

Morphologische Studien im Donautal zwischen Enns- und Melkmündung.¹⁾

Von

Karl A. Popp, Wien.

Strombett und Gefälle der Donau zwischen Enns- und Melkmündung.

Der ursprüngliche Zustand des Strombettes erfuhr durch den Menschen Veränderungen; sie sind in der Laufstrecke Mauthausen—Melk nicht allzu groß und betreffen: Dämme für Hoch- und Niederwasser, kurze Durchstiche, Verlegungen des Stromstriches durch Bühnen und Haken, Baggerungen im Schotterpflaster und Sprengungen im Felsgrund. Das Strombett wurde in den Weiten von diesen künstlichen Umwandlungen stärker betroffen als in den felsigen Engen. Die Bändigung des Stromes ist keine völlige; bei großen Hochwässern werden Nebenarme benutzt und in den Weiten wird der Augürtel überflutet. Die Stadt Pöchlarn war 1899 rings von den Fluten des Hochwassers umgeben. Bei Niederwasser bilden die Felsriffe der Engen noch immer Schiffahrtshindernisse, auch in den Weiten steht im Strombette bisweilen Fels an. Kennzeichnend für die ganze Laufstrecke ist das Pendeln des Stromstriches, und zwar auch dort, wo die Dämme gerade dahinziehen. Demzufolge liegen die größten Bettiefen einmal diesem, einmal jenem Ufer nahe, Schotterbänke setzen bald links, bald rechts an. Die Bettsohle ist somit meist asymmetrisch gebaut, wie dies die Querprofile durch den Strom deutlich zeigen. Nur selten liegt die tiefste Stelle in der Bettmitte; selten auch lassen sich beiderseits der Strommitte Rinnen verfolgen. Bei Wechsel des Stromstriches zeigt die Mitte oft eine Untiefe. Im „Kanal“ bei Struden ist die Bettsohle am stärksten zerklüftet. Die Stromgrundaufnahmen geben oft nur ein Augenblicksbild, da die „Tumpflagen“ überall dort, wo ein Schotterpflaster vorhanden ist, starken Veränderungen unterliegen. Die folgende Tabelle bringt eine Übersicht über die Dammweiten und Kolk-tiefen in den Weitungen und Engen. In der Ardaggerweiterung wird der Strom gezwungen, bei mittleren Wasserständen ein Hauptbett zu benutzen, nur dieses ist hier berücksichtigt. Es ergeben sich daher gegenüber der Pöch-

¹⁾ Die vorliegende Arbeit faßt nur die wichtigsten Ergebnisse einer Dissertation zusammen, die über Anregung Prof. F. Machatscheks in den Jahren 1929 und 1930 als Frucht ausgedehnter Begehungen entstanden ist. Bezüglich der sehr zahlreichen Einzelbeobachtungen wird auf die gleichbetiteltete Arbeit verwiesen, die im philologischen Dekanat der Universität Wien eingesehen werden kann.

lerner Weite, in der der natürliche Laufzustand besser erhalten ist, geringere Werte.

Dammweiten und Tumpftiefen.

	Dammweiten in Metern			Tumpftiefen in Metern		
	Häufigster Wert	Extreme		Häufigster Wert	selten	maximal
1. Mauthausen— Ardagger	250—300	540	230	4—6	6—7	7·4
2. Ardagger—Persen- beug:						
Ardagger—Grein	230	810		5—7		
Grein—Sarmingstein	150—200	270	130	6—9		11·2
		620 (250)*	180*)			9·7
Sarmingstein—Persen- beug	250—280	310	200	4—5	6	7·2
3. Persenbeug—Mar- bach	350—400	420	280	3—5	6—7	
4. Marbach—Melk	450—550	1200	300	3—5		6
		(390 + 160)*				

Dieser Übersicht ist zu entnehmen, daß die Dammweiten in den Weitungen meist größer sind als in den Engen. Am geringsten ist die Bettbreite oberhalb Sarmingsteins, hier beträgt sie auf $\frac{3}{4}$ km nur 130 bis 150 m. Die größten Breiten werden bei Winkling mit 810, bei der Insel Wörth mit 620 und bei Melk mit 1200 m erreicht. Nur bei Hochwässern nutzt der Strom die volle Breite. Die Tümpfe sind in den Engen tiefer als in den Weiten, hier liegen die Tiefen zwischen 3 bis 6, dort zwischen 4 bis 9 m. Die Maximaltiefen treffen wir in den Engen, und zwar eine an der Prallstelle unterhalb Greins, wo 11·2 m gemessen wurde, und eine zweite in der Strecke der geringsten Dammweite, wo ein Sondenwert mit 9·7 m ausgewiesen ist. Die von A. Penck (34) angegebene Tiefe von 30·3 m bei Grein ist nicht vorhanden.

Zur Gefällsberechnung wurden zunächst die Höhenlagen der Pegel-0-Punkte verwendet (Abschnitt I der folgenden Tabelle). Dabei ergaben sich Schwierigkeiten, da einige Stationen mehrere Pegel haben, deren 0-Punkte wesentlich verschiedene absolute Höhen aufweisen. Am größten sind die Unterschiede in Ybbs und Melk.

Der 0-Punkt des neuen Melker Pegels liegt fast 90 cm höher als der des alten, bei einer um nur wenig mehr als 1 km veränderten Standpunktlage. In Ybbs liegt der neue Pegel fast an der gleichen Stelle wie der alte, sein 0-Punkt ist aber um beinahe 1 m höher als der des alten gelegen. Für die Strecke oberhalb Ybbs wurde der 0-Punkt des alten Pegels als Bezugspunkt gewählt, für die Strecke stromab von Ybbs der des neuen. Durch seinen 0-Punkt und durch den des neuen Melker Pegels führt auch die theoretische 0-Wasserlinie im Donauprofile von 1904. (21) Da nun diese Berechnungsgrundlagen nicht einwandfrei erscheinen, wurden auch die Koten des nivellierten Niederwassers, die im Stromprofile von

*) Arm breiten.

1904 gegeben sind, zu den Gefällsberechnungen herangezogen (Abschnitt II der Tabelle). Überdies stellte das Bundesstrombauamt entgegenkommenderweise die Gefällsberechnungen für den niedersten Schiffahrtswasserstand²⁾ 1921 bis 1930 (Abschnitt III der Tabelle), für den Jahresmittelwasserstand (Abschnitt IV) und für die Hochwässer 1899 (Abschnitt V) und 1923 (Abschnitt VI) zur Verfügung. Im folgenden wird eine Übersicht der durchschnittlichen Gefällswerte in den Engen und Weiten des Arbeitsgebietes und der Anschlußstrecken stromauf und stromab gegeben.

	I	II	III	IV	V	VI
Passau—Aschach	0·406	0·421	—	—	—	—
Engelhartszell—Aschach	—	—	0·413	0·415	0·473	0·436
Aschach—Ottensheim	0·553	0·553	—	—	—	—
Ottensheim—Linz	0·254	0·447	—	—	—	—
Aschach—Linz	—	—	0·519	0·512	0·464	0·466
Linz—Mauthausen	0·532	0·471	0·490	0·470	0·484	0·457
Mauthausen—Grein	0·546	0·528	0·511	0·503	0·361	0·388
Grein—Struden	0·639	0·709	0·897	0·692	0·890	0·876
Struden—Persenbeug	0·236	0·299	—	—	—	—
Grein—Persenbeug	0·297	0·362	—	—	—	—
Grein—Marbach	—	—	0·304	0·356	—	—
Grein—Melk	—	—	—	—	0·473	0·453
Ybbs—Säusenstein	0·399	0·462	—	—	—	—
Säusenstein—Marbach	0·400	0·289	—	—	—	—
Marbach—Melk	0·400	0·481	0·439	0·435	—	—
Melk—Stein	0·423	0·377	0·418	0·410	0·417	0·421
Stein—Tulln	0·528	0·488	—	—	—	—
Stein—Zwentendorf	—	—	0·497	0·504	0·536	0·517

Die durchschnittlichen Gefällswerte von I bis IV decken sich in den gleichen Strecken zahlenmäßig nicht, doch durchwegs ist als auffälliges Ergebnis zu erkennen, daß die Werte der Weiten größer sind als die der Engen. Am deutlichsten tritt dies bei längeren Laufstrecken unterschiedlicher Talgestaltung entgegen. Trotz der Gefällssteile zwischen Grein und Struden ist der Gefällsdurchschnitt zwischen Grein—Persenbeug auffällig niedrig. Die Berechnung des Gefälles, der an das Arbeitsgebiet anschließenden Laufstrecken erwies, daß die Erscheinung nicht nur auf den Donaulauf Mauthausen—Melk beschränkt ist. Das Durchschnittsgefälle des Stromes in der Ardaggerweite beträgt über 0·50/00, in der anschließenden Enge des Strudengaues nur 0·3 bis 0·35, in der Wachau beträgt es an 0·4, in der Weite stromab an 0·50/00.

Zur Erklärung der unterschiedlichen Gefällswerte in den Engen und Weiten wurde von A. Penck das Gesetz von Dausse (35) angeführt. Da in der deutschen geographischen Literatur keine Angaben über das Gesetz vorhanden sind, wurde in die Abhandlung von Dausse Einsicht genommen. Zunächst sei festgehalten, daß Dausse zu seinen Folgerungen auf Grund von Beobachtungen bei

²⁾ Der niederste Schiffahrtswasserstand ist der in der Schiffahrtsperiode, d. i. vom 1. März bis 25. Dezember, an nicht mehr als an 10 Tagen im zehnjährigen Mittel unterschrittene Wasserstand.

künstlichen Einengungen an der Isère, Rhône und Durance kam und daß nach ihm die Bettsohle der Engen „aus denselben Alluvionen besteht, die die Becken erfüllen.“ Dausse kommt zu folgenden Ergebnissen:

1. Der Flußlauf ist meist eine wechselnde Aufeinanderfolge von verengten Teilen mit geringem Gefälle und von erweiterten Teilen. Auf den hier mehr oder minder abgelagerten Aufschüttungskegeln ist das Gefälle größer.

2. Diese Tatsache ergibt sich aus der Geschwindigkeit, die im ersten Falle infolge Verengung des Flußbettes wächst und im zweiten Falle zufolge seiner Erweiterung abnimmt, gemäß dem Gesetze, daß sich das im Gleichgewicht befindliche Gefälle mit dem Quadrate der Geschwindigkeit ändert.

3. Wenn man einen freien Flußlauf in einer Ebene einengt, so tritt eine gegen den Beginn der Einengung fortschreitende Eintiefung und eine gegen das Ende zu fortschreitende Erhöhung ein, und zwar so lange, bis das Gefälle verringert ist, proportional dem Anwachsen der Geschwindigkeiten, die wieder durch die Verengung verursacht wurde.

4. Wenn ein Flußlauf sein Gleichgewichtsgefälle noch nicht erreicht hat, so arbeitet er immer an der Verminderung seines zu großen Gefälles, indem er dort, wo er den geringsten Widerstand findet, seine Tätigkeit entfaltet. Bietet ihm der Boden wenig Widerstand, so gelangt er ins Gleichgewicht, indem er sein Bett durch Windungen verlängert, im entgegengesetzten Falle höhlt er sein Bett tiefer aus.

Nach Dausse verursacht demnach Einengung größere Geschwindigkeit. Diese wird nun dadurch vermindert und das Gleichgewicht wieder hergestellt, daß das Gefälle verringert wird, und zwar durch Eintiefung in der Einengung und Aufschüttung an ihrem Ende. Nach ihm, er sagt dies ausdrücklich bezüglich des Laufes der Durance, bildet das Gleichgewichtsgefälle nur „im Mittel und im ganzen“ eine konkave Kurve, in „Detail“ ist es in den künstlich oder natürlich verengten Teilen geringer als in den Weiten. R. Mayer (36) hat auf die für Geographen wichtigsten Ergebnisse der neueren Hydrotechnik hingewiesen. Auch hier wird festgehalten, daß eine Änderung des Querschnittes eine Änderung der Durchflußgeschwindigkeit bewirkt. Es wird dargelegt, daß im Bettquerschnitt ein Gleichgewicht herrschen muß zwischen Durchflußmenge und Durchflußgeschwindigkeit. Im Arbeitsgebiete kann man nach der Einmündung der Enns bis zu der von Ybbs und Erlauf, die Wassermenge als gleichbleibend annehmen. Dann bleiben für die längsten Teilstrecken, Ardaggerweite und Enge des Strudengaus, nur zwei veränderliche Größen: der Bettquerschnitt und die Durchflußgeschwindigkeit. Diese beiden müssen sich einander anpassen, kleiner Querschnitt bedingt größere Geschwindigkeit und umgekehrt. Die Untersuchungen von Rehbock (37) beziehen sich auf Änderungen des Querschnittes in kurzen Abständen. Nach ihm wird die Verengung im Flußquerschnitte bei strömendem Wasser gleichfalls durch größere Geschwindigkeit kompensiert. Er erkennt aber auch als erster die Bedeutung der Wasserwalzen, die ebenfalls dazu dienen, den Durchfluß gleichbleibender Wassermassen in sich ändernden Querschnitten zu regeln. Die Geschwindigkeit erscheint jedoch außer von der Wassermenge und dem Querschnitte noch vom Spiegelgefälle abhängig (36). Mit der 5. bis 6. Potenz der Geschwindigkeit wächst die Geschiebe-

triebkraft (36) und damit nimmt die Erosionswirkung zu. Bei den Wasserständen I bis IV der vorangegangenen Tabelle wird die Geschwindigkeit in den Weiten durch das größere Spiegelgefälle, in den Engen durch den kleineren Querschnitt gefördert. Bei Hochwässern jedoch, den Hauptträgern der Erosion, ändern sich die Verhältnisse. Wie die Übersicht erkennen läßt, wird das Spiegelgefälle in den Engen meist größer als bei Nieder- und Mittelwasser, in den Weiten dagegen wird es, wohl zufolge des Rückstaues, geringer. Nur die Strecke Stein—Zwentendorf—Tulln bildet eine Ausnahme. Hier finden wir bei den Hochwässern eine kleine Gefällszunahme, die sich wohl dadurch erklärt, daß der Rückstau fehlt, da der Durchbruch oberhalb Wiens weder besonders eng noch lang ist. Auch die Regulierung bei Wien mag mit die Erscheinung erklären. Somit ergibt sich, die hier genannte Strecke ausgenommen, bei Hochwässern eine Umkehr der Gefällsverhältnisse, das Gefälle ist nun in den Engen größer als in den Weiten. Nun verteilt sich aber auch die vermehrte Wasserfülle bei Hochwässern in den Weiten auf einen viel größeren Querschnitt als in den Engen. Hier muß die Durchgangsgeschwindigkeit zunehmen und damit die Schleppkraft wachsen, durch sie wird wieder die Erosionswirkung gesteigert. Die Engen sind somit in allen Faktoren überlegen. Auf diese Weise erklärt sich die Unausgeglichenheit des Gefälles der Engen und Weiten bei den Wasserständen von I bis IV.

Die Talform.

In der Weite von Ardagger erreicht die zur Talebene erweiterte Talsohle eine Breite von 10 km, während in der Enge des Strudengauges der Talgrund streckenweise nur 200 bis 300 m mißt. Dieser Wechsel in der Breite ist gesteinsbedingt; dort, wo der Strom im Tertiär liegt, kam es durch Lateralerosion zur Verbreiterung. Eine Einsichtnahme in die Josefinische Aufnahme zeigt, daß oberhalb Wallsee ein dort noch ausgewiesener tiefgelegener Kulturstreifen mit den Gehöften Witfin, Groisberg und Franzau dem rechtsdrängenden Strome zum Opfer gefallen ist. Die Talrichtung ist im allgemeinen W—E, doch ziehen abweichend hiervon die beiden einander zugeneigten Seiten des Strudengauer Trapezes SSW—NNE bzw. NNW—SSE. Die Richtung einzelner Teilstrecken und die Lagerung des Tertiärs erscheinen abhängig von der Tektonik der Randzone der Böhmisches Masse.

Wie die Querprofile erkennen lassen, zeigen die Weiten den Typus eines Sohllentales, die Engen den eines steilhangigen Kerbtales. Die Gehänge der Weiten sind durchwegs reich terrassiert bis tief hinab gegen die Sohle. In den Engen sind tiefgelegene Terrassen selten, vielfach führen hier steile Konvexhänge ziemlich ununterbrochen empor bis zu Ebenheiten, die 200 bis 300 m über dem Strome liegen. Selten finden wir konkave Hangformen. Dem ganzen Talverlauf ist Asymmetrie der Talseiten eigen. Gegen N führen die Treppen zu hochgelegenen Ebenheiten der Böhmisches Masse, sie erreichen stromnahe 500 bis 800 m absolute Höhe, im S dagegen liegen die Flächen des Vorlandes meist nur 300 bis 400 m hoch. Nur im Durchbruche des Strudengauges werden auch rechts des Stromes Höhen von 500 bis 580 m erreicht. Am auffälligsten ist der Gegensatz in der Laufstrecke zwischen Ybbs und Melk. Zur Linken steigt das Gehänge

rasch zu den in 600 bis 700 m hochgelegenen Stufenflächen an, die den Ostrong umgeben, zur Rechten liegen die Ebenheiten um den Sittenberg und um Rera-point nur 320 bis 340 m hoch. Auch die Weite von Mauthausen—Ardagger zeigt diesen Gegensatz, nur ist er hier dadurch gemildert, daß im N zunächst tiefgelegene randliche Flächen den Strom begleiten. In dieser Stromstrecke folgt die Donau im wesentlichen dem Grenzsäume zwischen der Böhmisches Masse und dem tertiären Vorlande, die Asymmetrie findet darin ihre Erklärung. Die tiefgelegenen Flächen rechts des Stromes zwischen Ybbs und Melk breiten sich aber über Kristallin, hier dürfte die Ursache der unterschiedlichen Gestaltung der Talseiten in dem von E. Nowack (14) angenommenen Absinken einer Scholle liegen. Die beigelegte Karte (Tafel II) faßt die Ergebnisse der Profile über die Gestaltung der Talseiten zusammen und ist als ein Notbehelf zu werten, da weder Profile noch Karten größeren Maßstabes beigegeben werden konnten. Aus der Karte kann man die relative Höhenlage, die Breite und den Aufbau der Terrassenflächen und stromnahen Ebenheiten entnehmen (s. Tafel II). Das 0-Wasser des Stromes liegt bei Mauthausen in 239, bei Grein in 220 und bei Melk in 206 m absoluter Höhe, demnach beträgt der Unterschied zwischen den Endpunkten 33 m. Die breiteste Fläche bildet die Stromebene von Mauthausen bis Ardagger. Ihr Nordrand liegt in 255 bis 240 m, ihr Südrand in 240 bis 230 m absoluter Höhe, 5 bis 20 m über 0-Wasser.³⁾ Die Stromrinne zieht im S. Hier liegt über ihr, besonders gut entwickelt östlich Wallsee, eine Erosionsterrasse mit mäßiger Schotterdecke, sie zeigt eine Höhenlage von 240 bis 250 m (rund 20 m).⁴⁾ Die Fläche entspricht in ihrer absoluten und relativen Höhe dem Nordrande der Stromebene. Im Schutze des Wallseer Sporns ist ein etwas tiefer gelegener Schotterterrassenrest erhalten; er liegt 240 (13) m hoch (vgl. Bild 1 auf Tafel I). 5 bis 20 m über dem Strom in einer absoluten Höhenlage von 240 bis 220 m erstrecken sich auch die Sohlenleisten im Durchbruche. Zwischen Ybbs und Erlauf liegen die tiefsten Flächen, vor allem die ausgedehnte „Scheibe“, 230 bis 220 (15 bis 5) m hoch. In der Pöchlerner Weitung erreichen sie nur 210 bis 220 m absolute Höhe und liegen somit 5 bis 10 m über 0-Wasser. Von diesem System I führt durchwegs ein Steilhang empor. Er besteht fast ausschließlich aus anstehendem Gestein, nur an sehr wenigen Stellen finden sich randlich Schotteraufschüttungen. Zwei höher gelegene Terrassen lassen sich, wenn auch meist nur auf kurze Strecken und in kleinen Flächen, durchgehend verfolgen. Die tiefere davon — System II — liegt mit der Hauptfläche 30 bis 40 m hoch über dem Strom und fällt von 270 bis 240 m innerhalb der ganzen Strecke. Besser entwickelt ist die nächsthöhere Terrasse — System III —, 45 bis 55 bzw. 290 bis 260 m hoch gelegen (vgl. Bild 2 auf Tafel I). Die Systeme II und III sind bisweilen deutlich voneinander zu trennen, öfters aber ist eine Trennung nicht möglich. Bei beiden handelt es sich um Erosionsterrassen mit mäßiger Schotter- und Lößdecke, an

³⁾ Bohrungen bei Enns und an der Naarn, Fels in Brunnenschächten, anstehender Granit in der Au bei km 2013, kristalliner Sandstein in der Stromrinne bei Wallsee berechtigen zur Annahme, daß die Schotterdecke meist nur von geringer Mächtigkeit ist und die Donau demnach in der Ardagger-Weite einschneidet.

⁴⁾ Die Zahl in der Klammer bedeutet stets die Höhenlage über dem Strom.

einigen Stellen ist jedoch der Felssockel durch mächtige Lößablagerungen verhüllt. In der Ardaggerweite erreicht die Sedimentdecke bis zu 20 m Mächtigkeit. Die Höhenlage der randlichen Felskante sei durch folgende Werte gekennzeichnet:

	Abs. Höhe	Rel. Höhe
	m	
Mauthausen (Steinbrüche)	275—280	(35—40)
Kogelberg bei Schwertberg	273	(37)
Dornach (Steinbrüche)	261—269	(37—45)
Ardagger-Dörfel	261—267	(37—42)
Felleisenmühle	255	(37)
Greiner Schloßfels	263	(43)
Fels mit Erinnerungstafel an die Sprengung	250	(32)
Schloß Persenbeug	244	(29)
Kirche von Sarling	252	(38)
Marbach-Kreuzgruppe	254	(43)
Steinbruch bei Lehen	250	(42)

Der Rand der Felskante liegt somit in der ganzen Laufstrecke 30 bis 45 m über dem Strome. Über den Terrassenreihen II und III folgen Ebenheiten wechselnder Höhenlage. In der Ardaggerweite gewinnen, durch flache Stufen von den tieferen und höheren Ebenheiten geschieden, manchmal auch unmittelbar über der Talsohle gelegen, Flächen in 300 bis 315 und 330 bis 340 m (70 bis 80 bzw. 95 bis 105 m) Höhenlage, große Ausdehnung. Fast durchwegs findet sich eine Schotterdecke, die bis zu 10 m Mächtigkeit erschlossen ist, vermutlich bis 20 m mächtig wird. Diese Systeme lassen sich am Strome nicht durchgehend verfolgen. Wir finden sie noch um Grein gut entwickelt, dann gehören ihnen die ausgedehnten Ebenheiten rechts des Stromes zwischen Ybbs und Erlauf an und auch links des Stromes liegen hierher zu stellende Flächen. Eine Terrassenfläche in 360 bis 380 m Höhe ist nur in kleinen Stücken vorhanden, auch sie trägt eine Schotterdecke. Ebenheiten in 300 bis 340 (bis 380) m absoluter Höhenlage haben im Vorlande große Verbreitung, man kann dieses System als das Hauptsystem des Vorlandes bezeichnen. Flächen dieser Höhenlage ziehen in weiter Erstreckung vom Haager Wald bis zum Melkfluß, sie besitzen fast durchwegs eine Schotterdecke. Die Flächen der getreppten Gehänge liegen in Stromnähe in sehr verschiedener Höhenlage. Ein Gefälle im Sinne des Stromes ist nicht vorhanden. Nur ein System, in sich wieder gestuft, in 500 bis 560 m absoluter Höhe läßt sich in größeren und kleineren Restflächen von der Aist bis zur Ispen nördlich des Stromes verfolgen, südlich gehören ihm die höchsten Flächen des Neustadler Blockes und des Hengstberges zu, eine Schotterdecke fehlt. Im Ardaggert Trichter ist die Zerstücklung randlich besonders im N des Stromes sehr groß. Besser erhalten sind tiefgelegene Flächen im westlich anschließenden Gallneukirchner Becken, sie zeigen die gleiche Höhenlage wie die kleinen randlichen Flächenreste, nämlich 300 bis 340, 360 bis 380, 400 bis 440 und 460 bis 480 m. An größeren Flächenstücken höherer Lage ist im Strudengau die Dinbachfläche in 640 bis 680 m absoluter Höhe erhalten, gleich hoch

liegt die Ebenheit um St. Oswald. Kleine Flächenstücke in 400 bis 460 m Höhe bilden über dem Strome die tiefste Stufe der getrepten Südseite des Ostrongs. Östlich von ihm ändert sich der Charakter der linken Talseite, die ausgedehnte Münichreither Hochfläche erstreckt sich stromnahe in 600 bis 680 m Höhenlage. In Treppen setzt sie gegen S zum Strome und gegen O zum Weitenbach ab. Das Auftreten des 300-bis-320-m-Systems wurde bereits erwähnt. Darüber zieht eine Ebenheit von Aichau bis Mödelsdorf, in 400 bis 420 m Höhe. Südlich des Stromes treffen wir außer dem Hauptsystem des Vorlandes noch Flächen in 380 bis 410 m Höhe in großer Ausdehnung. Sie bilden die höchsten Ebenheiten in der Ardaggerweite, umgeben den Neustadler Block im S und stoßen zwischen ihm und dem Hengstberg in einem Keil gegen den Strom vor. In der Durchbruchsstrecke liegen rechts Flächenstücke sehr unterschiedlicher Höhenlage. Außer dem bereits erwähnten 500-bis-560-m-System sei noch ein solches in 460 bis 480 m Höhe angeführt. Schotter fehlen den höheren Flächen meist, im Durchbruche gänzlich.

Der geologische Bau der Randzone und die Altersstellung der Terrassen.

Die Donau zieht im allgemeinen in der Richtung der Geosynklinale zwischen Alpen und Böhmischer Masse dahin, doch liegt ihr Bett dieser näher, ja sie schneidet auf Strecken in sie ein und hat so von ihrem Rande große Klötze abgliedert. In der Grenzzone zwischen Böhmischer Masse und Alpenvorland stoßen geologische Formationen sehr unterschiedlicher Bildung und sehr verschiedenen Alters aneinander. Der Grenzverlauf ist nicht gerade, das Tertiär des Vorlandes greift in Buchten in die Böhmische Masse ein und lagert über tiefgelegenen randlichen Streifen. Über die Verbreitung des Tertiärs im Arbeitsgebiete konnte auf Grund neuerer Arbeiten und eigener Beobachtungen gegenüber den Angaben der geologischen Karten ein wesentlich neues Bild gewonnen werden. Die wichtigsten marinen tertiären Ablagerungen sind Schlier und Melker Sande. Die Melker Sande sind mit ihrem charakteristischen petrographischen Habitus das auffälligste und zufolge ihrer Nutzung zum Kellerbau auch das am besten erschlossene Schichtglied. Nach den Untersuchungen von O. Abel (27), E. Nowack (14), H. Commenda (28), H. Vettters (16 und 17) und G. Götzinger (30) ist ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter der Melker Sande wahrscheinlich. E. Nowack stellt sie, wenigstens zum Teil, gleich den Eggenburger Schichten und somit in das Burdigal. Er schreibt ihre Ablagerung einer Transgression zu. Von den meisten Geologen wird heute der Name Schlier in faziellm Sinne gebraucht. Im Arbeitsgebiete wird ihm von H. Holzleitner (26), E. Nowack und H. Vettters miozänes, zum Teil auch oligozänes Alter zugeschrieben. Die Melker Sande lagern einerseits direkt auf dem Grundgebirge, anderseits auf Schlier. Doch kommt es, wie E. Nowack zeigte und eigene Beobachtungen an anderen Stellen bestätigten, auch zur Wechselagerung zwischen Schlier und Melker Sanden, so daß die Sande auch das Liegende bilden können. Soweit Beobachtung über die Lagerung des Schliers vorliegen, so zeigt er nach ihnen geringe Schichtneigung, nur bisweilen kommen

auch steilere Aufpressungen vor. G. Götzing er hat die Lagerungsverhältnisse des Schliers auf Grund von Tiefbohrungen bei Braunau beschrieben. Er stellte fest, daß unter flachen Neigungen in der Tiefe steilere Aufpressungen vorkommen und umgekehrt. Der Faltenbau ist demnach nicht konform, wie es der Fall sein müßte, wenn erst später die gesamte Masse einem einheitlichen Druck ausgesetzt gewesen wäre. Für die den Alpen nahen Schlierpartien mag nach G. Götzing immerhin der Alpenschub von Einfluß gewesen sein, für die nächst dem Rande der Böhmisches Masse erklärt W. Petrascheck die Störungen durch ungleichmäßige Schollenbewegungen des Untergrundes. Götzing er nimmt ferner noch Faltungen durch Salzschiebung und Gleitfaltungen an. In den Oberflächenformen wirken sich die unterschiedlichen Schichtneigungen nicht aus, die Ebenheiten des Vorlandes schneiden sie. In der Randzone reichen die tertiären marinen Ablagerungen bis in etwa 400 m absolute Höhe. Andererseits liegen die Sohlen der heutigen Gerinne vielfach noch in diesen randlichen tertiären Ablagerungen. Die Bohrungen an der Ennsmündung nahe dem Rande der Böhmisches Masse führten im Tertiär bis in Tiefen von 70 bis 100 m, ohne das Liegende zu erreichen (26).

Die Randzone der Böhmisches Masse im Arbeitsgebiete gehört der Mol-danubischen Scholle zu. Granite und kristalline Schiefer, und zwar Ortho- und Paragneise bauen sie auf. Die Grenze zwischen Granit und kristallinen Schiefen quer bei Hirschau-Freyenstein den Strom. In den neueren geologischen Arbeiten, die das Arbeitsgebiet und zum Teil das nordwestlich davon gelegene Mühlviertel betreffen, wird auf Störungszonen und Brüche im Südrande der Böhmisches Masse hingewiesen. V. Graber spricht von einer „förmlichen Schollenstruktur“ und E. Nowack von „kesselartigen Bruchfeldern“. Beide bringen die jungen Brüche in genetischen Zusammenhang mit der tertiären Alpenfaltung. L. Kölbl beschreibt Störungszonen im oberösterreichischen Mühlviertel und nimmt für sie postkretazisches Alter an,⁵⁾ E. Nowack gibt in seiner Abhandlung (14) eine Skizze der Bruchlinien am Südrande der Böhmisches Masse. Die Berichte H. Vettlers zur Neuaufnahme der geologischen Karte Blatt Ybbs und eigene Beobachtungen weisen auf eine noch stärkere Zerstücklung der Randzone im Arbeitsgebiete hin. H. V. Graber zeigt Quetschzonen und Flaserungsrichtungen auf. Dem Morphologen bietet sich das Bild einer Schollenstruktur. In den randlichen Einbruchsbecken kamen die marinen tertiären Sedimente zur Ablagerung. Zufolge ihrer Altersstellung müßte die Anlage der Becken vor dem Oberoligozän erfolgt sein. E. Nowack nimmt aber auch an, daß die tertiären Sedimente in einem alten Erosionsrelief zur Ablagerung kamen. Er spricht von einem in früholigozäner Zeit eingetieften und nach W bis SW gerichteten Entwässerungssystem. Durch die Abbiegung der Böhmisches Masse sei eine Riasküste entstanden. Es wäre demnach die Ablagerung der tertiären Sedimente in der Randzone einerseits abhängig von einem Bruch — andererseits von einem Erosionsrelief. Die Annahme eines Erosionsreliefs würde jedoch voraussetzen, daß die Sohlen der alten Gerinne tiefer gelegen wären als die der heutigen.

⁵⁾ Auf Grund gleichgerichteter Störungszonen weiter im W, an denen die Sedimente des Juras und der Kreide steilgestellt und überkippt sind.

Was die Verbreitung, Höhenlage und Zusammensetzung der Schotter betrifft, so läßt sich übersichtlich folgendes Bild geben: Ihre Verbreitung ist weit ausgedehnter als die geologischen Karten angeben. Auf den Riedelflächen zur Linken der Ardaggerweitung reichen die Schotter bis in 380, zur Rechten bis zu 410 m absolute Höhe. Im Durchbruche wurden Schotter zuhöchst in 310 m Höhe angetroffen. Zwischen Ybbs und Melk finden sie sich rechts des Stromes bis zu den höchsten um 340 bis 360 (380) m gelegenen Flächen, links reichen sie lokal im Gebiete des Weitenbaches bis in 500 m Höhe. Alle randlichen Ebenheiten, die höher als die angeführten liegen, entbehren, soweit Begehungen es feststellten, einer Schotterdecke. Die Zusammensetzung der Schotter ist sehr wechselnd. Eine Beziehung zwischen ihr und der Höhenlage ist nicht immer zu erkennen. Ganz allgemein läßt sich daher nur folgendes sagen, im einzelnen muß auf die Ausführungen in der Gesamtarbeit (vgl. S. 1, Fußnote 1) verwiesen werden. Die Schotter der Talsohle und die der randlichen Aufschüttungen zeigen ein frisches Aussehen. Sie sind unverfärbt, meist von mittlerer Größe, öfters werden sie von Sandstreifen durchzogen, seltener von Konglomeratbänken. Sie sind häufig bis zu zwei Dritteln aus Kalken, der Rest aus Quarzen und Massivgesteinen zusammengesetzt (vgl. Bild 1 auf Tafel I). Auf den Terrassenflächen in 30 bis 60 m relativer Höhe liegt eine Schotterdecke, deren Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern und 3 bis 4 m schwankt. Rostige Quarze überwiegen, Granite und kristalline Schiefer sind stark zersetzt, dagegen sind die selten auftretenden Kalke und Kalkmergel gut erhalten. An der Basis dieser Schotter liegen öfters große Blöcke kristalliner Massivgesteine, vereinzelt auch solche aus Dachsteinkalk (vgl. Bild 3 auf Tafel I). Eine Ausnahme von dieser Zusammensetzung machen vor allem die Schotter gleicher Höhenlage in der Ardaggerweitung, rechts des Stromes. Die bis zu 10 m mächtige Schotterdecke besteht hier nur bis zu etwa einem Drittel aus Kalken. Auch das folgende höhere System zeigt bezüglich der Schotter diesen Unterschied. Im allgemeinen tragen die über den randlichen Leisten in 300 bis 360 (380) m gelegenen Ebenheiten in bemerkenswerter Einheitlichkeit eine Quarzschotterdecke von wechselnder Mächtigkeit; vereinzelt betrug sie bis zu 10 m. Gelegentlich finden sich Hornsteine und Buntsandsteine, die auf alpine Herkunft hinweisen. Granite und kristalline Schiefer sind sehr stark verwittert und zerfallen in der Hand. Die Schotter sind überwiegend klein bis mittelgroß. Am rechten Gehänge über der Enns treten nächst der Mündung in den Strom feste Kalkkonglomerate auf. Zwischen Erlauf und Melk fanden sich an einer Stelle, anscheinend über Kiesen lagernd, in 320 m Höhe kleinkalibrige Kalkkonglomerate. In der Ardaggerweite liegen auf den rechten Gehängen in 400 bis 420 m Höhe neben überwiegenden Quarzschottern auch Kalke. Die Verschiedenheit in der Zusammensetzung von Schottern gleicher Höhenlage, wie sie uns besonders in der Ardaggerweitung entgegentritt, mag auf die Zubringer, die einerseits aus dem Massiv, andererseits aus den Alpen kamen, zurückzuführen sein. Doch treffen wir z. B. zwischen Ybbs und Erlauf über Krumnußbaum eine reine Quarzschotterdecke, in der nicht ein Stück Kalk zu finden war.

Für die Altersstellung der Terrassen und Ebenheiten über dem Strom

ergeben sich nur wenige Anhaltspunkte. Es fehlen in der Randzone Sedimente bis zum Oligozän, ferner klafft eine Lücke zwischen Burdigal und Quartär. Überdies ist die Gliederung der fluvioglazialen Ablagerungen vielfach unsicher, da die Gletscher nirgends das Vorland erreichten und ein Zusammenhang mit den anderen Teilen einer glazialen Serie fehlt. So finden wir denn auch in der Literatur und auf den geologischen Karten völlig unvereinbare Ansichten über Altersstellungen von Schottern und Terrassen. Kurz seien sie hier für die ganze Laufstrecke des Arbeitsgebietes zusammengefaßt. Grundlegend für den Versuch einer Gliederung der Terrassen des Donautales ist die Arbeit Penck-Brückners über die Alpen im Eiszeitalter (4). An sie schließen die folgenden Arbeiten meist an. Die geologischen Karten sind mit Ausnahme der Blätter Enns-Steyr und St. Pölten älteren Datums als das Werk der vorgenannten Autoren. In den „A. i. E.“⁶⁾ wird offengelassen, ob das weite Feld des Ardagger Trichters zur Niederterrasse (N. T.) gehört, denn einerseits wird angenommen, daß sich die N. T. oberhalb Enns in die Talsohle gesenkt habe, andererseits die Vermutung ausgesprochen, daß die Weite der N. T. angehöre. Als N. T. der Enns wird das donanahe Wagramer Feld angeführt. Das geologische Spezialkartenblatt Enns-Steyr rechnet dieses gleichfalls zur N. T., kartiert jedoch die ganze Fläche der Ardaggerweite als Alluvium. In den A. i. E. wird noch die N. T. der Ybbs erwähnt. Für die Strecke Ardagger—Melk fehlen in der Literatur genauere Angaben über die Altersstellung der niedriggelegenen Leisten und der Talsohlenstücke. Die geologische Karte Blatt Ybbs gibt hier Alluvium an. Was die Hochterrasse (H. T.) betrifft, so finden sich noch spärlichere Angaben. Penck zählt ihr die Terrasse zu, die die Stadt Enns trägt (280 [41] m). Unterhalb Enns ist nach ihm „im Trichter“ der zur „Greiner Donauenge“ führt, die H. T. nicht aufgefunden worden. Die geologische Karte (Blatt Enns-Steyr) weist ein einziges Vorkommen von H. T. links des Stromes aus (270 bis 290 [42 bis 62] m). Für die Durchbruchstrecke fehlen Angaben in der Literatur und in den Karten. Am Ausgange der Enge stellt R. Hödl (3) die Felsstufe, die Schloß Persenbeug (244 [29] m) trägt, zur H. T., ferner wird ihr noch von Penck und Hödl die Terrasse rechts der Erlaufmündung (230 bis 240 [20 bis 30] m) zugerechnet. Im Ybbstale verschwindet nach Penck die H. T. unterhalb Amstettens. Nach ihm ist die jüngere Decke (J. D.) bei und unterhalb Stadt Enns nicht feststellbar. Auch die geologischen Karten weisen am Strome keine Ablagerungen dieses Alters aus. Wohl aber werden die Schotter, die am Fuße der Sandsteinzone von der Enns zur Ybbs ziehen, der J. D. zugezählt. Hödl stellt die Terrassenfläche, die Schloß Wallsee trägt (275 [54] m), und die hohe Scheibe über Persenbeug (250 bis 290 [35 bis 75] m) in dieses Niveau. Zahlreich, aber sehr widersprechend sind die Angaben über die ältere Decke (Ä. D.). Nach Penck liegt zwischen Linz und Wallsee die Ä. D. allenthalben hoch über dem Strom. Da Untersuchungen über ihre Höhenlage im Raume der Enns fehlten, wird auf Grund ihres Gefälles an der Enns eine Höhe von 300 bis 310 m angenommen. Jenseits des Stromes entspräche nach Penck „die Felsterrasse der Steinbruchleiten über Mauthausen (Kote 303, Kote 312)“ dem Niveau der Ä. D. Ebenso wird ihm das Breitfeld rechts der Enns (um 300 m)

⁶⁾ A. i. E. = Alpen im Eiszeitalter.

zugerechnet. Die Sohle der Schotter wird hier in 62 m relativer Höhe angenommen. Gleichfalls der Ä. D. werden die Schotter der Terrassenfläche von Wallsee gezählt (290 bis 300 [60 bis 70 m]). Dann fehlen in den A. i. E. Angaben über die Ä. D. bis zur Ybbsmündung. Die Schotter am Alpenrande zwischen Enns und Ybbs stellt Penck zur Ä. D. Jenseits der Ybbs treten diese Schotter in der Ulmerfeld-Schönbichler-Platte wieder auf. Ybbsabwärts werden kleine Ausbisse bei Blindenmarkt erwähnt. Die Schotter des Taborberges über Ybbs werden gleichfalls der Ä. D. zugerechnet; auch die Terrassenfläche über Persenbeug wird zu ihr gestellt. Stromab werden ihr zugerechnet die Felsterrasse bei Weitenegg und die Schotter des Nordabfalles des Hochstraßberges (250 bis 260 [40 bis 50] m) und die „auf der Höhe der Terrasse, auf welcher sich das imposante Stift Melk erhebt“. Hödl schließt sich Penck an. Er erwähnt noch die Fläche um Sindelburg (300 bis 309 [70 bis 80] m), dann Spuren von Ä. D. beiderseits der Ybbs. Im Gegensatze zu Penck teilt er die Terrasse von Wallsee und die über Persenbeug der J. D. zu. Die Terrasse, die sich von Marbach bis in die Wachau erstreckt, gehört nach ihm „hauptsächlich“ zur Ä. D. In dem Führer zu den „Glazialexkursionen in die Ostalpen“ wird sie als präglazialer Talboden angesprochen. H. Vettors stellt im Anschluß an die Literatur die Schotter der Terrassenfläche über Ardagger zur Ä. D., sie liegen etwa 70 m über dem Strom. Beiderseits des Stromes finden wir auf Blatt Enns-Steyr der geologischen Karte Ä. D. kartiert, links bis in 429 m absoluter, fast 200 m relativer Höhe, rechts bis in 390 m absoluter, 150 m relativer Höhe. Ebenso sind ältere Deckenschotter zwischen Enns und Ybbs nördlich der J. D. angegeben. Auf dem im Osten anschließenden Kartenblatt Ybbs sind keine Diluvialschotter in höheren Lagen verzeichnet. Dagegen finden wir auf Blatt Steyregg Diluvialschotter ohne Gliederung in 300 bis 340 (80 bis 100) m Höhe angegeben. Als präglazial werden in den A. i. E. die Quarzschotter auf der Höhe des Hochstraßberges (320 [100] m) und die des Wachtberges (286 [80] m) angesprochen. Hier wird eine spärliche Beimischung von Kalken erwähnt. Hödl (3) stellt alle Schotter und Ebenheiten, die um mehr als 60 m den Flußspiegel überragen, in das Tertiär. Er führt Ebenheiten an in 100 bis 110 m relativer Höhe um Strengberg, zwischen Ybbs und Melk — hier werden auch noch solche in 130 bis 180 m Höhenlage erwähnt —, ferner in 150 bis 170 m Höhe um Öd und in 150 m östlich des Hengstberges. Die geologische Karte, Blatt Enns-Steyr, kartiert rechts des Stromes oberoligozäne Schotter in 380 bis 420 (150 bis 190) m Höhe. Nach Blatt Ybbs bestünde die Terrasse über Persenbeug-Gottsdorf aus Belvedere-schottern. Gleiche Schotter gibt die Karte auf der Fläche südlich Auratsberg und auf dem Reitherfeld über Klein-Pöchlarn an.

Abweichend von Penck gliedert O. Ampferer (39) die Terrassen im Enns- und Ybbstale. Er unterscheidet nur zwei Terrassen und nennt sie Nieder- und Hochterrasse. Den Versuch Pencks, im Ennstal auf Grund einzelner lokaler Niveauunterschiede auch noch Deckenschotter zu unterscheiden, bezeichnet er bei einem derart tiefen und mannigfaltigen Gebilde, wie es die H. T. darstellt, als aussichtslos. Es ergeben sich nach Ampferer für eine solche Gliederung keine petrographischen und geologischen Unterschiede. Er erklärt die lokal auftretenden, unterschiedlichen Niveaus als Erosionsstufen der Enns

und spricht N. T. und H. T. als einheitliche Flußaufschüttungen an. Eine Ableitung dieser Terrassen von den Endmoränen des Ennsgletschers oder den gleichaltrigen des Gesäusegletschers hält er für völlig ausgeschlossen. H. T. und N. T. ziehen nach ihm unter den angeblich zugehörigen Endmoränen hindurch und wären daher ältere Flußaufschüttungen. Auf Grund der Verschüttung von Talzügen zwischen Enns und Ybbs in der Breite von Weyr wird zur Zeit der H.-T.-Bildung ein gewaltiges, zusammenhängendes Aufschüttungsfeld zwischen Enns und Ybbs angenommen. Bohrungen, die an der unteren Enns erfolgten, ließen nach Ampferer den schrittweisen Übergang von fast unverbundenen H.-T.- und N.-T.-Schottern in festverklittete Konglomerate erkennen. Die N. T. erscheint deutlich in verschiedene Einschneidestufen zerlegt, sie stellt eine einheitliche Aufschüttung dar. Nach Ampferer ist es also denkbar, daß man mit zwei großen, zeitlich weit getrennten Aufschüttungen, welche beide durch eine lokal wechselnde Zahl von Einschneidestufen gegliedert würden, das Auslangen findet. Diese Erosionsstufen hätten im Vorlande Raum zur Entfaltung gefunden, in den engen Gebirgstälern aber nicht, oder sie seien hier durch jüngeres Einschneiden zerstört worden. Nach Ampferer stellen diese Großaufschüttungen sowohl im Innern der Alpen sowie im Vorlande Erscheinungen dar, die keineswegs unbedingt mit den Vergletscherungen zusammenhängen, sondern wahrscheinlich mit tektonischen Bewegungen verknüpft sind. Bei Ampferer bleibt es im Mündungsraume der Enns und nur dieser sei hier berücksichtigt, unklar, wie hoch er seine H. T. reichen läßt. Er spricht von einem Niveauunterschied von 20 m. Dieser entspräche dem Unterschiede zwischen der N. T. und H. T. Pencks. Wohin stellt Ampferer die höheren Stufen? Er weist doch anderseits auf die Vier- und Mehrstufigkeit im Vorlande hin und somit schließt er die höheren Niveaus Pencks in seine H. T. ein. 20 m wäre dann nur der Unterschied zwischen der N. T. und der untersten Stufe der H. T. Ampferers.

Diese Übersicht zeigt, daß die Beobachtungen über die Terrassen in dieser Strecke des Donautales sehr spärlich sind und die Angaben über ihre Altersstellung sich vielfach widersprechen. Ein allgemeines System für die Terrassen am Strom und an den südlichen Nebenflüssen versucht Hödl (3) zu geben. Er nimmt im Anschluß an Penck vier Terrassen an mit folgenden relativen Höhenlagen: N. T. 10 bis 20 m, H. T. 20 bis 30 m, J. D. 30 bis 40 m, Ä. D. 40 bis 60 m. Eine Berechtigung, zwei Systeme zu unterscheiden, liegt aber nur dann vor, wenn sie durch eine deutliche Stufe geschieden sind, bei Hödl trifft dies nur bezüglich der N. T. zu. An der oberösterreichischen Grenze muß Hödl sein System aufgeben, nach ihm liegen hier alle vier Terrassen höher als in Niederösterreich, und zwar stellt er die 40 m hohe Terrasse, die die Stadt Enns trägt, zur H. T.

Wie weit lassen sich die eigenen Beobachtungen mit diesen Gliederungen vereinen? Die tiefgelegene Fläche des Niveaus I, die eine Entwicklung von schmaler Sohlenleiste bis zur breiten Stromebene zeigt, liegt von wenigen bis zu 20 m über 0-Wasser. Eine Trennung der tieferen Flächenteile, die noch bisweilen unter der Einwirkung des rezenten Stromes stehen, von den höheren ist selten möglich, da sie allmählich ineinander übergehen oder nur kleine Stu-

fungen von 2 bis 3 m Höhe vorhanden sind. Nur selten setzt ein höherer Steilhang gegen den Strom ab. Nur hier kann man von einer Terrasse sprechen. Meist liegt eine Schotteraufschüttung vor, deren Liegendes nicht erschlossen ist. In den Engen finden sich auch Felsleisten. Gemeinsam ist allen Flächen das Fehlen einer Lößdecke. Einige Anhaltspunkte für die Altersstellung dieses Niveaus lassen sich vielleicht an der Terrassengliederung der Alpenflüsse gewinnen. An der Enns wird das gegen den Strom vorstoßende Wagramer Feld sowohl in der Literatur wie auf den geologischen Karten als N. T. angesprochen. Die Fläche, die in sich wieder getrepppt ist, liegt stromnahe in 250 bis 260 (10 bis 20) Meter Höhe. An der Ybbsmündung ist in der Terrasse von Unterhaus ein Flächenstück erhalten, das 220 bis 230 (5 bis 15) m hoch gelegen ist; gleiche Höhenlage zeigt die Ybbs-Scheibe. Es ist also wahrscheinlich, daß in den Weiten eine Aufschüttung aus der letzten Eiszeit in der Folge durch Lateral- und Tiefenerosion zerschnitten wurde. Teile des Systems I dürften sich demnach mit der N. T. decken, doch ist eine Scheidung von jüngeren Formen selten möglich.

Über System I und, wo es fehlt, unmittelbar über dem Strom, liegen, wie schon erwähnt, durch einen Steilhang getrennt, System II und III. II liegt 30 bis 40 m über dem Strom und ist nur in spärlichen Leisten und kleinen Flächen erhalten. Es ist nicht immer von dem gut entwickelten und mit seiner Hauptfläche 45 bis 55 m über dem Strom gelegenen System III zu trennen. Durchwegs liegt eine Erosionsterrasse vor, ihre Schotterdecke ist gering. Nur an ganz wenigen Stellen wird der Terrassenhang von einer Schotteraufschüttung gebildet. Bisweilen verhüllt eine mächtige Lößdecke die randliche Felsstufe (vgl. Bild 4 auf Tafel I). Es ist nun die Frage, zu welchen Stufen der Gliederung Penck-Brückners diese Niveaus gehören. Die Angaben über H. T. und J. D. im Donautale sind in der Literatur und auf den geologischen Karten so spärlich und unsicher, daß man von einer Berechtigung, sie zu trennen, nicht sprechen kann. Die Angaben über die Ä. D. sind zwar reichlicher, doch sehr widersprechend. Wenn in den A. i. E. angenommen wird, daß die „Fels-terrasse“ von Mauthausen 303 bis 312 (65 bis 74 m) hoch gelegen sei und dieses Niveau dem Deckenschotter entspräche, so ergaben die Messungen, daß die Felskante von Mauthausen bis Weitenegg durchwegs eine Höhenlage von 30 bis 45 m über dem Strom aufweist und ein Konvergieren zwischen Strom und Schottersohle nicht besteht. Ein solches wird von Penck daraus gefolgert, daß einerseits die Deckenschotter bei Mauthausen 65 bis 74 m über dem Strome, bei Melk jedoch nur 30 m darüber lägen (Hödl gibt hier die Höhenlage der Schotter mit 40 m relativer Höhe an, die geologische Karte, Blatt St. Pölten, kartiert über Melk in 245 bis 260 (40 bis 55) m Höhe Quartärschotter). Die älteren Deckenschotter würden sich nach Penck „in der Enge des Greiner Struden und zwischen Ybbs und Melk rascher senken als weiter oberhalb“. Im Widerspruch dazu werden aber die 60 m über dem Strom liegenden Schotter des Taborberges bei Ybbs zur Ä. D. gestellt und ebenso die Schotter am Nordabhange des Hochstraßberges unweit Melks. Für sie wird eine Höhenlage von 250 bis 260 m angegeben, sie liegen demnach 40 bis 50 m über dem Strome. Die in den A. i. E. aus der ungleich hohen Lage der Deckenschotter gefolgerte Annahme

einer jungen Aufwölbung der Böhmisches Masse oberhalb Melks um einen Betrag von 30 bis 40 m besteht nicht zu Recht. Hödl schließt sich, wie im Vorgehenden gezeigt wurde, im wesentlichen Penck an. Nichts berechtigt aber dazu, eine J. D. auszuscheiden, wie es Hödl versucht. Die Terrassenfläche, die über Schloß Persenbeug östlich bis zum Rehberg zieht, liegt mit ihrer Hauptfläche 50 bis 60 m über dem Strom, ihre Einstellung zur J. D. steht im Widerspruch zu Hödls eigenem System. Hödl rechnet im Gegensatz zu Penck die Fläche, die Schloß Wallsee trägt, zur J. D. und erst die darüberliegende Fläche um Sindelburg 300 bis 310 (72 bis 82) m zur Ä. D.

Völlig abweichend von diesen Auffassungen, zufolge derer die Ä. D. 30 bis 60 m, in der Ardaggerweiterung 60 bis 80 m über dem Strome läge, ist die Darstellung der Ä. D. auf der geologischen Karte, Blatt Enns-Steyr. Hier reichen die älteren Deckenschotter rechts des Stromes bis in 150, links bis in 200 m relativer Höhe! Ein Gefälle der Deckenschotter vom Alpenrande gegen N ist damit unvereinbar. J. D. ist auf der Karte nur am Alpenrande zwischen Enns und Ybbs ausgeschieden. Diese Schotter werden von Penck zur Ä. D. gestellt. Es ist fraglich, ob diese Kartierung der J. D. berechtigt ist. Links der Enns liegt die J. D. in 360 bis 370 m Höhe, rechts sind jüngere Deckenschotter auf der Karte an der Straße Steyr—Seitenstetten in 387 und 388 m Höhe angegeben. Der nördlich davon anschließende ältere Deckenschotter liegt nur 375 bis 381 m hoch. In der Höhenlage scheint sich also kein Anhaltspunkt für eine Gliederung zu finden und die Schotterzusammensetzung dürfte gleichfalls diese Trennung nicht rechtfertigen.

Die Angaben über die Höhenlagen der präglazialen Schotter sind, worauf schon hingewiesen wurde, ebenfalls sehr unterschiedlich. In den A. i. E. werden zwei Vorkommen nächst Melk angeführt, sie liegen 80 bis 100 m über dem Strom. Hödl, der sonst, wie schon erwähnt, alle Terrassen, die mehr als 60 m relative Höhe haben, in das Tertiär stellt, rechnet in der Ardaggerweite erst die Ebenheiten ab 100 m relativer Höhe diesem zu. Auf der geologischen Karte, Blatt Enns-Steyr, sind oberpliozäne Schotter rechts des Stromes in 150 bis 190 m relativer Höhe kartiert. Gleiche Höhe erreicht nach dieser Karte die Ä. D. auch links des Stromes. Das im Osten anschließende Blatt der geologischen Karte gibt Belvedereschotter in 250 bis 290 (35 bis 75) m und 310 bis 340 (100 bis 130) m Höhe an. Die erste Angabe ist wohl nicht nur bezüglich der Ausdehnung — die Schotter liegen nur randlich, und zwar in etwa 35 m relativer Höhe — eine Fehlkartierung. Für die Altersstellung der höheren Systeme ergeben sich mangels einer Sedimentdecke keine Anhaltspunkte. Bei einem Versuch, die Systeme in die Gliederung Pencks einzufügen, ergibt sich, daß möglicherweise Teile des Systems I der N. T., System II der H. T. und System III der Ä. D. zugezählt werden könnten. Das „Vorlandsystem“ dürfte in das Pliozän zu stellen sein.

Die Entstehung des Donautales.

Wie weit lassen sich die Beobachtungen im Arbeitsgebiete mit den bestehenden Anschauungen über die Entstehung des Donautales am Massivrand in Einklang bringen? Mit der Teilstrecke Ardagger—Persenbeug beschäftigt

sich Diwald (6). Er versucht, die Lehre seiner Eintiefungsfolgen auf den Strudengau zu übertragen und durch sie die Talengen, Talweiten und Gefällsteilen der Durchbruchsstrecke zu erklären. Seine wichtigsten Annahmen und Folgerungen sind etwa folgende: Gesteinsunterschiede haben im Strudengau keinen Einfluß auf die Talgestaltung. „Zwischen Lockerbildungen stromab und -auf liegt der Granit des Strudengaus wie eine harte Schwelle quer über die Rinne, an der die Donau arbeitet.“ Durch ein von unten heraufschreitendes Eintiefen folgte der Strom rasch dem sinkenden Meere im Lockerboden, langsamer in der querenden Schwelle. Diese trennte somit zwei Laufstrecken, „eine noch hochliegende oberhalb und eine bereits tiefgebrachte unterhalb“. Der Übergang vom „Lockerboden“ auf die Schwelle erfolgte zufolge großer Wassermasse und starkem Gefälle nicht in einer Stufe oder in Stromschnellen, sondern in einer engen, gefällsstarken Strecke. Ein Rest der früher vielleicht vorhanden gewesenen Stufenhöhe hält sich oberhalb Strudens und unterhalb Greins, „bis wohin der ursprüngliche Gefällsknick am Übergange vom Locker- zum Felsboden zurückgewichen ist“. Aber nicht nur der Lockerboden unterhalb, sondern auch der oberhalb der Enge übt auf sie einen bedeutenden Einfluß aus. Da im Lockerboden das höhere Gelände fehlt, so wird die überschüssige Kraft zum Verbreitern des Tales verwendet, zunächst im Lockerboden, dann aber reicht die Verbreiterung auch talab in den felsigen Talteil. Das obere Ende des felsigen Teiles ist dadurch immer breiter, als es dem Gesteinswiderstand entspräche. Das zeigt die Talbreite von Grein und die bei Melk. Diwald führt Leisten und Terrassen am Strom an, die Zahlen sind durchwegs der Karte 1 : 25.000 entnommen, Profile fehlen. Er nimmt ferner eine Hebung im Gebiete der Donau-strecke Ybbs—St. Nicolai an und schließt sie aus der hier besonders starken Verengung des Donautales, der fast völligen Gliederungslosigkeit der Hänge und dem Aussetzen der Leisten gerade in der engsten Strecke. Auch wird der Anstieg einer Leiste gegen diesen engsten Teil angeführt. Durch diese Hebung sei auch „die ungewöhnlich große Weitung oberhalb Struden noch näher erklärt: Die von oben kommende Verbreiterung des Tales staute sich an der hebenden Scholle“.

Zu diesen Ausführungen Diwalds sei bemerkt: Die angenommene Gesteinsgleichheit der Durchbruchsstrecke besteht nicht, einerseits quert die Granit-Gneis-Grenze den Strom, andererseits zeigt der Granit verschiedene Ausbildung und Widerständigkeit. Die Tektonik der Randzone findet bei Diwald keinerlei Berücksichtigung. Unverständlich ist, wie er von einer vom Lockerboden talab übergreifenden Talverbreiterung sprechen und sie als einen regelmäßigen Ablauf der Formentwicklung ansehen kann. Zwischen Dornach und Ardagger erfolgt eine Einengung, bei Winkling eine Weitung und dann abermals eine Enge bis vor Grein. Daß die Weitungen von Grein und bei Melk tektonisch bedingt sind, daran ist wohl nicht zu zweifeln. Weder dort noch hier geschieht des Auftretens von Tertiär bei Diwald Erwähnung. Seine Behauptung, daß das obere Ende eines felsigen Tales immer breiter sei als dem Gesteinswiderstand entspräche, ist aus den von ihm in der Laufstrecke angeführten Beispielen nicht zu erweisen. Was das Hinaufwandern einer Stufe betrifft, so ist Diwalds Annahme schwer vorstellbar. In welcher Höhe erfolgte die Anlage? Wie ist ein

rascheres Eintiefen im Lockerboden unterhalb der Schwelle erklärbar, da doch der Beginn der felsigen Wachauer Enge die lokale Erosionsbasis für die oberhalb gelegene Laufstrecke bildet? Der Lockerboden konnte hier wohl zu einer Talverbreiterung durch Lateralerosion führen, nicht aber zu einer Tieferlegung der Bettschle. Diese Talverbreiterung kann sich stromauf fortsetzen und so könnten die breiten Sohlenleisten bei Donaadorf und Weins ihre Erklärung finden, es könnte hier aber auch die Umbiegungszone der kristallinen Schiefer (13) die größere Talbreite bedingen, vielleicht wirken beide Faktoren zusammen. Die von Diwald gefolgerte gefällsstarke Strecke besteht nicht, man findet im Gegenteil zwischen Ybbs und Struden den geringsten Gefällswert. Es sei noch erwähnt, daß die Berechnung des Unterschiedes der Höhenlage der beiden Lockerböden oberhalb und unterhalb der Schwelle unrichtig ist. Diwald errechnet den Unterschied mit 21 m, er nimmt bei Ybbs einen Wert von 215 m an, dieser entspricht dem 0-Wasser, bei Winkling einen solchen von 236 m, damit dürfte die Hangflächengrenze der Leiste gemeint sein, das 0-Wasser liegt hier bei 223 m. Die Werte Diwalds sind somit nicht miteinander vergleichbar. Der Unterschied der 0-Wasserstände beträgt 8 m, der Unterschied der Hangflächengrenze 10 bis 15 m. Die Folgerungen, die Diwald aus der großen Höhendifferenz der Lockerböden bezüglich der Talgestaltung des Strudengauges gegenüber der der Wachau zieht, entbehren somit einer realen Grundlage. Diwald nimmt weiters eine Hebung im Raume der Talstrecke Ybbs—St. Nicolai an, der Anstieg einer Leiste gegen den engsten Teil dieser Laufstrecke ist aber nicht feststellbar. Er schließt aber auch auf eine Hebung aus der Enge des Tales und meint, daß die von oben kommende Verbreiterung sich an der hebenden Scholle staute. Daß ein Abwärtswandern einer Weitung vom Lockerboden her nicht erfolgt sein kann, darauf wurde schon hingewiesen. Es wäre nun vorstellbar, daß oberhalb einer Hebung Aufschotterung stattfindet und Lateralerosion einsetzt, so könnte also die Weite oberhalb Strudens auf diese Weise ihre Erklärung finden. Die gleiche Höhenlage des Hauptterrassensystems spricht aber gegen eine partielle Hebung in der Durchbruchsstrecke. Überdies fehlt eine Schotterdecke oberhalb Strudens. Wahrscheinlich hängt die Weite oberhalb Strudens mit der tektonischen Anlage der Greiner Bucht zusammen. Die Entstehung der Stromschnellen im Kanal findet möglicherweise ihre Erklärung in folgenden Ursachen: Zunächst in der Stromteilung. Dem technischen Berichte zu den Entwürfen für die Ausgestaltung der oberösterreichischen Donau als Großschiffahrtsstraße, verfaßt von der Statthalterei Linz, Oktober 1918, ist folgendes zu entnehmen: Bohrungen auf der Insel Wörth in der Richtung zum Hößgang ergaben, daß bis zu einer Bohrtiefe von 3·2 m unter 0-Wasser kein gewachsener Fels vorhanden ist. Letten, Schotter, Konglomerate und Sande lassen die Verbauung einer breiten Stromrinne erkennen. Somit ist erwiesen, daß die Hauptwassermasse des Stromes früher ihren Weg in der Richtung des Hößganges nahm. Das Rechtsdrängen des Stromes bei Grein bewirkte ein Schwingen des Stromstriches gegen den Sporn der Mahrterrasse und weiterhin gegen den Kanal, der Hößgang wurde verbaut. Die Stromgabelung vermindert nun an und für sich die Erosionsleistung durch Teilung der Wassermenge. Bei Hochwasser kommt auch heute dem Kanal nicht die volle Erosionskraft zugute wie den ober- und unterhalb

gelegenen Laufstrecken. Überdies konnte nachgewiesen werden, daß mehrere Meter breite Gänge eines feinkörnigen, von Quarzadern durchzogenen Gesteins (Aplit?) im grobporphyrischen Granit auftreten, so daß vermutlich die Sohlengestaltung im Strudel auch petrographisch bedingt erscheint. Der Strudel ist seiner Entstehung nach nicht „der von Ybbs gewanderte Gefällsbruch“ und der Hößgang ist keine „von oben her“ geschaffene Form, wie Diwald annimmt.

In einer Reihe von Veröffentlichungen, die zeitlich 20 Jahre auseinanderliegen, beschäftigt sich Graber mit petrographischen, geologischen und morphologischen Fragen, die den Südrand der Böhmisches Masse und die Entstehung des Donautales, vorzüglich des oberösterreichischen, zum Gegenstand haben (19, 20a, 20b, 20c). Der bedeutende Zeitabschnitt zwischen den Publikationen bringt es mit sich, daß Graber seine Ansichten im Laufe der Zeit wesentlich änderte. In seiner Arbeit aus dem Jahre 1902/03 stellt er die Entwicklung des Mühlviertels und des Donautales von Pleinting bis Wien für die jüngere geologische Zeit in großen Zügen folgendermaßen dar: Die Ausgestaltung der Böhmisches Masse zu ihren jetzigen Umrissen und die Entstehung der randlichen Bruchfelder wird mit der letzten bedeutenden Alpenfaltung, die in das Ende des Eozäns gestellt wird, in Zusammenhang gebracht. Das Alpenvorland war eine mehrere hundert Meter tiefe, vom neogenen Mittelmeer erfüllte „Kluft“, in der Schlier und Sande zur Ablagerung kamen. Das Mühlviertel lag damals bedeutend höher als heute. Das Meer stieg und griff schließlich über den Rand des durch Erhöhung der Erosionsbasis eingeebneten Massivsockels. Auf diese Transgression des Meeres der ersten Mediterranstufe folgte ein Rückzug. Das ganze Land südlich des Böhmer Waldes erscheint nun als eingeebnete Landoberfläche, als schiefe Denudationsplatte, auf der nun eine neue Talbildung einsetzt. Hierbei wurden die Störungsregionen vergangener Zeiten für Richtung und Form der Täler bestimmend. In dieser Zeit erfolgt auch die Anlage der Donau, sie folgt von Pleinting bis in das Tullner Feld nicht einzelnen Quetschzonen, wohl aber ist der ganze Südfuß der Böhmisches Masse stark verworfen. Am Ausgange des Tertiärs hatte der Strom bereits tief erodiert. Die Vorstöße der schuttbeladenen glazialen Zuflüsse bewirkten mächtige Schotterablagerungen. In einer späteren Arbeit (20a) weist Graber auf einen vormiozänen Zyklus am Südrande der Böhmisches Masse hin. Die Tektonik hätte Denudation und Erosion begünstigt. So wäre z. B. die 600 m hoch gelegene Talung Donautal—Schlögen—Fattingsenke entstanden. Er baut in diesem Aufsatz seine Anschauungen über die Anlage des Talsystems nach der Burdigaltransgression weiter aus. Die marine und fluviatile Zuschüttung hätte nicht alle Unebenheiten ausgeglichen, das Zuschüttungsrelief sei nur eine „flachere Abbildung der alten Landoberfläche“ gewesen. In dem nachmiozänen Zyklus hätte sich der Gebirgsbau als „Retikular tektonik“ ausgewirkt. Er nimmt daher an, „daß das heutige Relief des Grundgebirges zweifellos subtektonisch ist, d. h. ein Denudations- und Erosionsbild tektonischer Linearstrukturen“. Eine „zufällige“ Epigenese auf einer Hochschotterfläche lehnt er ab, da ja die einzelnen Talstücke von der Retikular tektonik abhängig erscheinen. Die rasche Eintiefung des nachmiozänen Stromes wird auf eine epirogenetische Hebung Mitteleuropas zurückgeführt. In seiner Arbeit „Der herzynische Donaubruch“ (19) nimmt Graber in Über-

einstimmung mit anderen Autoren ein miozänes Alter der Randbrüche an und glaubt, daß sich seit dem Miozän keine größeren tektonischen Vorgänge mehr ereignet haben. Er folgert diese Annahme aus der ungestörten Lagerung einer altmiozänen Austerbank. Auch hier vermutet er, daß „die randliche Zerschneidung des Herzyns“ in Gefolgschaft jüngerer Orogenesen auftrete, die in der Zeit zwischen Kreide und Miozän, wahrscheinlich im jüngeren Oligozän erfolgten. Damit schließt er an die Ansichten E. Nowacks (9) an. Graber glaubt, daß wahrscheinlich die 500 m Isohypse das Niveau der höchsten miozänen Strandlinie kennzeichne. Das marine Miozän reicht nach seinen Angaben in Bayern und Österreich am Massivrande nicht höher als in 440 m absolute Höhe. Die Donau zwischen Vilshofen und Aschach besitzt nach Graber keinen epigenetischen Charakter, der Strom hat vielmehr im „wesentlichen das vormiozäne posttektonische Gerinne bewahrt“. Er vertritt auch in dieser Arbeit die Anschauung, daß das ablaufende Miozänmeer eine schräge Abrasionsplatte hinterließ, auf der „die Urdonau ihre Schotter austreute“. Diese „Augensteine“ liegen bei Waldkirchen 600 m hoch. In diese Höhe seien die Schotter im Pliozän gehoben worden. Die Folge dieser pliozänen Massivhebung wäre die Erosion des Donaucañons gewesen, der schon im Diluvium seine heutige Tiefe erreicht hätte.

Wesentlich abweichend von Graber versucht W. Klüpfel die Entstehung des Donautales zu deuten. In seiner Veröffentlichung „Über Reliefmorphogenie und zyklische Landschaftsgeneration“ (41) kommt er zu seinen Folgerungen wohl hauptsächlich auf Grund von Studien des Donaulaufes in der Schwäbisch-Fränkischen Alb, in seinem Vortrag, den er auf der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1928 in Wien hielt, wurde der Massivdonau ausführlicher gedacht. Über die Entwicklung des Südrandes der Böhmisches Masse und über die Entstehung des Donautales in diesem Raume vertritt er folgende Anschauungen: Im Präaquitan war das Böhmisches Massiv eine flachwellige Penepplain mit wenigen größeren Flachtälern. Bei einem erneuten Niederbruch der Randzone kam es zu zahlreichen Beckeneinbrüchen. Unter anderen werden hier die Becken von Linz, Ybbs und Melk angeführt. Den steilen Bruchrand gliederten viele kurze und tiefe Randtäler. Diese Buchten wurden alsdann mit limnischen und marinen Sedimenten erfüllt und wiederholt wieder ausgewaschen. Im Burdigal sank das ganze randliche Relief in Form einer Riasküste unter den Meeresspiegel, wobei es zur Ausbildung einer oft deutlichen Kliffzone kam. Der ganze Rand des Massivs wird im Tertiär von „Expansion“ und „Rektion“ beherrscht. Darunter wird eine „pulsierende Vergrößerung und Verkleinerung der Wölbungen auf Kosten, bzw. zugunsten des Vorlandes mit wechselnden Re- und Transgressionen“ verstanden. Diese Bewegungen, die die allgemeine Hebung und Senkung überlagern, sind gesetzmäßig für die Kinetik an der Randzone zwischen Hebungs- und Senkungsfeld und lassen sich am Massivrande durch eine Reihe charakteristischer Erscheinungen wie Erosionsdiskordanzen, Bruchphasen und ältere Sedimentrelikte (Schlierschollen) nachweisen. Mit den Alpen haben diese Bewegungen nichts zu tun. Im Mittelmiozän erfolgte die Regression des Burdigalmeeres, ohne daß es hier zur Erhaltung eines selbständigen Reliefs gekommen wäre. Im Obermiozän treten weitere Reliefgenerationen ein, die aber durch spätere Hebungen wieder zerstört wurden.

Erneute Beckeneinbrüche im Massiv erfolgten in postsarmatischer Zeit. (Im Arbeitsgebiet ist der Beckeneinbruch bei Gallneukirchen und der Grabenbruch bei Melk erwähnt.) Die Verwerfungen besitzen mehrere hundert Meter Sprunghöhe. Bei Grein wurden steil gestellte Braunkohlen auf Granit angetroffen. Im Donautale selbst fehlt das Tertiär gänzlich, ja der Donaulauf meidet sogar die Bruchfelder oder verläuft tangential dazu. Von der Existenz eines tertiären, später exhumierten Urtales der Massivdonau kann also keine Rede sein. Aber selbst für das ältere Pliozän läßt sich ein Donaulauf nicht nachweisen. Lange, flache Plateautäler sprechen für ein selbständiges, vordanubisches Talsystem. Zum Teile kollidieren diese Täler mit den präaquitänen, sie folgen dem Streichen des Fundamentes oder Störungszonen und streben den Tertiärbecken zu. Durch epigenetische Laufänderungen, nicht durch rückschreitende Erosion, wurden diese Flußläufe zerschnitten und zum jüngeren Donautal abgelenkt (Beispiele für dieses altpliozäne Talsystem werden im Arbeitsgebiete nicht angeführt). Erst mit der durch die Hebung der Alpen episodisch einsetzenden Aufschotterung des Pliozäns bildete sich dann die breite, noch weit nördlich des Donautales verfolgbare Schotterebene heraus, welche von zahlreichen Wasserläufen durchströmt war. Diese Schotterebene bildete die Basisfläche für den in der Folgezeit sich in das aufsteigende Massiv eingetieften, epigenetischen Donaulauf. Ohne jede Rücksicht auf die tiefgegrabenen Reliefs im Untergrunde hat sich die Donau ihr neues Tal geschaffen, häufig alte Wasserscheiden und Felsriegel durchschneidend. Wiederauflebende Störungen mögen sich auf der Schotterebene abgebildet und so den Lauf im Streichen des begrabenen Fundamentes verursacht haben. Der heutige Donaulauf, abgesehen von der altangelegten und exhumierten Altdonau, ist ein Geschenk der Alpen. Er entstand im jungen Alt- oder im Mittelpliozän, dabei wurden die exhumierten Teile durch jugendliche, epigenetische Talstrecken zu einem einheitlichen Stromsystem verschweißt. Soweit Klüpfel.

Im folgenden sei nun, soweit dies vom Arbeitsgebiet aus möglich ist, zu den Anschauungen über die Entstehung des Donautales Stellung genommen. Der Verlauf des Tales in den Durchbruchsstrecken, der in bezug auf die heutige Reliefgestaltung widersinnig erscheint, hat, wie dargelegt wurde, sehr unterschiedliche Erklärungen gefunden. Die Schwierigkeit der Deutung liegt vor allem in dem Mangel jüngerer mariner, tertiärer Ablagerungen, dadurch fehlen stratigraphische Anhaltspunkte. Die obersten Schichten der Randzone gehören dem Aquitan und Burdigal an. Diese Ablagerungen reichen einerseits in absolute Höhen von etwa 400 m, anderseits in bedeutende Tiefen. Bohrungen haben erwiesen, daß das Vorland im Oligozän und Untermiozän eine typische Geosynklinale mit andauernder Senkungstendenz war. Nicht nur das Alpengebirge, auch die Böhmisches Masse muß in dieser Zeit, wie aus den korrelierten Sedimenten gefolgert werden kann, ein recht geringes Relief besessen haben. In den randlich auftretenden Melker Sanden finden sich nur selten Schotterschnüre von geringer Korngröße. Die Annahme Klüpfels, daß die Böhmisches Masse im Präaquitän eine Peneplain war, findet darin eine Stütze. Anderseits weist aber E. Nowack (14) darauf hin, daß die Melker Sande in einem zerrissenen und vielgestaltigen Relief zur Ablagerung kamen. Er nimmt eine früholigozäne Erosionsphase an, die ein tief eingenagtes Entwässerungssystem geschaffen

hätte, das später durch Abbiegung ertrunken sei. Mit dieser Flexur seien Brüche Hand in Hand gegangen. Ein derart gestaltetes präaquitanes Flußsystem ist mit der Vorstellung einer Peneplain unvereinbar. Dieses Flußsystem ist auch keineswegs erwiesen. Nowack weist selbst darauf hin, daß die Exhumierung der alten Landoberfläche noch nicht allzuweit gediehen sei. Ist aber nun die Feinheit der Sedimente mit einem Bruchrelief vereinbar? Es wäre denkbar, daß das Absinken und Zerstückeln der Randzone unter Meeresbedeckung erfolgte und so die Reliefverstärkung nicht zur Geltung kam. Gegen die Annahme, daß die Brüche jünger seien als die Sedimente, spricht deren meist völlig ungestörte Lagerung. Von Krebs (42) und anderen wird angenommen, daß die Donau von Ybbs bis Melk einem alten von tertiären Sanden verschütteten und wieder ausgeräumten Tale folge. Da das Tertiär sich nur im Bereiche von Bruchfeldern bei Grein, Melk und Ybbs findet und diese vom Strome randlich geschnitten werden, kann dieser Annahme nicht zugestimmt werden. Ein präaquitanes Donautal ließe hier auch Nebengerinne vom N her erwarten, die gleich ihm von der Burdigaltransgression verschüttet worden wären. Sie sind nicht vorhanden, wahrscheinlich lag die Sammelader der präaquitane Gerinne viel weiter im S. Weitere Anhaltspunkte für die Genesis der Randzone sind in der Quarzschotterdecke gegeben, die die marinen tertiären Sedimente bedeckt oder auf Kristallin lagert. Wir können aber von diesen Schottern nur sagen, daß sie jünger als burdigal sind und folgern, daß das Relief, dem sie entstammen, zu größerer Höhe emporgewachsen sein muß. Aus dem Fehlen jüngerer mariner Ablagerungen wird auf die Landwerdung des Vorlandes geschlossen. Ein Beweis für die von W. Klüpfel im Obermiozän angenommene Reliefgeneration und für die nach ihm in post-armatischer Zeit erfolgten erneuerten Beckeneinbrüche ist im Arbeitsgebiete nicht zu erbringen. Die von Klüpfel in höheren Lagen beschriebenen Schlierschollen wurden von Kölbl als „Tachert“ gedeutet. Wegen der Höhenlage der marinen tertiären Sedimente muß eine Hebung des Vorlandes und seiner Randzone angenommen werden. Wenn im Untermiozän zufolge der randlichen Sedimente die Böhmisches Masse als eine Peneplain angesprochen werden kann, so zeigt das gegenwärtige morphologische Bild randlich eine Treppung. Die Höhenlage dieser Flächen ist vielfach wechselnd, so daß ein mosaikartiges Nebeneinander von Ebenheiten unterschiedlicher Höhenlage benachbart anzutreffen ist. Die Treppung tritt in manchen Teilen der Randzone zufolge größerer Stufenhöhen und geringerer Zerschneidung deutlicher, in anderen undeutlicher in Erscheinung. Nur wenige Systeme höherer Lage über dem Strom lassen sich auf größere Erstreckungen verfolgen, keines durchgehend. Die Stufenhöhen sind sehr unterschiedlich und schwanken zwischen wenigen Zehnern von Metern und 200 m. Es läge die Annahme nahe, daß es an der Südabdachung der Böhmisches Masse, vielleicht zufolge einer asymmetrischen Aufwölbung, zur Entstehung einer Piedmonttreppe gekommen sei. Vom beschränkten Raum des Arbeitsgebietes aus läßt sich zu dieser Frage kaum Stellung nehmen. Treppenstufen, wie sie z. B. das Profil Sittenberg (320 bis 340 m absolute Höhe)—Münichreith (670 bis 700 m)—Ottenschlag (850 m) zeigt, sind jedenfalls bemerkenswert. Zum Teil dachen sich die Flächen südwärts ab. Das Fehlen mariner Ablagerungen auf den Hochflächen läßt die subaerile Entstehung der

Ebenheiten vermuten oder spricht zumindest nicht gegen eine solche Annahme. Die Ausdehnung der randlichen Flächen ist jedoch, wie oben angeführt wurde, sehr regellos, überdies fehlen den Tälern die für eine Piedmonttreppe landschaft charakteristischen Formen. Die heutige Gestaltung der Randzone ist wohl ohne Annahme einer Bruchstruktur nicht erklärbar. Ob die Hochflächen unterschiedlicher Höhenlage nun Teile einer ursprünglich zusammenhängenden Rumpffläche darstellen oder ob eine Piedmonttreppe randlich durch Brüche zerstückt wurde, kann hier nicht entschieden werden. Der Formenschatz am Strome wie der der Nebengerinne spricht für aufsteigende Entwicklung der Landschaft. Terrassen und Stufungen lassen eine Hebung in Etappen vermuten. In der Ardaggerweite läßt sich das Eintiefen des Stromes von einer Höhe von etwa 400 m abwärts in den zum Strome geneigten, vielfach Schotter tragenden Terrassen, am besten verfolgen. In der Enge Ardagger—Ybbs liegen die höchsten Flächen des Massivs beiderseits über 500 m. Marine tertiäre Sedimente fehlen in der Durchbruchsstrecke, Schotter fanden sich zuhöchst in 310 m absoluter Höhe, durchgehende hochgelegene Terrassen fehlen. Die Hochflächen über dem Strome sind frei von marinen Sedimenten und Schottern. Am losgetrennten Massivstock reicht das marine Tertiär bis in 400 m Höhe. Die Anlage des Donaulaufes auf den Ebenheiten in 500 m Höhe ist im Arbeitsgebiete daher nicht zu erweisen. Eine epigenetische Talbildung kann also nur gefolgert werden, wenn man im Sinne Richthofens (41) annimmt, daß die sedimentären Deckschichten, auf denen der Strom zur Anlage kam, nachträglich zur Gänze abgetragen wurden. In unserem Falle müßte der Abtrag bis zu 400 m absoluter Höhe erfolgt sein. Wenn man den Begriff Epigenese dagegen in dem engeren Sinne von J. Sölch (41) faßt, der ihn beschränkt wissen will auf den engen Einschnitt im festen Fels, den ein Fluß, nachdem sein früheres Tal mit Lockerstoffen angefüllt wurde, daneben in die Tiefe nagt, so kann für die Engstrecken der Donau im Arbeitsgebiete von einer Epigenese nicht gesprochen werden. Nirgends ist hier ein alter Donaulauf in hoher Lage nachweisbar. In der Literatur (9) wird allerdings ein altes, verbautes Donautal nördlich Maria Taferls angeführt; doch spricht nichts für eine derartige Annahme: Der Sattel nördlich Maria Taferls liegt 400 m hoch, der östlich gelegene Ort Leiben 300 m, somit liegt auf 9 km ein Gefälle von 100 m vor. Es ist überdies keine stetige Senkung vorhanden. Die 400-m-Fläche fällt in einer Stufe gegen Thalheim auf 375 m und von hier in einer weiteren Stufe zur 320-m-Fläche, die kaum 2 km vom Sattel entfernt liegt. Man müßte zur Erklärung eine spätere Verstellung des westlichen Talstückes annehmen, doch fanden sich weder auf der 375-m- noch auf der 400-m-Stufe Schotter, während sie in einer Höhe von 320 m reichlich vorhanden sind. Der Sattel nördlich Maria Taferls liegt im Anstehenden, eine Verbauung, wie sie Rosenkranz in seiner morphologischen Skizze (8) gezeichnet hat, ist somit nicht vorhanden.

Was nun die Zeit der Anlage des Donautales betrifft, so weichen die Annahmen in der Literatur sehr weit voneinander ab. Graber meint, daß es nach der Burdigaltransgression zur Bildung der Urdonau kam und daß für ihre Anlage und für die ihrer tributären Nebengerinne die „Retikular tektonik“ maßgebend gewesen sei. Demzufolge könnte die Sedimentdecke nicht sehr mächtig

gewesen sein. Da er eine „zufällige“ Epigenese ablehnt, dürfte er von Epigenese überhaupt nicht sprechen, da es in ihrem Wesen liegt, daß das Eintiefen des Flusses in Deckschichten unabhängig von der Beschaffenheit des Untergrundes erfolgt und er in diesen somit immer „zufällig“ einschneidet. Graber führt das Eintiefen des nachmiozänen Stromes auf eine epirogenetische Hebung Mitteleuropas zurück. Klüpfel lehnt eine Urdonau im Massive überhaupt ab und meint, daß die Anlage der Donau erst im Pliozän erfolgt sei. Er nimmt ein Aufsteigen des Massivs an und somit Antezedenz neben Epigenese. Er sucht aber auch, wie wir sahen, der Retikular tektonik Grabers gerecht zu werden. Bei der Annahme Klüpfels bleibt unerklärt, warum in der Durchbruchsstrecke des Arbeitsgebietes die hochgelegenen Flächen keine Schotterdecke tragen. Bei einer verhältnismäßig so jungen epigenetischen Anlage des Stromes und dem vorhandenen Formenschatz sollte man die Erhaltung einer Schotterdecke erwarten. Eine ausgedehnte Quarzschotterdecke fand sich randlich beiderseits des Stromes vorzüglich in 300 bis 370 m absoluter Höhe. Sie ist hier auf Schnittflächen des Tertiärs und des Kristallins gelagert. Wir haben dieses System als das Hauptsystem des Vorlandes bezeichnet. Über sein Alter läßt sich nichts Bestimmtes sagen, vielleicht ist es pliozän. Die randlich tiefe Lage der Schotterdecke und ihr Fehlen auf höheren Flächen spricht für eine ältere als pliozäne Anlage des Stromes. Die tiefer gelegenen Terrassen und ihre Schotter muß man wohl in das Quartär stellen. Die Steilstufe, mit der die durchgehend 40 bis 50 m über dem Strome gelegene Terrassenfläche absetzt, spricht für eine quartäre Hebung. Die Mehrzahl der Argumente dürfte zu der Annahme einer Antezedenz des Stromes berechtigen, eine epigenetische Talbildung ist im Arbeitsgebiet nicht erwiesen.

Schrifttum.

1. Hassinger, H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abh. Bd. VIII, H. 3, Leipzig 1905.
2. Hödl, Roman, Die epigenetischen Täler im Unterlaufe der Flüsse Ybbs, Erlauf, Melk und Mank. 54. Jahresber. des k. k. Staatsgymn. im VIII. Bez. Wiens, 1904.
3. — Die Landschaftsformen an der Grenze zwischen der Böhmisches Masse und dem Alpenvorland in Niederösterreich. Jb. f. Landeskd. f. N.-Ö., 3. Jg. 1904.
4. Penck, A. und Brückner, E., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
5. Diwald, K., Talstudien aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Z. f. Geomorphologie, Bd. II, 1927.
6. — Beiträge zur Morphologie des Erosionstaales. Z. f. Geomorphologie, Bd. III, 1928.
7. Kinzl, H., Durchbruchstäler am Südrande der Böhmisches Masse in Oberösterreich. Veröff. d. Inst. f. ostbayr. Heimatforsch., I, 1926.
8. Rosenkranz, R., Länderkunde des Waldviertels, Heft Nr. 1 der Heimatkunde von Niederösterreich, 1921.
9. Stepan, E., Das Waldviertel, ein Heimatbuch. Wien 1925.
10. Penck, W., Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Z. d. Ges. f. Erdkde, Berlin 1925.
11. — Die morphologische Analyse, 1924. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart.
12. Gedächtnisschrift für Hermann Wagner, 1930. Erg.-Heft zu Petermanns Mitt. Nr. 209.
13. Köhler, A., Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. Min. u. petr. Mitt., Bd. 39, 1928.
14. Nowack, E., Studien am Südrande der Böhmisches Masse. Vhdl. d. Geol. Reichsanstalt Wien, 1921.

15. Grengg, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Donautales zwischen Ardagger—Dornach und Krumnußbaum—Marbach. Intern. Z. f. Bohrtechn., Erdölbau u. Geologie, 34. Jg., Wien 1926.
16. Vettors, H., Aufnahmebericht über das Tertiärgebiet des Blattes Ybbs. Vhdl. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1928.
17. — Aufnahmebericht über das Tertiärgebiet des Blattes Ybbs. Vhdl. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1929.
18. Kölbl, L., Vorkommen und Entstehen des Kaolins im nordöstlichen Waldviertel. Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 37, H. 3—6, 1926.
19. Graber, H. V., Der Herzynische Donaubruch. Vhdl. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1927.
- 20a. — Beiträge zur Geschichte der Talbildung im oberösterreichischen Grundgebirge. Vhdl. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1929.
- 20b. — Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Petermanns Mitt., Bd. 48, 1902.
- 20c. — Geographisch-Geologisches aus dem oberösterreichischen Donautale. Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien, 1903.
21. K. k. Hydrograph. Zentralbüro: Beiträge z. Hydrographie Österreichs, 8. Heft.
22. Dietrich, B., Entstehung und Umbildung von Flußterrassen. Geolog. Rundschau, 1911.
23. Deutscher und Österreichisch-ungarischer Verband für Binnenschifffahrt. Die Donau in Oberösterreich. Nr. 43, 1909.
24. Kölbl, L., Geologische Untersuchungen der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel. Jb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1925.
25. Sueß, F., E., Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.
26. Holzleitner, H., Das erdgasführende Terrain am Unterlaufe des Ennsflusses in Oberösterreich und Niederösterreich. Intern. Z. f. Bohrtechn., Erdölbau u. Geologie, Nr. 8, 1926.
27. Abel, O., Aufnahmebericht. Vhdl. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1907.
28. Commenda, H., Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jb. d. Mus. Francisco-Carolinum, Linz 1900.
29. Kerschner, Jahrb. d. oberösterreichischen Musealvereines, 1924.
30. Göttinger, G., Neueste Erfahrungen über den oberösterreichischen Schlier unter besonderer Berücksichtigung der beiden 1200-m-Tiefbohrungen bei Braunau am Inn. Montan. Rundschau, 17. Jg., 1925.
31. 80. Jahresbericht des oberösterreichischen Musealvereines, 1922/23.
32. Hinterlechner, K., Über Schollenbewegungen am SO-Rande der Böhmisches Masse. Vhdl. d. Geol. Reichsanstalt Wien, 1914.
33. Penck, A. und Richter, E., Glazialexkursionen in die Ostalpen. 11. Intern. Geologenkongreß, Wien 1903.
34. Penck, A., Die Donau. Verein z. Verbreitg. naturwiss. Kenntnisse, 31. Bd., 1891.
35. Dausse, Études relatives aux inondations et à l'endiguement des rivières. Mém. pres. par divers savants à l'acad. des sciences, t. XX, Paris 1872, V. 287—311.
36. Mayer, R., Über Erosion. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1928.
37. Rehbock, Th., Abfluß, Bettbildung und Energiehaushalt der Wasserläufe. Petermanns Mitt., 73. Jg., 1927.
38. Ampferer, O., Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. Die Eiszeit. 1924, 1. Heft.
39. Sueß, F. E., Bau und Bild der Böhmisches Masse. 1903.
40. Klüpfel, W., Über Reliefmorphogenie und zyklische Landschaftsgeneration. Geol. Rundschau, 17. Bd., 1926.
41. Supan, A., und Obst, E., Grundzüge der physischen Erdkunde. Bd. II, T. 1, Berlin 1930.
42. Krebs, N., Die Ostalpen und das heutige Österreich. 2. Aufl., 1928.



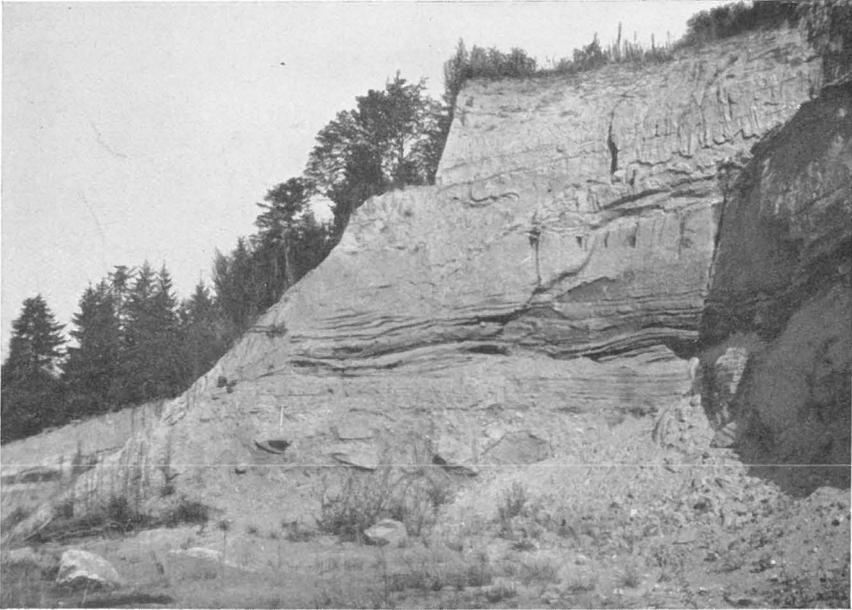
phot. Popp.

Bild 1. Aufschluß im Terrassenhange östl. des Wallseer Sporns. Der untere Rand der Terrassenfläche liegt 13 m über O-Wasser. Aufschüttung von geschichteten Schottern und Sanden. Mittel- und Kleinschotter überwiegen, zu $\frac{2}{3}$ bestehen sie aus Kalken und Kalkmergeln, der Rest aus Quarzen, kristallinen Schiefen und Buntsandsteinen.



phot. Popp.

Bild 2. Mauthausen a. d. Donau. Steinbruch der Gemeinde Wien westl. des Ortes. Doppelstufe im feinkörnigen, von Klüften durchzogenen Granit. Durch Abtrag der Sedimentdecke ist ein Uferstrand aufgedeckt, erkennbar an den gerundeten Blöcken. Die Grenze zwischen Fels und Deckschicht liegt auf der tieferen Stufe 40, auf der höheren 50 m über O-Wasser.



phot. Popp.

Bild 3. Steinbruch nächst der Bahnhaltestelle Dornach. Über Granit, Schiefergneisen und Quarzdiorit liegt eine mächtige Sedimentdecke. Sie besteht zutiefst aus Schottern, in die große, wenig gerundete Felsblöcke eingebettet sind. Die Blöcke erreichen $\frac{3}{4}$ m Länge. Darüber liegen mehrere Meter geschichtete, flachgewellte feine Sande. Dann folgt eine viele Meter mächtige Lößdecke. Der anstehende Fels liegt etwa 40, die Ebenheit über der Aufschüttung 60 m über O-Wasser.

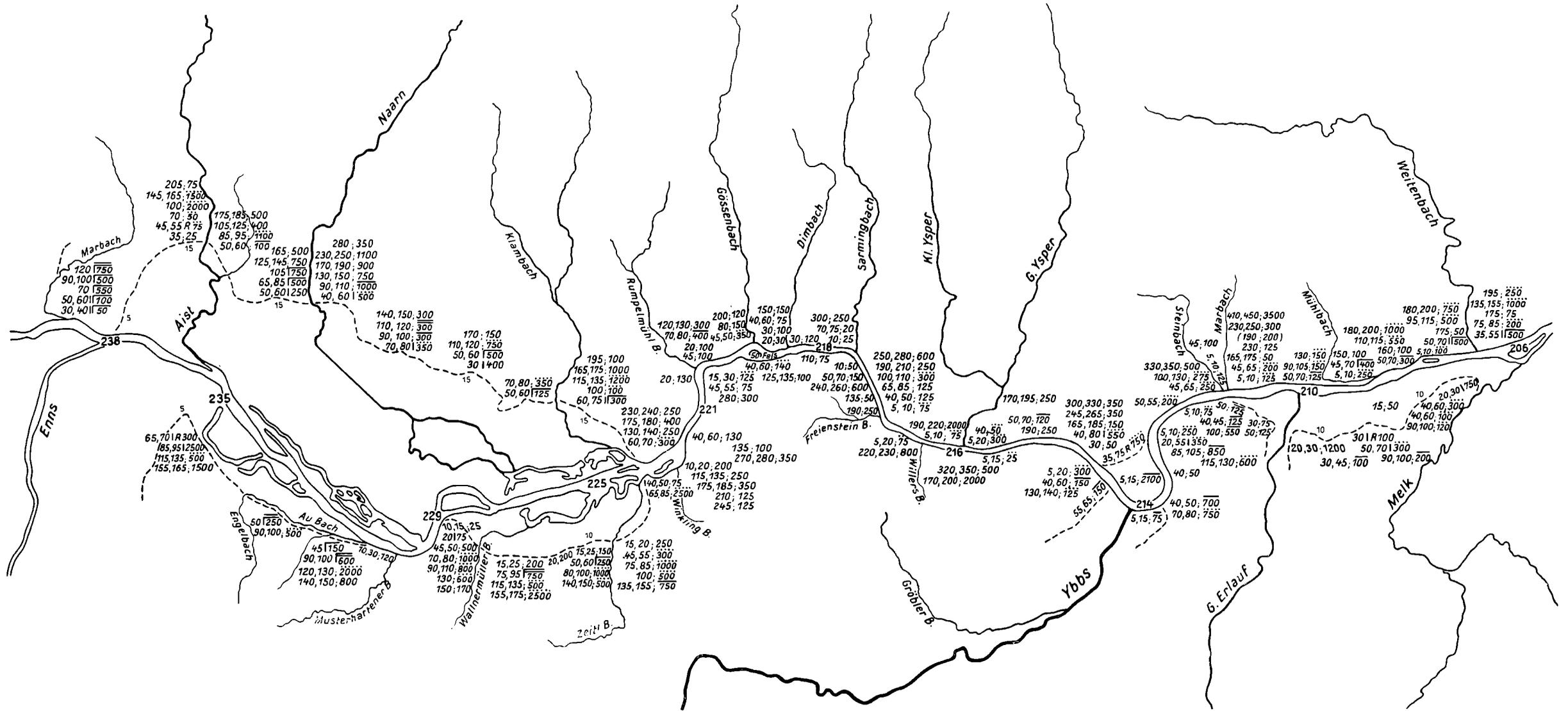


phot. Popp.

Bild 4. Mauthausen a. d. Donau. Granitbruch der Poschacher Werke östl. des Ortes, unterhalb Kole 303. Über feinkörnigem Granit liegen $\frac{1}{2}$ –1 m Kiese und Sande, darüber eine bis 20 m mächtige Lößschichte. Die Grenze zwischen Fels und Sedimentdecke liegt 35–40 m über O-Wasser.

Übersicht über die Terrassen und stromnahen Hochflächen beiderseits der Donau zwischen Enns- u. Melkmündung

Höhenlage über dem Strom, Breite, Aufbau



- Terrassen im Anstehenden:**
- a) ohne Bedeckung (Unterkante, Oberkante, Breite) 20, 40; 500
 - b) schotterüberstreut (keine Aufschlüsse) 20, 40; 500
 - c) mit Schotterdecke 20, 40; 500
Schotterdecke besonders mächtig 20, 40; 500
 - d) mit Lößdecke 20, 40; 500
Lößdecke besonders mächtig 20, 40; 500
 - e) randliche Aufschüttung, Terrasse im Anstehenden 20, 40 R 500
- Schotterterrassen:** 20, 40; 500

Zahlen im Strome = Höhenlage des 0 Wasserspiegels (0W) über dem Meere

Anmerkung: Die Lagebeziehung der durch die Zahlen angedeuteten Ebenheiten beiderseits des Flusses konnten zufolge des kleinen Maßstabes nur ganz im allgemeinen gewahrt werden.

10 = relative Höhe des Randes der Donautalsole.

Maßstab 1:200.000