT DARMSTADT. Bd. 2. Darmstadt: Bergsträsser: 64–114.
- METZGER, K. (1992): Topogenes Niedermoor in der Randrinne des Oberrheingrabens zwischen Bruchsal und Ubstadt als Hinweis auf synsedimentäre Setzungen im Postglazial. In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 74: 127–138.
- MONE, F. J. (1826): Ueber den alten Flußlauf im Oberrheinthal. In: *Badisches Archiv zur Vaterlandskunde: In allseitiger Hinsicht: Erster Band, mit einer Charte*. Hrsg. von F. J. MONE. Karlsruhe: Gottlieb Braun: 6–47.
- MÜLLER, G., (1971): Sedimentology of parts of Central Europe – Guidebook to excursions held during the VIII International Sedimentological Congress 1971 in Heidelberg, Germany. Frankfurt am Main: Kramer. 344 S.
- MUNRO-STASIUK, M. J. & SJOGREN, D. (2006): Case Study: The erosional origin of hummocky terrain, Alberta, Canada. In: *Glacier science and environmental change*. Hrsg. von P. KNIGHT. Malden/MA: Blackwell: 33–37.
- ONORATI, G., POSCOLIERI, M., VENTURA, R., CHIARINI, V. & CRUCILLÀ, U. (1992): The digital elevation model of Italy for geomorphology and structural geology. In: *CATENA* (19): 147–178.
- OTTO, J.-C. & SMITH, M. (2013): Geomorphological mapping. In: *Geomorphological Techniques*. Hrsg. von L. CLARKE & J. NIELD. London.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter: 3 Bände. Leipzig: Tauchnitz. 1199 S.
- PFIFFNER, O. A. (2015): Geologie der Alpen. 3., aktual. und erw. Aufl. Bern: Haupt. 397 S.
- PFLUG, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. Bd. 184. Erträge der Forschung. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. In: *Boreas* 33(3): 195–210. DOI: 10.1080/03009480410001271.
- PREUSSER, F., REITNER, J. M. & SCHLÜCHTER, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. In: *Swiss Journal of Geosciences* 103(3): 407–426. DOI: 10.1007/s00015-010-0044-y.
- PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 60(2-3): 282–305. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.06.
- RAAB, K. (1996): Moore und Anmoore in der Oberrheinebene. Hrsg. von LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG.
- REUTHER, A. et al. (2011): Deglaciation of a large piedmont lobe glacier in comparison with a small mountain glacier - new insight from surface exposure dating. Two studies from SE Germany. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 60(2-3): 248–269. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.03.
- SALCHER, B., HINSCH, R. & WAGREICH, M. (2010): High-resolution mapping of glacial landforms in the North Alpine Foreland, Austria. In: *Geomorphology* 122(3-4): 283–293. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.09.037.

- SAUER, A. (1985A): Erläuterungen zum Blatt 6618 Heidelberg-Süd: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. unveränd. Nachdr. Stuttgart. 110 S.
- SAUER, A. (1985B): Erläuterungen zum Blatt 6717 Waghäusel: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. 2. unveränd. Aufl. Stuttgart. 33 S.
- SAUER, A. (1986): Erläuterungen zum Blatt 6617 Schwetzingen: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. unveränd. Nachdr. Stuttgart. 44 S.
- SCHLATTER, A., SCHNEIDER, D., GEIGER, A. & KAHLE, H.-G. (2005): Recent vertical movements from precise levelling in the vicinity of the city of Basel, Switzerland. In: *International Journal of Earth Sciences* 94(4): 507–514. DOI: 10.1007/s00531-004-0449-9.
- SCHMIDT, A., MÜNST, M. & SCHMIDT, M. (1979): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000–Blatt 8323 Tettang: Mit Nachträgen von A. Schreiner. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Stuttgart.
- SCHMIDT, M. & BRÄUHÄUSER, M. (1911): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8324 Wangen im Allgäu/West: Mit Nachträgen von A. Schreiner. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Stuttgart.
- SCHMIDT, M. (1998): Erläuterungen zum Blatt 8223 Ravensburg: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. 4., unveränd. Aufl. Freiburg i. Br. IV+90 S.
- SCHMIDT, M. & BRÄUHÄUSER, M. (1913): Erläuterungen zum Blatt 8324 Wangen im Allgäu/West: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. unveränd. Nachdr. 1985. Freiburg i. Br. 102 S.
- SCHREINER, A. (1974): Erläuterungen zum Blatt Landkreis Konstanz mit Umgebung: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:50 000. Hrsg. von LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Stuttgart.
- SCHREINER, A. (1978): Erläuterungen zum Blatt 8323 Tettang: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Stuttgart. 60 S.
- SCHREINER, A. (1992): Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee: Geologische Karte 1:50 000 von Baden-Württemberg. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. 3., völlig neu bearb. und erw. Aufl. Freiburg/Stuttgart. 290 S.
- SCHREINER, A. (1996): Erläuterungen zum Blatt 8025 Bad Wurzach: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. 1. Aufl. Freiburg. 126 S.
- SCHREINER, A. (1997): Einführung in die Quartärgeologie. 2. Aufl. Stuttgart: Schweizerbart. XII+257 S.
- SCHREINER, A. (2008): Hegau und westlicher Bodensee. 3., bericht. Aufl. Bd. 62. Sammlung geologischer Führer. Berlin: Borntraeger. 90 S.
- SCHWARZ, H.-U. (2012): Das Schwäbisch-Fränkische Bruchmuster. In: *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 163(4): 411–446. DOI: 10.1127/1860-1804/2012/0163-0411.

- SEMMELE, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland: Grundzüge, Forschungsstand, aktuelle Fragen, erörtert an ausgewählten Landschaften. 5., völlig überarb. und reg. erw. Aufl. Bd. 30. Erdkundliches Wissen. Stuttgart: Franz Steiner Verlag Wiesbaden. 199 S.
- SHAW, J. & MUNRO-STASIUK, M. J. (2006): Reply to Benn and Evans: Subglacial megafloods: outrageous hypothesis or just outrageous. In: *Glacier science and environmental change*. Hrsg. von P. KNIGHT. Malden/MA: Blackwell: 46–50.
- SIMON, T. (1987): Zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft im nördlichen Baden-Württemberg: Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg 29. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- SIMON, T. (1988): Flußgeschichte von Kocher und Jagst. In: *Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim*. Hrsg. von HANS HAGDORN. Bd. 1. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg. Stuttgart/Korb: Goldschneck-Verlag Weidert: 241–254.
- SIMON, T. (2002): Beziehungen zwischen Tektonik und Talbildung im mittleren Kocher-Jagstgebiet. In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 84: 439–458. DOI: 10.1127/jmogv/84/2002/439.
- SIMON, T. (2003): Erläuterungen zum Blatt 6625 Schrozberg-West: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Freiburg i. Br. VII+175 S.
- SIMON, T. (2005): Fluss- und Landschaftsgeschichte im Taubertal und Osthohenlohe (Exkursion G am 1. April 2005). In: *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.* 87: 199–215.
- SIMON, T. (2009): Landschaftsgeschichte. In: *Erläuterungen zum Blatt 6622 Möckmühl*. Hrsg. von EDGAR NITSCH. Freiburg i. Br.: 85–94.
- SIMON, T. (2012): Erläuterungen zum Blatt 6725 Gerabronn: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br. IV+90 S.
- SIMON, T. (2013): Grundzüge der Schichtstufenbildung in Südwestdeutschland. In: *Gedenkband Walter Carlé*. Hrsg. von T. SIMON. Bd. 3. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg. Stuttgart: 255–269.
- SMITH, M. & PAIN, C. (2009): Applications of remote sensing in geomorphology. In: *Progress in Physical Geography* 33(4): 568–582. DOI: 10.1177/0309133309346648.
- SMITH, M. & CLARK, C. (2005): Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 30(7): 885–900. DOI: 10.1002/esp.1210.
- STACKEBRANDT, W. (2009): Subglacial channels of Northern Germany – a brief review. In: *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 160(3): 203–210. DOI: 10.1127/1860-1804/2009/0160-0203.
- STACKEBRANDT, W., THIEDIG, F., THIEKE, H. U. & HERMSDORF, N. (1997): Glazialdynamik und Moränengenese – aktuogeologische Beobachtungen in Spitzbergen (Svalbard). In: *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 4(1): 31–48.
- STATISTISCHES LANDESAMT (2015): Fläche und Bevölkerung in den Regionen und Regierungsbezirken. www.statistik.baden-wuerttemberg.de/BevoelkGebiet/Landesdaten/geb00.asp (Stand: 30.09.2015).

- STOCCHI, P., SPADA, G. & CIANETTI, S. (2005): Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. In: *Geophysical Journal International* 162(1): 137–147. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02653.x.
- STRASSER, M., STRASSER, A., PELZ, K. & SEYFRIED, H. (2009): A mid Miocene to early Pleistocene multi-level cave as a gauge for tectonic uplift of the Swabian Alb (Southwest Germany): Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology. In: *Geomorphology* 106(1–2): 130–141. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.09.012.
- STREHL, E. (1998): Glazilimnische Kames in Schleswig-Holstein. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 48(1): 19–22. DOI: 10.3285/eg.48.1.02.
- STROBACH, K. (1991): Unser Planet Erde: Ursprung und Dynamik. Berlin/Stuttgart: Borntraeger. IX+253 S.
- SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (1996): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8125 Leutkirch/West: 1., vorl. Ausg. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (1997A): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8124 Wolfegg: 1., vorl. Ausg. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (1997B): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8224 Vogt: 1., vorl. Ausg. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (2001A): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8022 Ostrach: 2., erg. vorl. Ausg. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (2001B): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8122 Wilhelmsdorf: 2., erg. vorl. Ausg. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (2001C): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8123 Weingarten: 2., erg. vorl. Ausg. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- THÜRACH, H. (1985): Erläuterungen zum Blatt 6517 Mannheim/Südost: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. unver. Nachdruck der 2. Aufl. Stuttgart. 62 S.
- TIPLER, P. A. (1994): Physik. Heidelberg [u.a.]: Spektrum Akademischer Verlag. 1522 S.
- TROLL, C. (1954): Über Alter und Bildung von Talmäandern. In: *Erdkunde* 8(4): 286–302. DOI: 10.3112/erdkunde.1954.04.07.
- TULLA, J. G. (1822): Als Manuskript ohne Titel gedruckt. Der Rhein von Basel bis Mannheim mit Begründung der Nothwendigkeit, diesen Strom zu regulieren: zur Vertheilung an die Mitglieder der hohen Staatsregierung und beider Kammern der badischen Landstände. 1. Fassung. Leipzig. 88 S.
- TULLA, J. G. (1825): Ueber die Rektifikation des Rheins: Von seinem Austritt aus der Schweiz bis zu seinem Eintritt in das Großherzogthum Hessen. 2. Fassung. Karlsruhe: Müller. 57 S.

- VILLINGER, E. (1999): Freiburg im Breisgau - Geologie und Stadtgeschichte: Informationen 12. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg.
- VILLINGER, E. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Übersichts- und Schulkarte von Baden-Württemberg – 1:1 000 000. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU. 13. Aufl. Freiburg i. Br. 374 S.
- WEHR, A. & LOHR, U. (1999): Airborne laser scanning - an introduction and overview. In: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54(2-3): 68–82. DOI: 10.1016/S0924-2716(99)00011-8.
- WEIDENBACH, F. (1975A): Erläuterungen zum Blatt 8023 Aulendorf: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Stuttgart. 126 S.
- WEIDENBACH, F. (1975B): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8023 Aulendorf. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG.
- WEIDENBACH, F. (1997): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000 – Blatt 8024 Bad Waldsee. Hrsg. von GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- WINSEMAN, J., BRANDES, C., POLOM, U. & WEBER, C. (2011): Depositional architecture and palaeogeographic significance of middle Pleistocene glaciolacustrine ice marginal deposits in northwestern Germany: a synoptic overview. In: *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* 60(2-3): 212–235. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.01.
- WIRSING, G., LUZ, A., ENGESSER, W. & KOCH, A. (2007): Hochauflösende Reflexionsseismik auf dem Rhein und dem Rheinseitenkanal zwischen Mannheim und Rheinfelden: Fachbericht 1/07. Hrsg. von LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG. Freiburg i. Br.
- WISSENSCHAFTLICHER RAT DER DUDENREDAKTION (1974): DUDEN - Fremdwörterbuch: Band 5. 3. völlig neu bearb. u. erw. Aufl. Mannheim/Wien/Zürich: Dudenverlag.
- ZIENERT, A. (1986): Grundzüge der Großformenentwicklung Südwestdeutschlands zwischen Oberrheinebene und Alpenvorland. Heidelberg: Selbstverlag. 159 S.
- ZOLLINGER, P. (2012-09-18): Die Berechnung des Digitalen Geländemodells Baden-Württemberg – Einstellungsparameter und deren Auswirkung: Präsentation. Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg.

A Anhang

Das Softwareprogramm TerrainView

Voraussetzung für die Nutzung von TERRAINVIEW ist, dass die Daten im binären Format vorliegen und als Quadtree (mehr dazu in Kap. 3) organisiert sind.

A.1 Start von TerrainView in Windows

TERRAINVIEW kann auf verschiedene Weise und mit unterschiedlichen Konfigurationen gestartet werden. Voraussetzung ist stets die Bereitstellung der Dateien in der Quadtree-Struktur (im Beispiel liegen die Dateien im Ordner *BaWue* auf dem Laufwerk *K*). Neben den Geländedaten des Geobasisdatenmodells können auch entsprechend aufbereitete Daten wie beispielsweise Tektonik- oder Marsdaten geladen werden.

Start über die Eingabeaufforderung

Eine Möglichkeit, TERRAINVIEW zu starten, ist mit der Eingabeaufforderung (Kommandozeile). Bei dieser Startvariante müssen das Programm und die Daten auf demselben Laufwerk (im Beispiel auf Laufwerk *K*) liegen.

Geländedaten laden:

1. die Eingabeaufforderung starten;
2. in den gewünschten Ordner und zur aktuellen Programmversion navigieren;
3. mit `release\TerrainView.exe K:\BaWue` das Programm mit den Geobasisdaten aufrufen.

Zusätzlich Tektonikdaten laden:

Die digitale Geologische Übersichtskarte 1:200 000 von Baden-Württemberg enthält arc-Dateien, in denen Informationen zur Tektonik (Störungen, Überschiebungen) hinterlegt sind. Damit diese Informationen ebenfalls mit TERRAINVIEW visualisiert werden können, müssen sie an das Gauss-Krüger-Koordinatensystem angepasst und ebenfalls als Quadtree-Struktur abgespeichert sein, außerdem müssen alle Daten in einem gemeinsamen Unterverzeichnis liegen (hier: *guck200*). Not-

wendig sind die Dateien `gk****_arc.shp` `gk****_arc.shx` `gk****_arc.dbf` aller Blätter, die angezeigt werden sollen(****: gewünschte Blätter). Damit die Daten geladen werden, ist beim Starten eine zweite Pfadangabe einzugeben:

1. die Eingabeaufforderung starten;
2. in den gewünschten Ordner und zur aktuellen Programmversion navigieren;
3. mit `release\TerrainView.exe K:\BaWue K:\01TerrainView\guck200` das Programm mit Geobasis- und Tektonikdaten aufrufen.

Alternativer Start mit einer Konfigurationsdatei

Mit einer Konfigurationsdatei (*.cfg) können die Startwerte für Position (Rechts- und Hochwert; INIT_EASTING, INIT_NORTHING), Richtung der Kamerabeleuchtung (INIT_CAM_DIST), Auflösungsstufe (LOD; INIT_LOD) angepasst und so das Programm mit personalisierten Startwerten aufgerufen werden. Außerdem können die Geobasisdaten in einem beliebigen Laufwerk liegen, also beispielsweise auch auf einer externen Festplatte. Für diese Vorgehensweise ist eine .cfg-Datei anzulegen (Name im Beispiel: *MeineConfigDatei*), in welcher die Pfade für die Geobasisdaten und – falls gewünscht – die Tektonikdaten (LOD_PATH und GUEK_PATH) an die Ordnerstruktur auf dem jeweiligen Rechner anpasst sind. Gestartet wird wiederum mit der Eingabeaufforderung:

1. die Eingabeaufforderung starten;
2. in den gewünschten Ordner und zur aktuellen Programmversion navigieren;
3. mit `release\TerrainView.exe config\MeineConfigDatei.cfg` das Programm und die Daten aufrufen.

A.2 Darstellungen und Fenster

Die Geobasisdaten können mit dem Programm TERRAINVIEW in orthogonaler Ansicht im *OrthoView*-Fenster und räumlich im *ProjView*-Fenster angezeigt werden. Beim Start von TERRAINVIEW erscheint automatisch das Hauptfenster (Abb. 140); hier werden die Daten in orthogonaler Ansicht dargestellt und von hier kann auf die Menüleiste sowie weitere Fenster zugegriffen werden. Über das Zusammenspiel zwischen Menüleiste und Fenster können zahlreiche Darstellungsweisen und Parameter, meist über ein Drop-down-Menü, angepasst werden. So gibt es Darstellungen als Höhenkarte, Schummerungsmodell oder Gradientenbild; Lichteinfall, Höhenbereich, Farbgebung und Überhöhung können angepasst und Maßstab, Meeresspiegelhöhe, Kompassrose, Übersichtskarte, Gitternetz und geladene Kacheln eingeblendet werden. Es besteht die Möglichkeit, Profile zu erstellen, einen transparenten Kegel und eine Trendebene zu installieren und die Parameter in Skripten abzuspeichern

und zu einem späteren Zeitpunkt erneut zu laden. Die Ergebnisse können als hochauflösende png-Dateien exportiert werden.

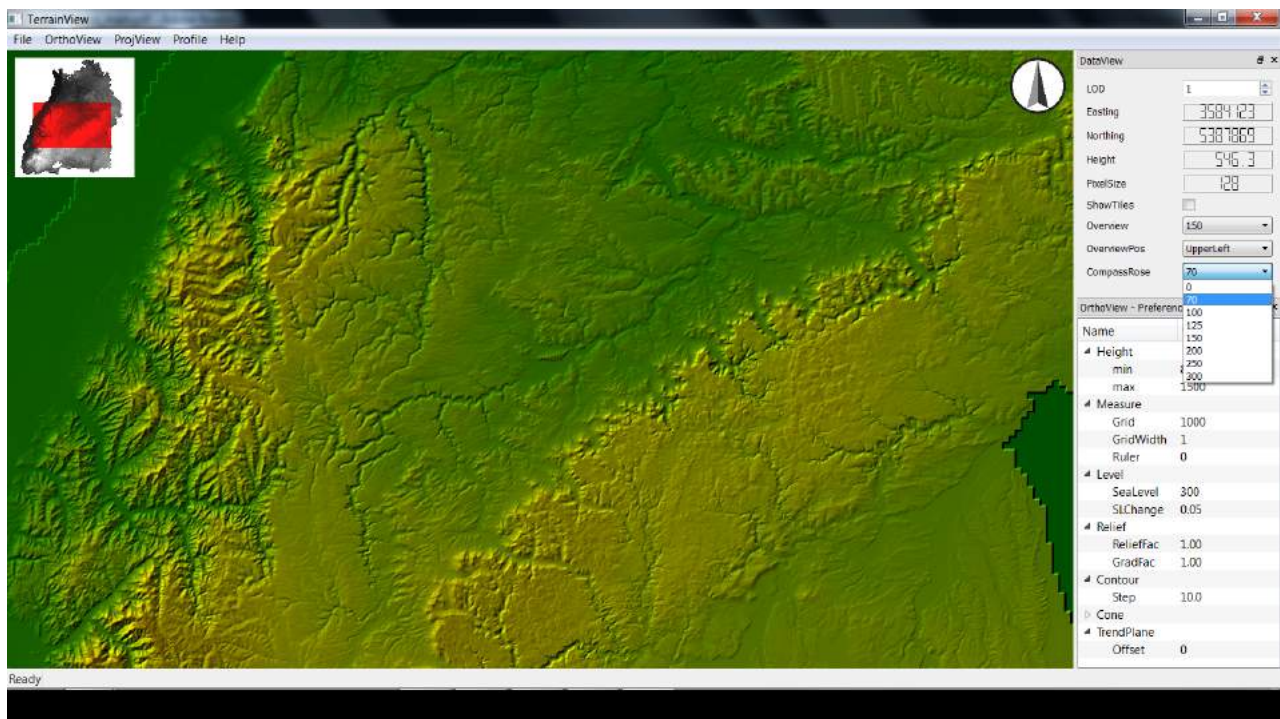


Abb. 140: Screenshot des Hauptfensters nach dem Start in *OrthoView*-Ansicht und farbhöhencodiert im LOD 1. Beim Start werden die Fenster *DataView* und *OrthoView-Preferences* angezeigt, zusätzlich sind eine Übersichtskarte von Baden-Württemberg und der Nordpfeil eingeblendet.

A.2.1 Informationen im *DataView*-Fenster

Das *DataView*-Fenster wird beim Start automatisch eingeblendet und kann über das Menü *OrthoView* weg- oder zugeschaltet werden. Es zeigt Rechtswert (*Easting*), Hochwert (*Northing*) und Höhe (*Height*) an der Mausposition an sowie die Pixelgröße des LODs (*PixelSize*). Außerdem können weitere Anzeigen eingeblendet werden, deren Darstellung auf Abbildungen wichtig sind und deshalb (mit Ausnahme der Kachel-Anzeige) mit den Abbildungen exportiert werden.

Dargestellte Kacheln (*ShowTiles*) markieren

Ist dieser Befehl aktiviert, werden die jeweils im Hauptfenster dargestellten Kacheln farblich gekennzeichnet und beschriftet.

Übersichtskarte von Baden-Württemberg (*Overview*)

Auf einer Übersichtskarte von Baden-Württemberg ist der dargestellte Ausschnitt rot markiert (Abb. 140). Zum Einblenden der Übersichtskarte die Größe mittels *Overview* festsetzen und zum Ausblenden die Größe auf null setzen; mit *OverviewPos* ist die Lage der Übersichtskarte zu wählen. Die Übersichtskarte hat einen weißen Hintergrund, der im Skript-Editor (Kap. A.9.1) mit `OrthoView.setOvBGColor(r,g,b)` eigenhändig modifiziert werden kann (Tab. 6).



Abb. 141: Bei der farbigen Gradientendarstellung (Strg+5) wird die jeweilige Fläche im DGM in Abhängigkeit der Himmelsrichtung der Hangneigung eingefärbt.

Nordpfeil (*CompassRose*)

Sowohl im Hauptfenster als auch im *ProjView*-Fenster erscheint der Nordpfeil in der rechten oberen Ecke (Abb. 140). Zum Einblenden des Nordpfeils in der Seitenleiste mit (*CompassRose*) die Größe auswählen, zum Ausblenden des Kompasses die Größe auf null setzen.

Auflösungsebene (*LOD*)

Die wesentliche Anwendung dieses Fensters ist, die Auflösungsebene (Level of Detail, *LOD*) festzulegen. Insgesamt gibt es neun Auflösungsstufen, wobei das LOD 0 einen Überblick (Pixelgröße: 256 m) und das LOD 8 die bestmögliche Detailansicht (pro Pixel 1 m) bietet.

A.2.2 Darstellungen im OrthoView-Menü

Neben dem Fenster *OrthoView-Preferences* gibt es in der Menüleiste den Reiter *OrthoView*. Die Untermenüs im Menü *OrthoView* beziehen sich zum großen Teil auf die Art und Weise der Darstellung (*Height*, *Relief*, *Gradient*, *Topo*). Über das Menü *OrthoView* oder eine Tastenkombination ist der Zugriff auf die vier Darstellungsweisen möglich:

- Die Darstellungsweise ***Height*** liefert eine Höhenkarte, welche die Daten entweder in Graustufen (*grey*) oder in Farbe (*color*) höhenkodiert darstellt.
- Die Darstellungsweise ***Relief*** liefert ein Schummerungsmodell, bei dem ein räumlicher Eindruck der Szene entsteht. Das Phong-Beleuchtungsmodell berechnet den Winkel zwischen der Richtung zur Lichtquelle und dem Normalenvektor am jeweiligen Ort und berücksichtigt nur die diffuse Komponente. Auch hier kann zwischen Graustufenhöhenkodierung (*grey*, Strg+1) und Farbhöhenkodierung (*color*, Strg+2) gewählt werden, wobei die Farbskala beliebig zusammengestellt werden kann (Kap. A.4). Die Richtung des Lichteinfalls kann frei gewählt werden (siehe dazu *Lichteinfall/Light Direction Control*).
- In der Darstellungsweise ***Gradient*** färben sich die Hänge als Funktion der Hangneigung zunehmend weiß (*normal*: ebene Flächen sind schwarz; Tastenkombination Strg+3) oder schwarz (*inverse*: ebene Flächen sind weiß; Strg+4) beziehungsweise als Funktion der Hangneigungsrichtung entsprechend farbig (*color*, Strg+5; Abb. 141).

- Die Darstellungsweisen mit **Topo** sollen dazu dienen, Höhen und Tiefen zu extrahieren. Die *PitFlat-Darstellungsweise* (Strg+6) markiert die Pixel, die entweder von lauter höheren, lauter niedrigeren oder lauter gleichen Höhenlevels umgeben sind. Mit *DirDeriv* (alternativ: Strg+7) kann die Senkrechte auf die Hesse-Matrix beziehungsweise mit *Lambda* (Strg+8) der Betrag des maximalen Eigenwerts der Hesse-Matrix dargestellt werden.

Lichteinfall (*Light Direction Control*)

Ebenfalls über das Menü *OrthoView* können Höhe (Altitude) und Richtung (Azimuth) des Lichteinfalls mit dem Unterordner *LightDirControl* (Strg+L) gesteuert werden. Dabei können die Werte für den Lichteinfall sowohl über die Tastatur eingegeben als auch mit Schiebereglern (Abb. 142) eingestellt werden, der Ausgangswert für Azimuth beträgt 135° und für Altitude 30° . Durch das spezielle Beleuchtungsmodell wirken die Schummerungsmodelle (*Relief*) räumlich. Sowohl Höhe als auch Richtung des Lichteinfalls bestimmen wesentlich, welche Landschaftselemente in den Vordergrund treten.

Mit dem Phong-Beleuchtungsmodell kann der Lichteinfall verzögerungsfrei verändert werden. Dies ist ein wesentlicher Vorteil im Vergleich zu der langwierigen Berechnung des Schattenwurfs in den meisten kommerziellen Programmen.

Kacheln (*TilesView*)

Über das Untermenü *TilesView* (Strg+Shift+T) wird die Tabelle der momentan geladenen Kacheln entweder im Dezimal- (Dec) oder Binärsystem (Bin) angezeigt (Abb. 143). Das Binärsystem verdeutlicht die Quadtree-Struktur. Falls eine Kachel nicht richtig geladen werden sollte, kann in der Tabelle die richtige Nummer eingetragen und anschließend mit *Reload* bestätigt werden.

Darüber hinaus können aus dem Menü *OrthoView* die beiden Fenster *OrthoView-Preferences* und *DataView* aufgerufen und deren Funktionen zu- oder weggeschaltet werden.

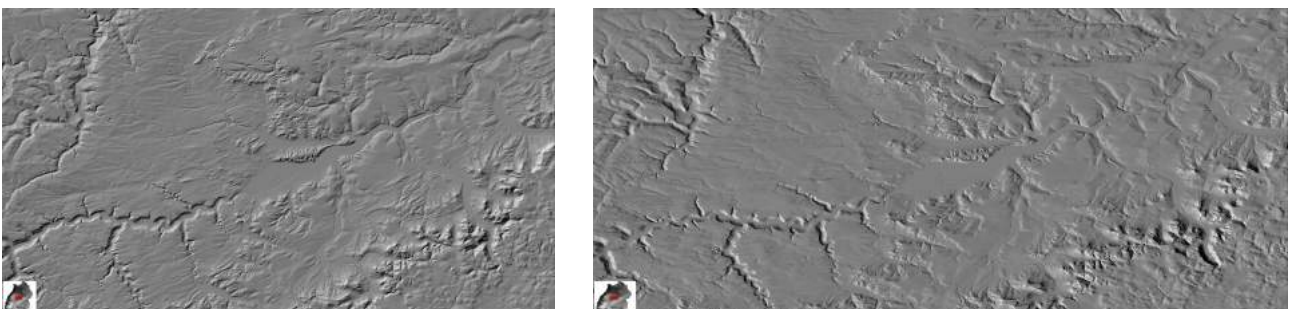


Abb. 142: Unterschiedliche Beleuchtungen der gleichen Region aus 315° (links) und aus 245° (rechts).

Abb. 143: Tabelle mit den geladenen Kacheln *TilesView* eines Modellausschnitts im LOD 3 im Dezimalsystem (links) und Binärsystem (rechts).

A.2.3 Einstellungen und Werkzeuge im Fenster *OrthoView-Preferences*

Bei Programmstart wird automatisch das Fenster *OrthoView-Preferences* geladen; alternativ kann das Fenster über den Reiter *OrthoView* in der Menüleiste aufgerufen werden.

Im Fenster *OrthoView-Preferences* können sieben Parametergruppen eingestellt werden (Abb. 140), die entweder direkt auf die Darstellung der Geobasisdaten Einfluss nehmen (*Height*) oder weitere Hilfsmittel und Werkzeuge (*Measure*, *Level*, *Relief*, *Contour*, *Cone*, *TrendPlane*) steuern. Einige müssen über das Menü *OrthoView* aktiviert werden (show *Grid*, *Sea Level*, *Contour*, *Cone*, *Trend plane*).

Darstellungsbereich (*Height*)

Mit der Einstellung der Höhe (*Height*, Minimum: 0 m, Maximum: 100 000 m) ist der Höhenbereich zu definieren, auf welchen sich die Farbskala anpasst. Sinnvoll sind Werte zwischen 80 und 1 500 m, weil dieser Bereich die Höhenverhältnisse Baden-Württembergs im nördlichen Oberrheintal (87,4 m über NN) und auf dem Feldberg (1493 m über NN) widerspiegeln. Zur Hervorhebung kleinerer Gebiete kann es nützlich sein, den Höhenbereich einzuschränken.

Maßstab und Gitternetz (*Measure*)

Mit Hilfe der Parametergruppe *Measure* kann ein Gitter (*Grid*) mit variabler Gitterbreite (1 bis 10 000) und Gitterstrichdicke (1 bis 10, *GridWidth*) über das Modell gelegt werden. Das Gitternetz kann mit der Tastenkombination Strg+C oder über die Menüleiste *OrthoView/Show Grid* zu- oder weggeschaltet werden. *Ruler* fügt einen Maßstabsbalken mit Beschriftung in gewünschter Länge (1 bis 10 000 m) in der rechten unteren Ecke ein. In der perspektivischen Ansicht sind die Skalierungen nicht linear und deshalb erscheint der Maßstab im *ProjView*-Fenster nicht.

Meeresspiegel (*Level*)

In dem Fenster **OrthoView-Preferences** kann ein Meeresspiegel (*Level*) beliebiger Höhe visualisiert werden (Abb. 144). Dazu wird die Höhe des Meeresspiegels über NN mittels *SeaLevel* festgelegt und entweder über die Menüleiste *OrthoView/Show SeaLevel* oder die Tastenkombination Strg+U zu- oder weggeschaltet. Der transparente Übergangsbereich des Meeresspiegels kann mit *SLChange*

von 0 bis 1 justiert werden, wobei mit 0,01 ein kontinuierlicher und mit 1 ein scharfer Übergang visualisiert wird. Der Meeresspiegel ist eine horizontale Ebene und schneidet die Modelloberfläche in der gegebenen Höhe über NN. Die Ebene verdeckt alle Gebiete, die unterhalb dieses Wertes liegen und lässt die Modelloberfläche oberhalb dieses Wertes unberührt (Abb. 144).

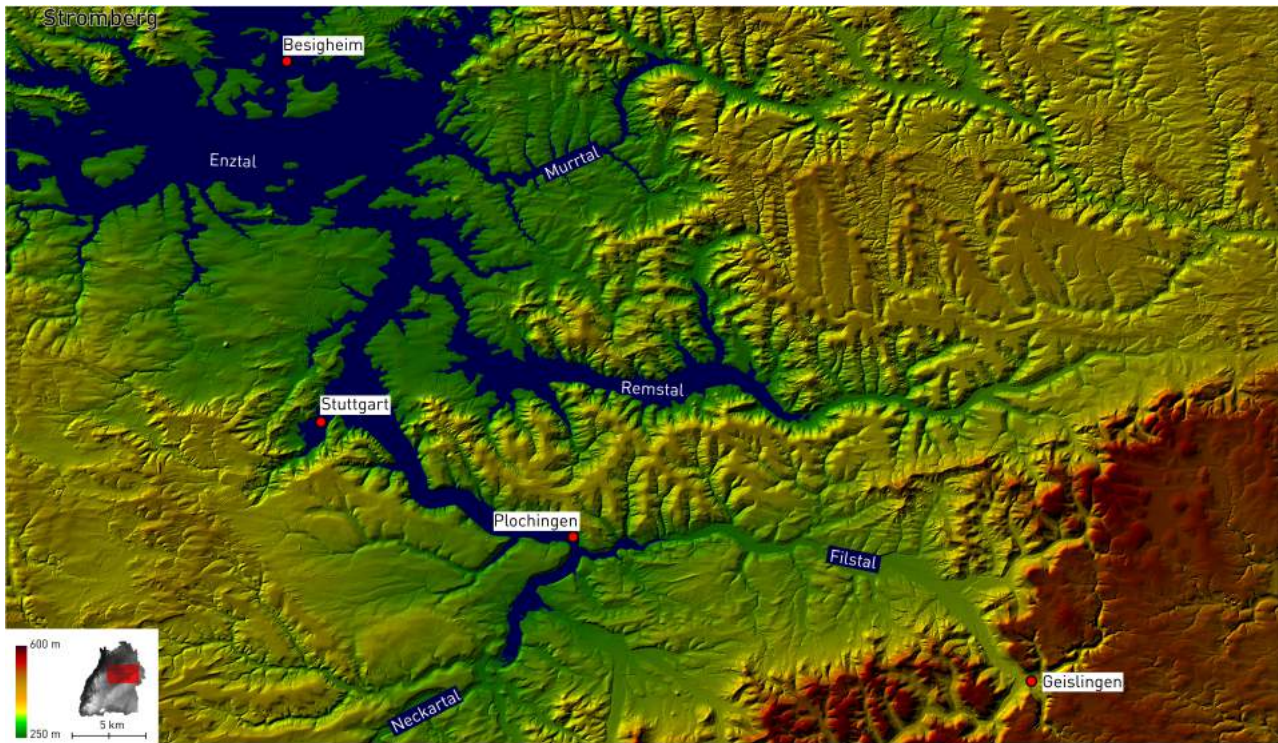


Abb. 144: Eine Anwendung des Werkzeugs *SeaLevel* zeigt die Flutung des Stuttgarter Talkessels und angrenzender Gebiete bei einem Meeresspiegelstand von 270 m und einem scharfen Übergang ($SLChange = 1$). DGM im LOD 2 und 2-facher Überhöhung.

Überhöhungsfaktor (*Relief*)

Diese Parametergruppe gibt den vertikalen Überhöhungsfaktor (*ReliefFac*, minimal 0,01, maximal 1000) für Darstellungen mit einem Schummerungsmodell (*Relief*) beziehungsweise die Überhöhung des Gradienten (*GradFac*) bei der Darstellung von Gradienten (*Gradient*) wieder.

Höhenlinien (*Contour*)

Mit dem Parameter *Contour* ist es möglich, Höhenlinien über die Menüleiste *OrthoView/Show Contour* zu- oder wegzuschalten. Die Breite der Höhenlinien ist bei *Step* einzugeben.

Kegel und Trendebene (*Cone* und *Trendplane*)

Die beiden Werkzeuge Kegel (*Cone*) und Trendebene (*Trendplane*) werden ausführlich in den Kap. A.6 und A.7 erklärt.

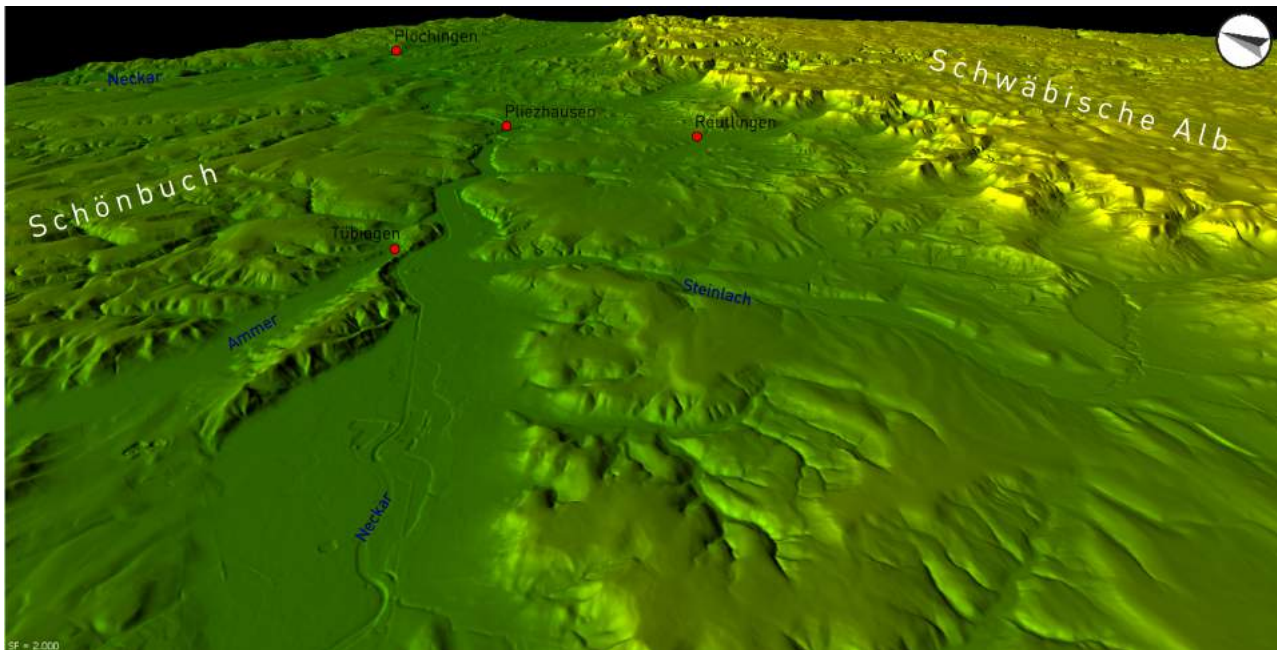


Abb. 145: Räumliche Darstellung des Neckartales bei Tübingen mit dem Albtrauf im Hintergrund. Bei dieser Darstellungsweise verändert sich der Maßstab zwischen Vorder- und Hintergrund. Tübingen ist von Pliezhausen 12 km und von Plochingen etwa 35 km entfernt. Der Überhöhungsfaktor (SF) ist unten links angezeigt (2-fach). Zur geographischen Orientierung ist der Nordpfeil zugeschaltet. DGM im LOD 3 in perspektivischer Ansicht.

A.2.4 Räumliche Darstellung mit der Projection View (*ProjView*)

Der Zugriff erfolgt aus dem Hauptfenster über das Menü *ProjView* auf das Untermenü *ProView* oder mittels der Tastenkombination Strg+Shift+P. Zusätzlich zum Hauptfenster erscheint in einem gesonderten Fenster die Projektionsansicht desselben Geländeausschnitts (sAbb. 145). In diesem *ProjView*-Fenster kann das Modell verschoben, gedreht, überhöht werden und wirkt dabei räumlich. Allerdings ist durch die perspektivische Ansicht der Maßstab nicht gültig. Details zum Navigieren in und Exportieren aus der Projektionsansicht siehe Kap. A.3 und A.8.

A.3 Navigieren und Zoomen

Navigieren und Zoomen im *OrthoView*-Fenster (Orthographische Darstellung)

Das *OrthoView*-Fenster stellt die Modelldaten orthographisch und in 2D dar, deswegen ist in diesem Modus nur ein horizontales Verschieben möglich. Das Verschieben des Landschaftsmodells erfolgt in allen Auflösungsstufen (*Level of Details*, LOD) über die linke (langsames Verschieben) und die mittlere (schnelleres Verschieben) Maustaste in die gewünschte Richtung.

Navigieren und Zoomen im *ProjView*-Fenster (Räumliche Darstellung)

In der Projektionsansicht (*ProjView*; Strg+Shift+P) sind die Modelldaten räumlich dargestellt

und der Maßstab ändert sich von Vorder- zu Hintergrund. In der Darstellung beschränkt sich die Projektionsansicht auf die Kacheln, welche momentan geladen sind. Beim Bewegen der Kamera (Bild verschieben) werden die entsprechenden Kacheln nachgeladen und die gegenüberliegenden verworfen. Folgende Funktionen zum Navigieren und Zoomen stehen im *ProjView*-Fenster zur Verfügung:

- Verschieben
geht analog zum Hauptfenster mit linker (langsam) und rechter (schnell) Maustaste.
- Drehen um den Mittelpunkt der Ansicht:
mit gedrückter linker Maustaste + Strg die Maus entsprechend bewegen.
- Zoomen:
mit gedrückter linker Maustaste + Shift die Maus entsprechend bewegen.
- Ansicht in Z-Richtung verschieben:
mit gedrückter rechter Maustaste die Maus entsprechend bewegen.
- Vertikale Überhöhung verändern:
Shift-Taste mit 1, 2 oder 3 liefert entsprechend einfache/zwei-fache/dreifache Überhöhung oder kontinuierliche Überhöhung (bei gedrückter mittlerer Maustaste + Strg die Maus entsprechend bewegen). Dabei wird im *ProjView*-Fenster der Überhöhungsfaktor (*Stretch Factor* = *SF*) unten links angezeigt. Alternativ kann der Überhöhungsfaktor im Skript-Editor (Kap. A.9.1) mit *ProjView.stretchFactor* = 3 eingestellt und mit *ProjView.stretchFactor* angezeigt werden (Tab. 6).

Alle weiteren Einstellungen sowie die Änderung der Auflösungsstufe (LOD) können nur im Hauptfenster und über die Menüleiste vorgenommen werden.

A.4 Individuelle Farbgebung (*colormap*)

Der Transferfunktionseditor (TFE) unterstützt - zum Beispiel bei Gebieten mit geringem Relief - beim Entwurf einer Farbpalette, die auf das Gebiet und das Visualisierungsziel angepasst ist. Dazu kann mit einer Text-Datei jede beliebige Farbskala (*colormap*, Abb. 146) mit rgb-Farbwerten erstellt und als *.cmc-Datei abgespeichert werden. Der Zugriff auf den Transferfunktionseditor erfolgt über das Menü *OrthoView* und das Untermenü *Relief/ColorMap*.

Der Transferfunktionseditor (TFE) stellt ein Koordinatensystem dar, links und oben erscheinen Farbskalen (Abb. 147). Die Farben werden zunächst linear auf den Höhenbereich von *minheight* bis *maxheight* (siehe *Height* im Fenster *OrthoView-Preferences*, Kap. A.2) verteilt. Der linke Balken zeigt die geladene Farbskala. Der obere Farbbalken gibt die neue Farbskala an und verändert sich, sobald die Verteilung der Farbskala auf den Höhenbereich angepasst wird.

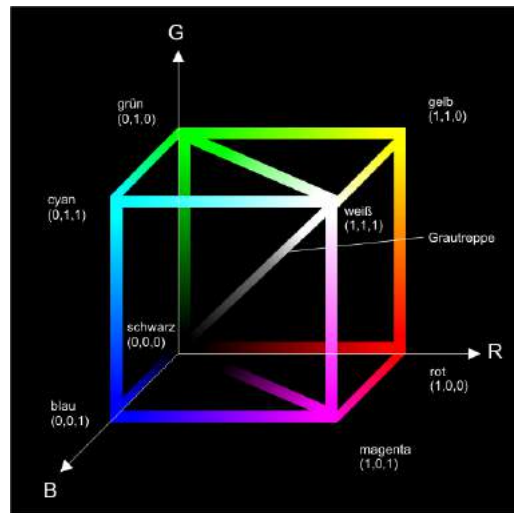


Abb. 146: Farbschema der RGB-Farben (Quelle: <http://guru-home.dyndns.org/Farbreduktion.html>. Zugriff 26.10.2014).

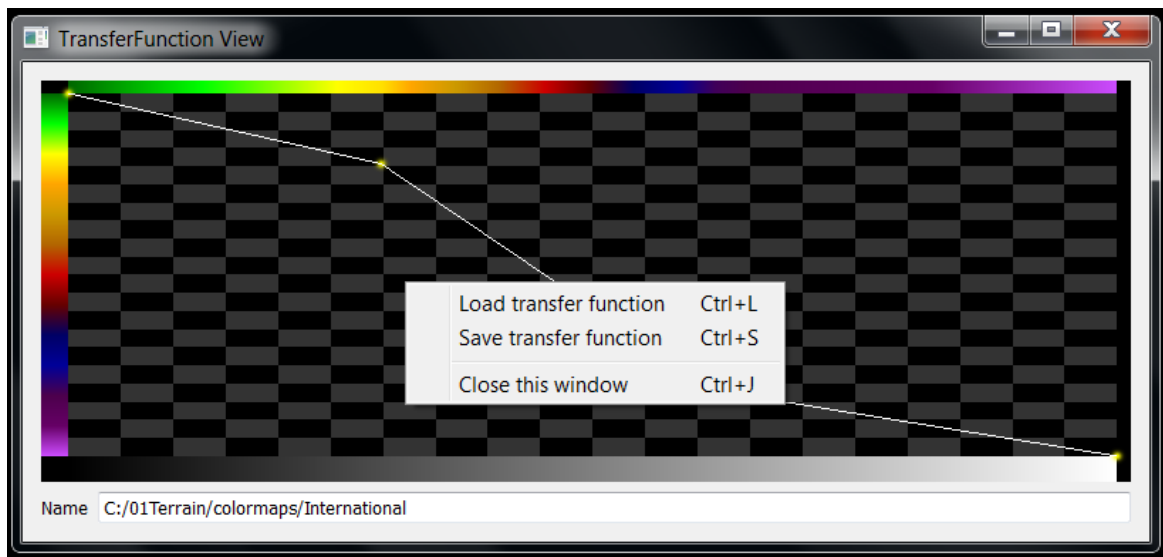


Abb. 147: Das Transferfunktionsfenster mit Kontextmenü zum Anpassen individueller Farbskalen.

Mit der rechten Maustaste ist der Zugriff auf ein eingeschränktes Kontext-Menü (Abb. 146) möglich. Über dieses Kontext-Menü können zuvor erstellte cmc-Dateien aufgerufen (*Load transfer function*; Strg+L) und veränderte Farbskalen gespeichert (*Save transfer function*; Strg+S) werden. Der Name der geladenen Farbskala wird im TFE-Fenster angezeigt.

A.4.1 Anpassen der Transferfunktion

Standardmäßig ist die Verteilung der Farben auf den Höhenbereich linear eingestellt. Die Verteilung der Farben kann mit Kontrollpunkten (Shift+linke Maustaste) im TFE-Fenster (Abb. 147) angepasst werden. Zum Verschieben der Kontrollpunkte mit der Maus über einen Kontrollpunkt fahren, dieser verfärbt sich blau und ist nun mit der linken Maustaste verschiebbar. Beim Verschieben des Kon-

Tab. 5: Beispiel einer *.cmc-Datei zur Festlegung der Farbskala mit rgb-Triplets, die zugehörige Farbskala ist in Abb. 148 dargestellt.

r	g	b	Farbe
0.8	0.3	1.0	magenta-hell
0.4	0.0	0.4	magenta-dunkel
0.3	0.0	0.3	dunkelrot-blau
0.0	0.0	0.6	blau
0.0	0.0	0.4	dunkelblau
0.4	0.0	0.0	dunkelrot
0.8	0.0	0.0	rot
0.7	0.4	0.0	braun
0.8	0.6	0.0	hellbraun
1.00	0.65	0.00	gelborange
1.0	1.0	0.0	gelb
0.0	1.0	0.0	grün
0.0	0.4	0.0	schwarz-grün

trollpunktes ändert sich die obere Farbskala. Ein markierter Punkt wird mit Shift+linker Maustaste gelöscht. Mit 'r' werden alle Kontrollpunkte bis auf die beiden äußeren gelöscht.

Ist die Farbskala angepasst, muss sie über das Kontext-Menü (*Save transfer function*) oder die Tastenkombination Strg+S gespeichert werden. Beim Speichern werden folgende Dateien geschrieben:

- *.cmc: enthält die Farben als RGB-Triplet;
- *.cmp: enthält die Kontrollpunkte als x,y-Duplet;
- *.png: speichert die eigentliche Farbskala (*colormap*) als Bild ab.

A.4.2 Erstellen einer Transferfunktion

Im Verzeichnis *colormaps* sind Beispiele von vordefinierten Farbkombinationen gegeben. Sollen weitere oder andere Farben zum Einsatz kommen, muss eine cmc-Datei separat in einem Texteditor (zum Beispiel Notepad++) editiert werden. In dieser Datei sind die gewünschten Farben als rgb-Triplet und in der vorhergesehenen Abfolge mit Werten zwischen 0 und 1 (Abb. 146 und Tab. 5) definiert. Notwendig sind mindestens zwei Farben - nach oben sollte keine Grenze vorhanden sein, zu viele Farben sind jedoch meist nicht hilfreich.



Abb. 148: Die Farbskala, welche mit den Werten aus Tab. 5 definiert wurde.

Die zusammengestellte Farbskala (Beispiel in Abb. 148) wird vor Gebrauch erstellt und als cmc-Datei abgespeichert. Die Farbskala kann über das Kontext-Menü (*Load transfer function* oder die Tastenkombination Strg+L aufgerufen werden. Beim Speichern eines Skriptes werden der Name der

verwendeten Farbskala (*.cmc) und die Position der Kontrollpunkte (*.cmp) abgelegt. Sofern die angepasste Farbskala vor dem Speichern des Skriptes abgespeichert wurde, wird diese mit dem Skript geladen.

A.5 Talprofile

Mit dem Programm TERRAINVIEW bietet sich auch die Möglichkeit, Profile zu erstellen. Dazu stehen drei Varianten zur Verfügung:

- Horizontales West-Ost Profil (*Horizontal*);
- vertikales Nord-Süd Profil (*Vertical*);
- variabler Profilverlauf (*Multipoint*).

Alle drei Varianten können über die Menüleiste und das Menü *Profile* angesteuert werden und mittels der Menüleiste (*None*) oder Strg+N ausgeblendet werden.

A.5.1 Längs- und Querprofile (*ValleyProfile* und *CrossSection*)

Für alle drei Profilvarianten können je Längs- und Querprofile erstellt werden. Diese lassen sich über das Untermenü *ValleyProfile* (Längsprofil, Strg+V) beziehungsweise *Crosssection* (Querprofil, Strg+C) in je separaten Fenstern öffnen. Mit den Einstellungen bei *Params* können die Unterteilungen auf der x- und y-Achse und mit *min* und *max* der dargestellte y-Achsenabschnitt verschoben und entsprechend dem Modellausschnitt festgelegt werden.

Entlang des Längsprofils (*ValleyProfile*) kann an beliebiger Stelle ein senkrecht zum Längsprofil verlaufendes Querprofil (*CrossSection*) angezeigt werden. Dafür die rechte Maustaste gedrückt halten und im *ValleyProfile*-Fenster an die gewünschte Position bewegen. Der jeweils aktuelle z-Wert wird bei *Params* im *ValleyProfile*-Fenster angezeigt. Das dazugehörige Querprofil erscheint im Fenster *CrossSection*; hier kann die Breite (*width*) des Querprofils bestimmt werden.

A.5.2 Variabler Profilverlauf (*MultiPoint*)

Entscheidend bei der Untersuchung der Talgeschichte sind Profile, die dem Talverlauf folgen. Für diese Anwendung ist das Untermenü *MultiPoint*, mit welchem Kontrollpunkte gesetzt und der Talverlauf manuell erfasst und untersucht werden kann.

Bei der manuellen Erstellung und Erkundung eines Talverlaufs ist das Vorgehen wie folgt:

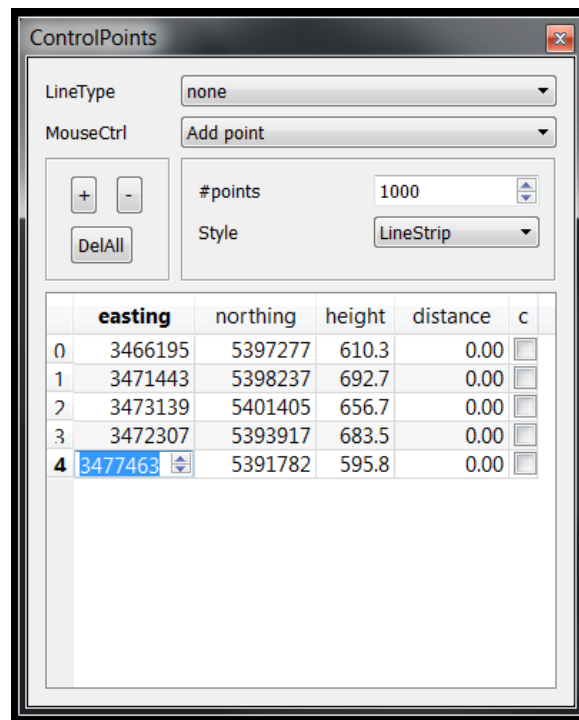


Abb. 149: Das Fenster *ControlPoints* des Menüs *MultiPoint* über welches die Kontrollpunkte bei der Erstellung von Profilen organisiert werden.

1. Über das Untermenü *Multipoint* oder die Tastenkombination Strg+M das *ControlPoints*-Fenster (Abb. 149) öffnen.
2. Das Auswählen und Markieren der Punkte erfolgt im Modell im Hauptfenster: dazu im Fenster *ControlPoints* im Drop-down-Menü *MouseCtrl* die Option *Check point* auswählen und mit einem rechtem Mausklick die Kontrollpunkte im Hauptfenster setzen.
3. Die erstellten Kontrollpunkte werden mit Position, Höhe und Distanz vom Startpunkt in einer Tabelle im *ControlPoints*-Fenster angezeigt.
4. Die Darstellung (*Style*) der Kontrollpunkte kann als Linie (*LineStrip*) oder Punkte (*Points*) erfolgen, wobei die Anzahl der Punkte (*#points*) festgelegt werden kann.
5. Mit Hilfe des Drop-down-Menüs *MouseCtrl* können die Kontrollpunkte im Hauptfenster verschoben (*move*), markiert (*check*) oder gelöscht (*delete*) werden. Dazu den entsprechenden Befehl in dem Drop-down-Menü auswählen und mit der linken Maustaste auf den gewünschten Kontrollpunkt anwenden.
6. Kontrollpunkte können auch in der Tabelle über die Spalte „c“ markiert werden. Markierte Punkte werden im Hauptfenster und im Längsprofil (ValleyProfile) blau gekennzeichnet.

7. Ebenfalls können die Kontrollpunkte alternativ in der Tabelle gesetzt, gelöscht oder verschoben werden. Für das Hinzufügen von Kontrollpunkten den $\oplus$ -Button, für das Löschen den $\ominus$ -Button betätigen. Zum Verschieben in das Feld mit dem Rechts- oder Hochwert klicken und wie gewünscht anpassen.
8. Die Berechnungsweise, wie die Kontrollpunkte verbunden werden, kann im *ControlPoints*-Fenster über das Drop-down-Menü *LineType* zwischen den Verfahren piecewise linear, cardinal spline oder Catmull-Rom spline ausgewählt werden.

A.5.3 Gefälle (*Gradient*)

Im *ValleyProfile*-Fenster wird bei gedrückter linker Maustaste ein rechtwinkeliges Dreieck aufgezogen mit dem der Gradient über eine beliebige Strecke bestimmt wird. In der linken oberen Ecke wird dazu die Steigung in Promille angezeigt.

A.5.4 Talweg (*Drainage, Versuchsstadium*)

Im Menü *Profile* gibt es das Untermenü *Drainage*. Ist dieses aktiviert und mit der rechten Maustaste im Hauptfenster ein beliebiger Punkt markiert, wird mittels des 8-Punkt-Schütt-Algorithmus (D8, *8-point pour algorithm*, Burrough et al. 2015, S. 224) ein Talweg gesucht. Dieser Algorithmus betrachtet von dem gewählten Pixel aus die acht umgebenden Pixel und berechnet die Fließrichtung des Wassers unter der Prämisse, dass das Wasser in die Richtung fließt, in welcher der Höhenunterschied und damit das Gefälle am größten ist. Diese Funktion ist im Versuchsstadium und noch unvollständig. So ist nicht geklärt, in welche Richtung des Wasser fließt in dem Fall, dass mehrere Pixel die gleiche Höhendifferenz aufweisen beziehungsweise in der Umgebung keine negativen und sonst nur identische Höhenwerte vorhanden sind. Ein Nachteil dieses Algorithmus ist, dass keine Verteilung des Wassers modelliert wird, sondern das komplette Wasser in eine benachbarte Zelle fließt.

A.6 Transparenter Kegel

Das Kegelwerkzeug ermöglicht die Visualisierung eines isometrischen Kegelstumpfes, dessen Apexposition und -lage und Gradient variabel einstellbar sind (Abb. 150). Das Volumen, welches der Kegelstumpf zwischen Kegeloberfläche und Landschaftsoberfläche einschließt, kann berechnet werden. Damit der Kegel dargestellt wird, muss im Menü *OrthoView* das Untermenü *Show Cone* aktiviert sein. Die Parametereinstellungen erfolgen über das Fenster *OrthoView-Preferences* bei der Parametergruppe Kegel (*Cone*). Das Kegelwerkzeug funktioniert sowohl in der orthogonalen als auch in der perspektivischen Darstellung

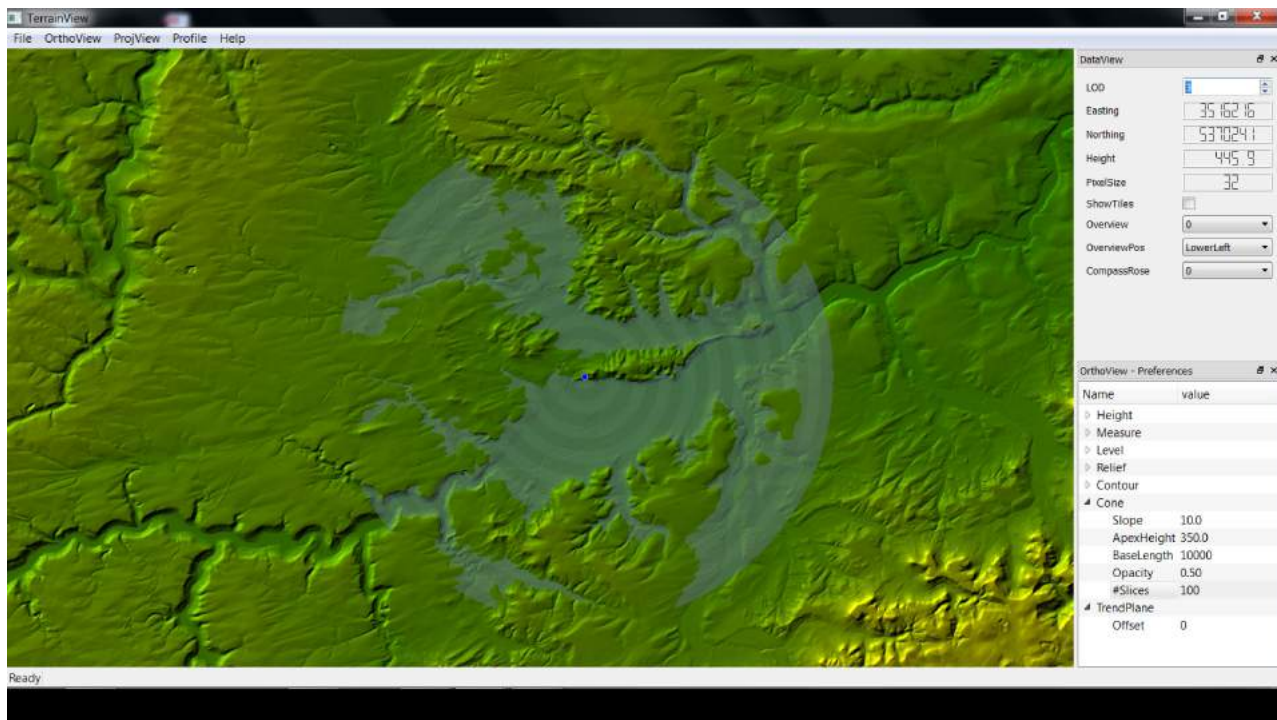


Abb. 150: In dem Programm TERRAINVIEW dargestellter transparenter Kegel (50 % *Opacity*) mit 10 ‰ Steigung (*Slope*) , dessen Mittelpunkt (blauer Punkt) aus 350 m Höhe liegt und der einen Radius (*BaseLength*) von 10 km hat.

Darstellung und Parameter Zum Einrichten des Kegels wie folgt vorgehen:

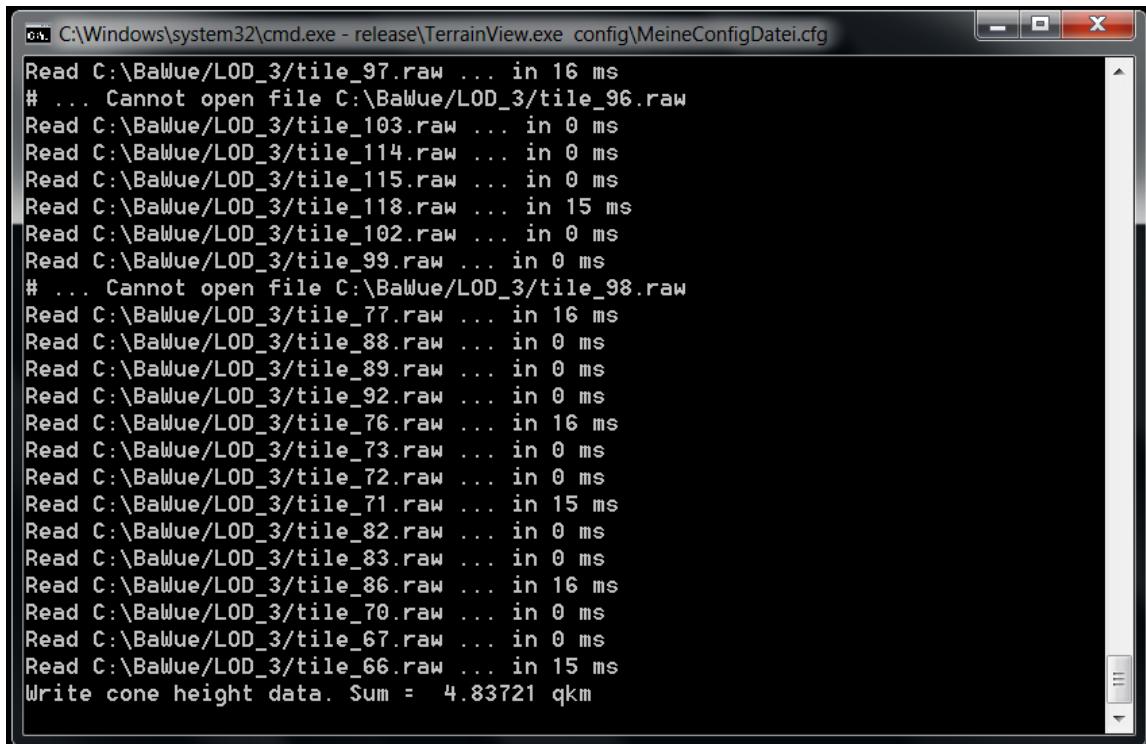
- Mittelpunkt setzen und markieren wie in Kap. A.5 bei *MultiPoint* beschrieben.
- Die Steigung des Kegels bei *Slope* (in Promille) festlegen.
- Die Höhe des Apex bei *ApexHeight* (in Metern) wählen.
- Den Radius des Kegels bei *BaseLength* (in Metern) setzen.
- Die Transparenz mit *Opacity* und Werten zwischen 0 (transparent) und 1 (opak) angeben.
- Die Anzahl der Schnitte (*# slices*) gibt an, in wie viele radialsymmetrische Segmente der Kegel unterteilt ist. Dies kann deutlich gemacht werden, wenn im *ProjView*-Fenster 'w' (wireframe) gedrückt wird.

Ist im Menü *OrthoView* das Untermenü *Show Cone* aktiviert, entsteht vom markierten Punkt aus ein ringförmiges Muster, jeder Ring ist 1000 Meter breit. Ist das Ringmuster innerhalb des Kegels unterbrochen, liegt an diesen Stellen das Gelände höher als die Kegeloberfläche (Abb. 150).

Volumenbestimmung

Zur Bestimmung des Volumens unterhalb des Kegels, diesen erstellen. Zu beachten ist, dass der gesamte Kegel innerhalb des Sichtfensters liegen muss - ansonsten geht Volumen verloren. Der

Apex kann auch außerhalb der Modellfläche liegen, in diesem Fall wird nur das Volumen zwischen Modelloberfläche und Kegel ermittelt.



```
C:\Windows\system32\cmd.exe - release\TerrainView.exe config\MeineConfigDatei.cfg
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_97.raw ... in 16 ms
# ... Cannot open file C:\BaWue\LOD_3\tile_96.raw
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_103.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_114.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_115.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_118.raw ... in 15 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_102.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_99.raw ... in 0 ms
# ... Cannot open file C:\BaWue\LOD_3\tile_98.raw
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_77.raw ... in 16 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_88.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_89.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_92.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_76.raw ... in 16 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_73.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_72.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_71.raw ... in 15 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_82.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_83.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_86.raw ... in 16 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_70.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_67.raw ... in 0 ms
Read C:\BaWue\LOD_3\tile_66.raw ... in 15 ms
Write cone height data. Sum = 4.83721 qkm
```

Abb. 151: Kommandozeilenfenster mit berechnetem Kegelvolumen: 4,83721 km³.

Auf diese Einstellung kann in der entsprechenden shader-Datei (OrthoView.frag) Einfluss genommen werden, indem der minimale z-Wert über den Befehl (Zeile 296) `if dh > h` (dh: Höhe des Kegels, h: Höhe der Felder) vorgegeben wird. Die Beschränkung, dass die Volumenberechnung an der Grenze von Baden-Württemberg abbricht lautet: `if dh > h ergänzen mit && h > 10.0`.

Mit Strg+Shift+C beziehungsweise im Menü *File*, Untermenü *Save ConeHeights* speichert man die momentanen Höhendifferenzen als Bild und als Binärdaten und berechnet gleichzeitig das Volumen mit $V = \pi/3 \cdot r^2 \cdot h$. Dieses erscheint im Kommandozeilenfenster in Kubikkilometer (Abb. 151). Weiteres zum Speichern in Kap. A.8.

A.7 Trendebene

In das Programm TERRAINVIEW ist das Werkzeug Trendebene (*Trendplane*) eingebunden. Mit diesem Werkzeug lässt sich eine definierte schiefe Ebene erstellen, welche sich durch das gesamte Modell zieht und Einfluss hat auf die Farbhöhenkalierung. Ist eine Trendebene aktiviert, beziehen sich die Höhen (min und max) aus dem Fenster *OrthoView-Preferences* auf diese Trendebene und die Farbskala findet entsprechende Anpassung.

Mittels *Multipoint* und wie in Kap. A.5 beschrieben, mindestens drei Punkte positionieren und markieren. Sobald im Menü *OrthoView* das Untermenü *Use TrendPlane* aktiviert ist, wird durch diese (drei) Punkte eine Ebene gelegt. Von nun an gilt, dass die Minimal- und Maximal-Höhenwerte im Fenster *OrthoView-Preferences* sich relativ auf die Trendebene beziehen. Alle Punkte unterhalb dieser Ebene werden braun dargestellt. Die Trendebene kann im Fenster *OrthoView-Preferences* in der Parametergruppe *TrendPlane* über *Offset* in z-Richtung verschoben werden.

In der perspektivischen Ansicht im *ProjView*-Fenster wird das Gelände analog eingefärbt. Die Trendebene selber ist hier nicht zu sehen. Auf die Funktion *sea-level* hat die Trendebene keinen Einfluss.

A.8 Speichern und Exportieren

Eine wesentliche Anforderung an die Software ist die Möglichkeit, erstellte Graphiken und hochauflösende Abbildungen zu speichern und zu exportieren (Kap. 3.1). Auf den Abbildungen sollen außerdem bei Bedarf Maßstabsbalken, Nordpfeil und die Lage innerhalb Baden-Württembergs darstellbar sein. Vorgenommene Parametereinstellungen können als Skript abgespeichert und zu einem späteren Zeitpunkt wieder aufgerufen werden. Für diese Funktionen steht das Menü *File* zur Verfügung.

Skripte speichern und aufrufen

Das Untermenü *Save Script* im Menü *File* beziehungsweise Strg+S speichert ein Skript (*.js) im ausgewählten Verzeichnis. Damit besteht die Möglichkeit, bei einem späteren Programmstart die gespeicherten Einstellungen erneut aufzurufen und so die Darstellung zu reproduzieren. Ein zuvor abgespeichertes Skript kann mit *Load Script* im Menü *File* beziehungsweise Strg+A aufgerufen werden. Der Name des zuletzt geladenen Skripts wird im Script-Editor (Strg+X) angezeigt.

Profile exportieren

Grundsätzlich ist ein erstelltes Profil in einem gespeicherten Skript enthalten und kann so erneut aufgerufen und im Programm dargestellt werden. Damit das Profil auch außerhalb des Programms betrachtet und analysiert werden kann, können Profile mit *Export Profile* im Menü *File* beziehungsweise Strg+F exportiert werden. Dabei werden sechs verschiedene Dateien geschrieben: *.cpts, *.sec, *.prf und drei *.png-Dateien. Von den *.png-Dateien zeigt eine das Profil in Aufsicht (_ortho.png) aus dem Hauptfenster, eine das Längsprofil (_prf.png) aus dem *ValleyProfile*-Fenster und eine das zuletzt im *CrossSection*-Fenster dargestellt Querprofil (_sec.png). Die *.cpts-Datei gibt tabellarisch den Rechtswert, den Hochwert, die Entfernung vom ersten Punkt sowie die Höhe der Kontrollpunkte an, die *.sec-Datei die Werte für die entsprechenden Werte für das Querprofil und die *.prf-Datei die Werte für das Längsprofil mit der bei *#points* eingestellten Anzahl an Zwischenpunkten.

Speichern und Exportieren im *OrthoView*-Fenster

Im *OrthoView*-Fenster werden Abbildungen über das Menü *File* mit *Save HRImage* (HR: high

resolution) exportiert, alternativ kann der gleiche Vorgang mit Strg+Shift+H durchgeführt werden. Sobald der Speicherprozess ausgelöst wird, öffnet sich ein Fenster, in welchem die Benennung und der Ablageort der *.png-Datei gewählt werden kann. Gespeichert wird der Ausschnitt, welcher im Hauptfenster dargestellt ist und mit den gegebenenfalls zugeschalteten Hilfsfunktionen (Maßstabsbalken, Nordpfeil und Lage innerhalb Baden-Württembergs) und zwar in einer Auflösungsstufe höher als dargestellt.

Exportieren aus dem *ProjView*-Fenster

Ansichten aus dem *ProjView*-Fenster können mit doppelter (Strg+E) und mit dreifacher (Strg+H) Auflösung der momentanen Fenstergröße als *.png-Datei exportiert werden. Dies geschieht ausschließlich über die Tastenkombinationen, die LOD-Stufe bleibt die gleiche.

Speichern und Exportieren der Kegelparameter

Im Menü *File* kann über das Untermenü *Save Cone* der Kegel im ausgewählten Verzeichnis als Skript (*.js) abgespeichert und über die Funktion *Load Script* zu einem späteren Zeitpunkt erneut und auf einen beliebigen Hintergrund geladen werden. Das Untermenü *Save ConeHeights* (Strg+Shift+C) speichert eine Binärdatei mit den Daten des Kegels ab.

A.9 Anzeigen und Ausblenden der Tektonikdaten

Sollen die Tektonikdaten angezeigt werden, müssen diese (wie unter A.1 beschrieben), beim Start geladen werden. Zum Anzeigen der Tektonik-Daten (arc-Dateien) den Skript-Editor öffnen (File/ScriptEditor oder Strg+X), den entsprechenden Befehl eingeben und mit Strg+E bestätigen. Es werden immer nur die arc-Dateien geladen, die gerade tatsächlich sichtbar sind. Wenn beispielsweise im LOD 0 gearbeitet wird, werden alle geladen - das macht das System langsamer, wohingegen im LOD 8 nur wenige arc-Dateien geladen werden. Die Befehle zum Anzeigen und Ausblenden lauten wie folgt und sind immer mit Strg+E zu bestätigen:

- Einblenden einer bestimmten arc-Datei: `OrthoView.arc(7918,2)`.
Die erste Zahl (*hier*: 7918) gibt das gewünschte Kartenblatt an, die zweite Zahl (*hier*: 2) bestimmt die Liniendicke und ist variabel.
- Alle arc-Dateien einblenden: `OrthoView.showAllArcs(2)`.
Die Zahl in Klammern (*hier*: 2) bestimmt die Liniendicke.
- Ausblenden einer bestimmten arc-Datei: `OrthoView.arc(7918,0)`.
Liniendicke auf null setzen.
- Ausblenden aller arc-Dateien: `OrthoView.removeAllArcs()`.

Tab. 6: Funktionen und deren Befehle im Script-Editor.

Befehl	Funktion
Strg + X	aufrufen des ScriptEditors
Strg + E	Befehle bestätigen
OrthoView	
OrthoView.setLineWidth(x)	Linienbreite x für Profile im Hauptfenster
ProjView	
ProjView.stretchFactor= y	Überhöhungsfaktor im ProjView-Fenster
Tektonik	
OrthoView.arc(7918,2)	stellt Tektonik, z. B. des Blattes 7918 dar
OrthoView.showAllArcs(2)	alle tektonischen Strukturen mit Liniendicke, z. B. 2 dargestellt
OrthoView.arc(7918,0)	blendet die Tektonik, z. B. des Blattes 7918 aus
OrthoView.removeAllArcs()	blendet alle tektonischen Strukturen aus
OVPrefs.help()	Parameter der Transparenz sea-level werden angezeigt
SeaLevel	
OVPrefs.seaLevelChange	Transparenz des sea levels 0 bis 100
OrthoView.setOvBGColor(r,g,b)	Hintergrundfarbe Einlegekarte von Baden-Württemberg r,g,b 0 bis 1

A.9.1 Befehle im Skript-Editor und Tastenkombinationen

Alle Befehle, auf die über die Menüleiste und Fenster zugegriffen wird, können auch mit dem entsprechenden Kommando im Skript-Editor angesteuert und ausgeführt werden. Der Skript-Editor öffnet sich im Menü *File/ScriptEditor* oder mit der Tastenkombination Strg+X im Hauptfenster auf der linken Seite, er kann aus der Ansicht entkoppelt und ebenso auch geschlossen werden. In Tab. 6 sind Funktionen aufgelistet, auf die ausschließlich über den Skript-Editor zugegriffen werden kann, weil sie weder in der Menüleiste noch in einem Fenster auftreten. Zusätzlich sind in Tab. 6 einige Kommandos zu finden, auf die aus dem Programm direkt zugegriffen werden kann.

Auf viele Funktionen in TERRAINVIEW kann mit einer Tastenkombination zugegriffen werden. Teilweise stehen diese an den entsprechenden Untermenüs. Eine Zusammenstellung der Tastenkombinationen ist in Tab. 7 aufgeführt.

Tab. 7: Tastenkombinationen mit Funktion und alternativem Zugriff.

Tastenkombination	Funktion	Zugriff über Menü
Skripte		
Strg + S	speichert Skript (momentane Ansicht und Einstellungen)	File/Save Script
Strg + A	lädt zuvor gespeichertes Skript	File/Load Script
Strg + X	öffnet Script-Editor ¹	File/ScriptEditor
Speichern und Exportieren		
Strg + F	exportiert Längs- und Querprofile und Bildschirmausschnitt als *.png oder *.prf	File/Export Profile
Strg + Shift + H	exportiert momentane Ansicht als *.png mit 2 LOD-Ebenen höherer Auflösung	File/Save HRIImage
Strg + E	exportiert zweifache Auflösung der momentanen ProjView als *.png; LOD-Stufe bleibt die gleiche	
Strg + H	exportiert dreifache Auflösung der momentanen ProjView als *.png; LOD-Stufe bleibt die gleiche.	
Navigieren		
linke Maustaste gedrückt	Verschieben der Landschaft	
mittlere Maustaste gedrückt	schnelles Verschieben der Landschaft	
Grafische Darstellungen		
Strg + (1..9)	wechselt zur entsprechenden Darstellung	Untermenüs im Menü <i>OrthoView</i>
Strg + G	Ein-/Ausblenden der Gitterlinien	OrthoView/Show Grid
Strg + Shift + T	öffnet/schließt Fenster, in dem eine Übersicht der geladenen Kacheln dargestellt wird.	OrthoView/Tiels View
Strg + L	öffnet/schließt Fenster zu Lichteinstellung	OrthoView/LightDirControl
Strg + U	Ein-/Ausblenden des Meeresspiegels ¹	OrthoView/Show SeaLevel
Strg + Shift + P	öffnet/schließt ProjView-Fenster	ProjView/ProjView
Strg + print	calculate/save height statistics	

¹ Weitere Funktionen/Einstellungen möglich

Tab. 8: Shortcuts

Tastenkombination	Funktion	Zugriff über Menü
Profile		
Strg + V	öffnet/schließt Fenster mit Längsprofil ¹	Profile/ValleyProfile
Strg + C	öffnet/schließt Fenster mit Querprofil ¹	Profile/CrossSection
Strg + M	öffnet Schaltfläche für Kontrollpunkte ¹	Entfernt alle Profilpunkte&Profile/MultiPoint
Strg + N	schließt Schaltfläche für Kontrollpunkte ¹	Profile/MultiPoint oder x
ProjView-Fenster		
Strg + Shift + P	ProjView-Fenster ein-/ausblenden	ProjView/projView
linke Maustaste	Verschieben	
mittlere Maustaste	schnelles Verschieben	
Strg + li Maustaste	Rotation um Ansichtsmittelpunkt	
Shift + li Maustaste	Ein-/Auszoomen	
Rechte Maustaste	Verschieben in z-Richtung	
1	einfach überhöht	über SriptEditor
2	zweifach überhöht	über SriptEditor
3	dreifach überhöht	über SriptEditor
Strg + mittlere Maustaste	Höhenskalierung verändern	
Programm beenden		
Strg + Q	Beendet Programm	File/Quit oder Schließen

¹ Weitere Funktionen/Einstellungen möglich

Lebenslauf

- 18.10.1985 Geburt in Calw
- 2005 Abitur am Justinus-Kerner-Gymnasium in Heilbronn
- 2006 Beginn des Studiums der Geowissenschaften
an der Eberhard-Karls-Universität in Tübingen
- 2008 Vordiplom
- 2011 Diplom im Fach Geologie
*Diplomarbeit: „Spätmittelalterliche Starkregenereignisse und ihre
geomorphologischen Kleinformen im Schönbuch (Süddeutschland) -
Erfassung mit hochauflösenden Fernerkundungsmethoden und
sedimentologische Interpretation“*
- 2012 Preis der Freunde der Luft- und Raumfahrttechnik der Universität Stuttgart
für disziplinübergreifendes Engagement bei der Diplomarbeit
- 2012-2014 Stipendium der Landesgraduiertenförderung
- 2012-2015 Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Planetologie der Universität Stuttgart