

Großformung und Talgeschichte im Gebiete der Waldaist.

Von
Josef Zötl (Graz).

Stand und Aufgaben der morphologischen Erforschung des Raumes.

Zwischen eingehender untersuchten Gebieten, den böhmischen Randgebirgen und dem Alpenvorland, liegt das österreichische Granitplateau als wenig erforschter Raum. Im besonderen empfiehlt sich eine Untersuchung der Morphologie des Flußgebietes der Waldaist, weil damit im Westen an die Untersuchungen Kinzls¹⁾ über die Feldaistsenke, wie auf der anderen Seite im Osten an die Arbeiten von Diwald und Groll über morphologische Probleme im westlichen Waldviertel²⁾ angeschlossen werden kann. Darüber hinaus läßt die Frage der Gesamtgestaltung des Südfalles der böhmischen Masse östlich der Feldaistsenke zur Untersuchung ein.

Die Oberflächengestaltung des böhmischen Massivs vor dem Eintritt des Tertiärs ist durch das völlige Fehlen von Ablagerungen im Innern des Massivs ein Problem geblieben. Man ist über Arbeitshypothesen nicht hinausgekommen, deren eine, die von Puffer angenommene Oberkreidetransgression, allseitig Ablehnung fand³⁾. Im Vordergrund steht heute die Annahme, daß der ganze Körper der böhmischen Masse trotz der Verschiedenheit seines inneren Baues einen einheitlichen präoligozänen Rumpf darstellte, den wir als Ausgangsform für die Landformung der späteren Zeit betrachten können⁴⁾. Der spätere Hebungsvorgang war zeitlich wie räumlich nicht einheitlich, den zeitlichen Unterbrechungen im Untermiozän und Pliozän steht räumlich ein Wechsel von Aufwölbung und Einwalmung gegenüber⁵⁾. Die uns am nächsten liegende Einwalmung sehen wir in der Feldaistsenke, die die Wölbungszone des eigentlichen Böhmerwaldes (zwischen der Senke von Furth und Taus und der von Freistadt) vom Granitmassiv östlich der Feldaistsenke trennt, wobei wir letzteres, nach einem Vergleich seiner einheitlichen Auf-

wölbung von den Tiergartenbergen im Nordwesten bis zum Ostrong im Südosten mit der Wölbungszone des eigentlichen Böhmerwaldes, als eine Fortsetzung des letzteren auffassen können⁶⁾.

Daher kann versucht werden, mit Ergebnissen weiter gediehener Forschungen im Bayrischen Wald zu vergleichen. Es ist deshalb auch für unsere Schlußfolgerungen von Bedeutung, wenn der obersten Ebenheit im Unteren Wald (in 1300 m a. H.) alttertiäre Altersstellung zugesprochen wird⁷⁾. Der genannten Verebnung in 1300 m folgt nach unten ein Stockwerkbau, dessen Werden wohl in der endogenen Kraft der Aufwölbung mit ihren zeitlichen Unterbrechungen durch Ruheperioden seine Ursache hat, der aber allein den exogenen Kräften seine Ausbildung verdankt. Sehr früh hat Grund an eine Landformung durch exogene Kräfte in unserem Gebiet östlich der Feldaistsenke gedacht⁸⁾. Seine Untersuchungen stellen mit denen Hassingers am Südostabfall des Massivs grundlegende Erkenntnisse dar⁹⁾.

Das orographische Bild erfuhr eine andere Deutung durch L. Puffer, der glaubt, daß der Böhmerwald „ein Sammelbegriff einer Anzahl von selbständigen Schollen“ sei, die, von Südosten nach Nordwesten ziehend, durch Senkenlandschaften getrennt sind¹⁰⁾. Diese Annahme erweitert Puffer auch auf das Gebiet östlich der Aist-Maltsch-Senke, nur sei dort, also in unserem weiteren Untersuchungsgebiet, das Streichen der Schollen rein West-Ost¹¹⁾.

Damit sind wir auf das Hauptproblem unserer Untersuchung über die allgemeine Landformung unseres Gebietes gestoßen, denn diese Hypothese Puffers fand nicht jene allgemeine strikte Ablehnung, wie sein Versuch, die Entwicklung der Flußläufe durch eine erfolgte Transgression des Kreidemeeres zu erklären. Es entwickelte sich eine lebhafte Diskussion, ohne jedoch eine Entscheidung in der Frage Schollenstruktur oder Erosionsgebirge zu bringen¹²⁾, und noch N. Krebs vertritt im 2. Band seines Ostalpenwerkes den Standpunkt Puffers¹³⁾.

Räumlich begrenzte Probleme behandelt Kinzl¹⁴⁾, doch ist es für eine Untersuchung der allgemeinen Landformung von Bedeutung, daß er bei seinem Nachweis, daß der pliozäne Moldaulauf, entgegen anderen Vermutungen Puffers, durch die Feldaistsenke führte, auch auf die Reste der Abrasionsfläche des Miozänmeeres Bezug nimmt, während seine Untersuchung der Durchbruchstäler am Südrand des Massivs eine treffliche Illustration zur kurzen, aber gehaltenen

Studie E. Nowacks darstellt¹⁵). Die Bearbeitung des Waldaistlaufes versucht an diese letzteren Studien anzuschließen.

I. Die Großformung.

Im allgemeinen pflegt eine Untersuchung vom kleineren Raum ausgehend geführt zu werden. In unserem Gebiet jedoch ist die Höhenwelt über den eingeschnittenen Tälern ein so selbständiger, wenn auch mit der Talbildung eng verbundener Raum, daß es sich, namentlich bei einer so kurzen Zusammenfassung, empfiehlt, von der Deutung der Höhenlandschaft den Ausgang zu nehmen. Das geschieht hier auch deswegen, weil die tieferen Flächen der Höhenlandschaft sich unmittelbar mit den jungtertiären Transgressionen parallelisieren lassen.

Eine Begehung des Granitmassivs läßt sehr rasch erkennen, daß hier nicht eine regellose Häufung von Kuppen und Hügeln vorliegt, sondern über den tiefeingerissenen Tälern ausgedehnte Verebnungen liegen, die, von einzelnen Kuppen überragt, eindeutig von Flußterrassen zu unterscheiden sind. Am Fuß der Aufwölbung sehr ineinander verschachtelt, weisen diese Ebenheiten in der mittleren Zone durch die hier am tiefsten eingesenkten Flüsse ihre größte Zerrissenheit auf, um sich erst im zentralen Teil am ausgedehntesten zu verbreiten¹⁶). Auf diese weitausgedehnten Flächen im zentralen Gebiet und ihren Abfall baut Puffer seine Schollenhypothese auf, von genau denselben Bildungen im Unteren Wald ausgehend, spricht man von einem Stockwerkbau exogener Anlage.

Einer Untersuchung der Großformung unseres Raumes ist demnach die Frage gestellt: Aufbau in Schollen oder exogener Stockwerkbau? Dies erfordert vor allem eine Verfolgung der Verebnungsflächen über den ganzen Raum der Wölbungszone. Die Schwierigkeiten liegen dabei besonders in der kartographischen Darstellung, da eine Isohypsenkarte des für die Untersuchung vorgesehenen Gebietes (3885 qkm, 15 Blätter der Originalaufnahme 1 : 25.000) die Verebnungsflächen kaum noch erkennen läßt, abgesehen davon, daß die Isohypsen meist am Hang entlang laufen und nur bei großen Maßstäben ungefähr Verebnungsflächen abgrenzen. Es wurde versucht, diese Frage mittels einer Karte der Reliefenergie zu lösen.

Die Darstellung der Reliefenergie geht ebenso wie der Begriff selbst auf J. Partsch zurück¹⁷). Wir verstehen unter Reliefenergie den Abstand zwischen dem Niveau der Höhenscheitel und dem der Tal-

gründe, wobei die Größe des Wertes vom Horizontalabstand abhängt. Die kartographische Darstellung schlug zwei Wege ein, Partsch, Slanar, Brüning u. a.¹⁸⁾ benützten das Kartogramm, Krebs, Sidaritsch und Paschinger die Darstellung in Form einer Karte mit Isolinien¹⁹⁾. Nach reiflicher Überlegung fiel für unseren Zweck die Wahl auf die Verwendung des Kartogrammes²⁰⁾, weil dieses für kleinere Räume, bzw. einen einheitlichen Landschaftstypus vorzuziehen ist. Nicht zuletzt auch deshalb, weil der Begriff „Reliefenergie“ selbst eine Abstraktion darstellt, so daß der Einwand, daß sich das Kartogramm zu sehr vom natürlichen Landschaftsbild entferne, zurückgewiesen werden kann.

Die Blätter der Originalaufnahme 1 : 25.000 des zu bearbeitenden Gebietes werden mit einem Netz gleich großer quadratischer Einheiten überzogen, in jeder Einheit der Höhenunterschied zwischen höchstem und tiefstem Punkt, d. h. also die Reliefenergie der betreffenden quadratischen Landfläche, ermittelt und schließlich alle Kartogramme auf einer Darstellung 1 : 100.000 zusammengefaßt. Ein kritisches Studium der bisher ausgeführten Karten der Reliefenergie zeigt, daß der Erfolg einer Darstellung der Reliefenergie entscheidend von der richtigen Wahl der Feldergröße und Höhenstufung abhängt, wodurch sie allein zu einer Ergänzung der topographischen Karte werden kann, die bestimmte Aussagen macht. Gebiete mit verschiedenen Landschaftstypen erfordern eine andere Behandlung als die Darstellung eines einheitlichen Typus, aber auch die einzelnen Landschaftstypen stellen verschiedene Forderungen.

Für unser Gebiet ist leitend, daß die Feldergröße die lichte Weite kleiner Tälchen ebenso wie kleinere Hügel noch überspannen soll, während anderseits die großen Verebnungsflächen nicht durch zu große Felder mit den tiefeingerissenen Tälern verbunden werden dürfen, da ja dadurch ihr Charakter geringer Reliefenergie zu einem höheren Wert verfälscht würde. Aus diesen Motiven wurde eine Seitenlänge von einem halben Kilometer, d. i. eine Feldereinheit von $\frac{1}{4}$ Quadratkilometer, gewählt. So wurde erreicht, daß verschiedene Elemente der Landschaft nicht zusammengezogen wurden und Flußterrassen folgerichtig wie in der Reliefenergie des tiefeingeschnittenen Tales, nun auch in der kartographischen Darstellung verschwinden, größere Verebnungsflächen aber als Flächen geringerer Reliefenergie hervortreten.

Die Karte, die den Originalmaßstab 1 : 100.000 hat, läßt nicht

nur den Nordwest-Südostverlauf der Aufwölbung eindeutig erkennen, was man bei der topographischen Karte erst durch eine Herausarbeitung der Isohypsen erreicht, sondern auch den sanfteren, aber doch vorhandenen Nordostabfall im Gegensatz zum scharfen Südwestabfall mit seinen tiefeingesenkten Flußbetten hervortreten und zeigt auch den Wechsel im Landschaftscharakter vom Zentrum der Erhebung zu deren Abfall und wiederum zum Fuß der Aufwölbung²¹). Die Höhenstufung 0—25 m, 25·1—50 m, 50·1—100 m, 100·1 bis 150 m, 150·1—200 m, über 200 m für die graphische Zeichengebung ist ebenfalls auf den Landschaftstyp des Gebietes abgestimmt. Vor allem aber ergibt die Wahl einer so kleinen Feldergröße auch den Vorteil, daß die so gewonnene Karte auch den Faktor der Häufigkeit des Auftretens der Reliefunterschiede berücksichtigt. (Abb. 4 zeigt einen stark verkleinerten Ausschnitt aus der Karte.)

Die Karte soll mithelfen, den Charakter des Landschaftsbildes des Untersuchungsraumes zu erfassen, sie soll darüber hinaus aber auch als morphologisches Forschungsmittel dienen, denn für die Großformung des Raumes ist die richtige Erfassung der großen Flächensysteme von entscheidender Bedeutung. Gerade hierfür bietet die hier durchgeführte Karte der Reliefenergie ein vorzügliches Mittel zu ihrer Erkenntnis und Festlegung.

Die Aufwölbung streicht Nordwest-Südost. Nur vereinzelt treten Reste über 1000 m auf. Dennoch charakterisieren gerade sie im Verein mit dem nächsttieferen Niveau die Längsachse der Wölbungszone. Beginnend mit einem ersten Höhegebiet, das durch den Farrenberg (1041 m) und Tischberg (1073 m), durch den Waschberg (1024 m), Blochwald (1042 m), Granitzberg (1080 m), Steinberg (1069 m) und vor allem durch den Viehberg (1111 m) vertreten ist, setzen sich diese Kuppen über das Gebiet des Richterberges (1018 m), Brockens (1058 m) und der Schneidermauer (1004 m) fort, setzen an der Naarn-Kamp-Furche aus, treten aber südöstlich derselben vom Zilleck-Revier (1009 m) über den Weinsberg (1039 m), Humelberg (1024 m) und Höbelberg (1009 m) bis Ochsenreith (1022 m) erneut auf und finden ihren Ausläufer noch jenseits der Weitenbachtalung im Ostrong (Peilstein 1060 m). Die größten Höhen treten im Nordwesten auf (Viehberg). Im allgemeinen stellen diese Erhebungen stark abgetragene und zugerundete Kuppen dar. Sie sind nach ihrem inneren Bau nicht durch besondere Widerstandsfähigkeit des Gesteins ausgezeichnet. Nach ihrer Anordnung zu den im folgenden

zu besprechenden großen Flächensystemen stellen sie nichts anderes dar als das zentrale Bergland. Durch eine größere Einwalmung in ihrem WNW-OSO gerichteten Verlauf sind sie in zwei Höhengebiete, das um den Viehberg und das um den Weinsberger Wald, geteilt. Diese Höhen überragen im ganzen ein recht gering bewegtes Gebiet, das durch weite Flächen ausgezeichnet ist.

Diese Flächen stellen ein oberstes Niveau der Landformung dar. Es liegt durchschnittlich in 900—940 m und ist zunächst im Gebiet um den Nebelstein (1015 m) und den Breiten Schlag in weit ausgedehnten Flächen der angegebenen Höhenlage verbreitet. In der gleichen Höhe liegen große Flächen um das Quellgebiet der Wald-aist, nordwestlich Liebenau und im Teicher Forst. Sie lagern sich rund um ein Sammelbecken, wo sich die Quellflüsse der Waldaist (Stirigler-, Höllen-, Muckenbach und Waldaistquelle) strahlenförmig zum gemeinsamen Weg nach Südwesten treffen. Das Sammelbecken selbst liegt tiefer und ordnet sich nicht den umrahmenden Niveaus ein. Auf der Darstellung der Reliefenergie treten diese Flächen deutlich hervor. Weiter nach Südwesten schließen sich die dem Viehberg im Süden und Osten vorgelagerten breiten Flächen der angegebenen Höhe an.

Das gleiche System ist durch Flächen um das Tanner Moor und im Langschlager Wald vertreten. Es liegt hier etwas niedriger (890 bis 920 m) und neigt sich gegen Nordosten hin. Zwischen den Oberläufen des Kleinen Kamp und der Großen Naarn vereinigen sich diese Flächen von Nordosten und Südwesten her und bilden durch das Fehlen der über 1000 m aufsteigenden Reste des zentralen Berglandes den Scheitel der Aufwölbung. Dabei tritt südwestlich, südlich und südöstlich Dürnberg ein Niveau auf, das, um 880 m gleichmäßig die behäbigen Kuppen krönend, seiner Verbreitung und Anlage nach als erniedrigter Teil des obersten Flächensystems gelten kann. Die Beobachtung im Gelände ergibt nämlich, daß die zentraler gelegene Fläche von 920 m sich allmählich auf 880 m senkt, wobei die Niveaus im Südwesten und Süden schließlich nur noch von den Gipfeln getragen werden. Es scheint hier eine leichte tektonische Einwalmung vorzuliegen.

Im Königswald und Weinsberger Forst, so um die Gruber-Häuser, Prinzberg, Lichteck, um Brettles und Hüttenhof, setzt sich diese oberste Flächenfolge fort, nunmehr wiederum vom zentralen Bergland überragt.

Von diesem obersten System ziehen in Form sehr breiter alter Talböden Fortsetzungen lappenförmig in die höhergelegenen Gebiete des zentralen Berglandes hinein, so ist das Gebiet um den Viehberg wie das Gebiet um den Weinsberger Wald durch sie gegliedert.

Nach außen hin reichen die Flächen dieses Systems meist bis zu einem deutlichen Abfall, der zu dem nächstniedrigeren Niveau hinabführt, dem System von 800—840 m.

Die erste schöne Ausdehnung einer Fläche dieses Systems finden wir um Amesreith. Von hier an gegen Südsüdost liegen Reste dieses Niveaus um St. Leonhard, deren Ausläufer südlich der Aist anscheinend noch die Ebenheiten um 780 m östlich des Moiserberges (772 m) sind. Weiters liegen Flächen dieser Höhe, von einzelnen Gipfeln überragt, im Gebiet von Hinterreith bei Greinerschlag östlich der Kleinen Naarn, während Ausläufer südlich der Straße Königswiesen—Weissenbach zwischen Großer und Kleiner Naarn aufscheinen. Gerade dieses Niveau läßt sich in einer besonders schönen Verbreitung verfolgen.

In der genannten Naarn-Kamp-Furche stößt dieses System etwas gegen das Zentrum der Aufwölbung vor, ebenso wie jenseits des Scheitels entlang des Lohnbaches. Doch kommt es nirgends zu einer Vereinigung, so daß wir den Scheitel überschreiten müssen, um jenseits, nun am Nordostabfall der Wölbung, so um Etlas, südlich Arbesbach, sowie östlich und westlich von Dorfstadl, wieder das 840 m-Niveau zu treffen.

Schließlich treten am südwestlichen Wölbungshang noch deutliche Flächen, von 790—840 m ansteigend, bei St. Georgen am Wald, zwischen Sarmingbach und Kleiner Isper, sowie am Oberlauf des letzteren Flusses auf.

Von Amesreith nach Nordwesten liegen weit ausgedehnte Ebenheiten dieser Höhe um Heinrichsschlag, die Leopoldsschlager Berge tragen diese Flur am weitesten nach Nordwesten vor. Dann schwenken diese Flächen hier nach Norden, bzw. beim Maltschknie vor Sinetschlag nach Osten um, und um den über 1000 m aufragenden Hochwald greift dieses Niveau weit nach Nordosten, wobei die ausgeprägten verebneten Flächen im Mandelsteingebiet den äußersten Vorstoß darstellen. Dann schwenkt aber auch diese Flächenfolge nach Südosten um, wobei Verbindungsreste den Anschluß an die Flächen um Etlas und Arbesbach herstellen.

Dieses zweite Niveausystem hat mit dem obersten gemeinsame

Besonderheiten: Konzentrische, allerdings in der Achsenrichtung in die Länge gezogene Anordnung um die jeweils höheren Gebiete und vor allem eine flächenmäßige Ausdehnung, die die der tieferen Systeme wesentlich übertrifft. Namentlich diese letztere Eigenart gibt den beiden obersten Systemen eine Sonderstellung gegenüber den niedrigeren Flächenfolgen.

Dort, wo die 840-m-Fläche um Heinrichsschlag ihre letzten nordwestlichen Ausläufer noch in den Gipfeln der Leopoldsschlager Berge hat, zieht bereits zwischen diesen und dem höheren Rumpf im Südosten eine breite Flur mit 720—740 m a. H. durch, so um Windhaag und Lichtenau. Dieses Niveau bildet dann bei Rainbach nördlich Freistadt jene großen Flächen, von denen ein stufenförmiger Abstieg nach Freistadt führt und denen auch die Straße Freistadt—Kaplitz folgt. Die Bahn benutzt ein tieferes Niveau von 620 bis 660 m a. H., bzw. dort, wo sie das höhere, über 700 m liegende Niveau zu überqueren hätte, den Jaunitzgraben, der auf der Karte der Reliefenergie gut hervortritt. Diese Niveaus von 700—740 m sind die höchsten Flächen der Einwalmung der Feldaistsenke und damit die letzte Folge, die die Aufwölbung völlig umschließt, während die nächsttieferen bogenförmig in der Einwalmung auslaufen. Stark verbreitet sind Flächen dieser Höhe zwischen Maltsch und Moldau und vor allem südlich des Zirtzi-Waldes. Sporadisch finden wir diese Niveaus südlich und nördlich Uhretschlag, bei Lauterbach und nördlich und westlich von Groß-Heinrichsschlag, zwischen Nebelstein und Wachberg (933 m) und östlich des letzteren. Östlich vom Nebelstein fällt die 900-m-Fläche direkt zum nächsttieferen Niveau von 640—60 m ab. Weiter im Südosten finden wir Verebnungen in 700 bis 740 m a. H. besonders gut ausgeprägt im Rosenauer Wald, um Dietmans und Groß-Maacharts, und im Räume von Groß-Gerungs, das selbst etwas tiefer liegt.

In der Naarn—Kamp-Furche liegen diese Flächen nordwestlich von Schönbach. Aber auch am Südwestabfall können wir diese Niveaus weiterverfolgen. Von den genannten Verebnungen bei Rainbach ausgehend, finden wir Reste in 700—720 m um Gunersdorf, westlich von Freistadt und in dem stark zertalten Gebiet nordöstlich von Kefermarkt erhalten. Flächen um und westlich Erdmannsdorf (bei Gutau) haben 700 m a. H., ebenso nördlich Schönbach, wo der Ort selbst wieder etwas tiefer liegt. Ebenheiten dieses Niveaus treten dann auch im Südosten von Mönichdorf (700—710 m) auf, wäh-

rënd sie um und nördlich Dimbach durchschnittlich nur 690 m einhalten. Allgemein ist zu sagen, daß diese Niveaus am Südwesthang unserer Aufwölbung nicht mehr die Ausdehnung des 800—840-m-Niveaus erreichen, sondern infolge der Zerschneidung durch die konsequenten Donauzuflüsse und ihre Nebengerinne sehr oft schon in kleine Flächen aufgelöst sind. Auf der Karte der Reliefenergie treten sie überhaupt kaum noch hervor. Am besten erhalten finden wir sie am Nordosthang und besonders gegen die Einwalmung der Aist—Maltsch-Senke zu, wo sie die Scheitelflächen bilden.

Diese Auflösung tritt uns in verstärktem Maße bei der nächsttieferen Folge entgegen. Bei Kaplitz verweilt die Bahn auf einem Niveau von 620—640 m a. H. Hier sind diese Flächen zunächst außerordentlich verbreitet und dem, der einmal den Weg vom Bahnhof zur Stadt zurücklegte, hinterließen sie einen bleibenden Eindruck. Die Stadt selbst liegt unter dem tieferen Niveau von 540—560 m a. H., am Hang zur Maltsch. Die Flächen setzen sich nach Nordosten fort und liegen östlich des Hochwaldes ohne deutlich ausgeprägte Zwischenstufe unter dem Niveau von 840 m und östlich des Nebelsteins sogar direkt unter der 900-m-Fläche. Sie schließen den Ring um den Nordwestpfeiler der Wölbung und setzen sich an deren Nordosthang über das Gebiet der obersten Lainsitz, um Wurmbrand und Klein-Meinharts gegen Südosten fort. Bei diesem Fortschreiten gegen Südosten verbreitern sich die Flächen außerordentlich. Hier stoßen wir an jenen Teil der böhmischen Masse, der mit unserer Nordwest-Südostaufwölbung wohl in engem Zusammenhang steht, von dieser Bewegungstendenz jedoch nicht mehr erfaßt wurde und nun nach Nordosten zur Böhmischemährischen Höhe zieht. Auf der Darstellung der Flächenreste tritt der Übergang zur weiten Flur deutlich hervor. Die tieferen Flächen fallen von jetzt an hier im Nordosten nicht mehr in unsere Betrachtung, da sie mit der zonalen Anordnung der anderen um die Aufwölbung nichts mehr zu tun haben.

Konnten wir in der Aist—Maltsch-Senke nördlich ihres Scheitels die Niveaus von 620—640 m in so starker Verbreitung finden, so sind sie südlich davon weniger ausgedehnt. Vom 700—720-m-Niveau steigen wir bei Rainbach auf tiefere Flächen von 620—660 m ab, ebenso werden vor dem Jaunitzgraben Flächen dieser Höhe von der Bahn benutzt. Gegen Südosten tritt nun die bereits beim 700-m-Niveau besprochene Zersplitterung ein, deren Wirkung zudem eine

Ausbildung von zahlreichen kleineren Flächen ist, die teilweise in solche fluviatiler Anlage übergehen. Die Fülle der verhältnismäßig kleinen Ebenheiten ist jedoch da. Deutliche Flächen um 640 m a. H. umschlingen den Hundsberg (710 m) und den Gruberberg (692 m), sind weiter im Südosten dann besonders um Pabneukirchen (620 bis 660 m) und endlich westlich des oberen Gossenbaches und um St. Oswald westlich der Isper verbreitet. Dabei handelt es sich um Flächen, die auch noch auf der Karte der Reliefenergie hervortreten. Bei einem Vergleich mit dem Nordosthang sehen wir jedoch, wie weitgehend die Donauzuflüsse hier zerstörend wirkten.

Die nächsttiefere Verebnungsfolge, die wir nun nur mehr am Südwestabhang verfolgen, weist überraschenderweise einen besseren Erhaltungszustand auf. So treffen wir, von der 640-m-Fläche südlich des Hundsberges nach Süden absteigend, auf halbem Wege zwischen Gutau und Pregarten auf Verebnungen von 560–580 m a. H., die, zwar etwas zertalt, aber dennoch deutlich ausgeprägt, vor allem deshalb ins Auge fallen, weil sie bei Guttenbrunn durch einen kräftigen Steilhang vom erwähnten höheren Niveau getrennt sind. Westlich der Feldaist, zwischen dieser und der Kleinen Gusen, ist wiederum dieser Steilhang und zu dessen Füßen dieselbe Platte mit durchschnittlich 570 m. a. H. Gegen Norden laufen diese Flächen in der Einwalmung aus. Besondere Verbreitung zeigen Ebenheiten von 560 bis 580 m a. H. um Zell (Zeller Platte), sie treten aber auch weiter gegen Südosten um Hiesbach, östlich der Naarn und nördlich Unter-St. Thomas in 570 m auf. Auch westlich des Gossenbaches tritt eine Fläche von 540–580 m deutlich hervor.

Die Flächen dieses Systems, und das gilt im beschränkten Ausmaß für die gesamte nach unten folgende Zone, weisen also wieder einen besseren Erhaltungszustand auf. Die zwischen dem Niveau von 540–580 m und den beiden obersten Systemen liegenden Flächenfolgen von 700–740 m und 640–660 m nehmen durch ihre starke Zerrissenheit eine eigene Stellung ein.

Vom 540–580-m-Niveau abwärts finden wir Systeme mit 480 bis 520 m, 400–440 m und 320–340 m a. H. Doch schalten sich nunmehr auch solche Niveaus ein, die nicht mehr durchgehend zu verfolgen sind, wir bezeichnen sie als Zwischenniveaus.

Dieser Umstand findet seine Erklärung darin, daß wir uns nunmehr in ehemals überflutetem Gebiet befinden. H. Kinzl deutet an, daß er in den Flächen der Zeller Platte (560–580 m) die Abrasions-

fläche des Miozänmeeres vermutet. Daß wir Grund haben, dem beizupflichten, läßt u. a. auch die Untersuchung des Waldaistlaufes erkennen (s. u.). Wir sind unter diesem Grenzsäum nun in einer Landschaft, die bereits von Sedimenten bedeckt war, so daß die Formen ebenso exhumiert, wie auch erst neuerdings durch Abrasion oder andere exogene Kräfte entstanden sein können, wozu kommt, daß wir uns nun bereits im Gebiet einer randlichen tektonischen Aufgliederung befinden, so daß für die Ausbildung der Niveaus tektonische und exogene Kräfte in Betracht gezogen werden müssen. Während nämlich das Innere des Wölbungskörpers als unzerstückeltes, exogen gestaltetes Massiv vor uns liegt, wurde bei der Flexur der Abbiegungsrand durch gleichzeitig mit der Biegung erfolgte Brüche in kleinere, auf den heutigen Wölbungsfuß beschränkte Schollen zerbrochen. Nowak zeigt, wie diese am Südrand von Brüchen begleitete Flexur eine Disharmonie von alten und neuen Formen birgt²²⁾, Kinzl gibt uns eine Abgrenzung und Beschreibung dieser Randschollen²³⁾.

Es wurde daher mit Absicht die eingehende Behandlung zonal angeordneter Flächenreste hauptsächlich auf die Höhenzonen einschließlich des miozänen Abrasionsniveaus nach oben beschränkt.

Eine *Zusammenfassung* aller Flächenfolgen gibt Abb. 5. Die auf der Darstellung der Reliefenergie herausgehoben und oben besprochenen Flächen wurden hier zusammengefaßt, wobei die Flächen dort generalisiert oder verbunden wurden, wo dies nach den Gegebenheiten in der Natur berechtigt ist. Die Darstellung hätte durch eine großzügige Verallgemeinerung und Einbeziehung der Entwässerungsfurchen an Anschaulichkeit gewonnen, wäre dann aber zur reinen Anschauungsskizze geworden. So kommen die Armut der erhaltenen Flächen am Südwestabfall und der besser erhaltene Nordosthang ebenso wie die Stufenordnung der Flächensysteme zum Ausdruck.

Zonal um ein zentrales Gebiet angeordnete Niveausysteme aber sind nicht der Ausdruck einer durch Schollenbildungen geformten Landoberfläche. Eine Verfolgung der auftretenden Verebnungen über den ganzen Raum hin läßt erkennen, daß sie keineswegs eine wahllose Häufung tektonisch bedingter Schollenflächen sind, sondern im organischen Zusammenhang stehende Flächen exogener Anlage darstellen. Dem entspricht auch, daß die von Groll untersuchten Flußläufe des Sarming- und Dimbaches, der Kleinen und

Großen Isper und des Weitenbaches Gemeinsamkeiten in ihren Gefällsbrüchen aufweisen. Die Landschaft bietet jene Oberflächen-gestalt, die wir nach W. Penck als Piedmonttreppe bezeichnen²⁴). Eine vom zentralen Gebiet nach den Rändern fortschreitende Aufwölbung mit wachsender Phase, unterbrochen durch Ruheperioden, in denen durch exogene Kräfte die Flächen ausgeräumt wurden, sind der Vorgang, der hieraus erschlossen werden muß. Das zentrale Bergland aber können wir durch die Einwalmung an den Oberläufen von Naarn und Kamp sogar in sekundäre Wölbungskuppen auflösen. Entgegen der ursprünglichen Deutung von W. Penck nehmen wir zur Erleichterung der Erklärung die Unterbrechung des Aufwölbungsvorganges durch Ruheperioden an. Für die höchstgelegene Gruppe der Niveaus könnte allerdings auch die von Spreitzer aufgezeigte Möglichkeit der Ausbildung der Flächentreppe bei nicht unterbrochener Aufwölbung²⁵) Anwendung finden. Das muß indes offen bleiben.

II. Die Talbildung und Entstehung des Waldaistlaufes.

In der Gegend um Liebenau, wo die Waldaist entspringt, befinden wir uns im zentralen Bergland. Bis zur Vereinigung mit dem Stirigler-, Höllen- und Muckenbach dürfen wir die Waldaist nur als Quellbach betrachten, der dann den vereinigten Wasseradern, die strahlenförmig in einem von über 1000 m hohen Bergen umkränzten Becken zusammenfließen, den Namen gibt. Das Sammelbecken der Quellflüsse ist in das zentrale Bergland eingesenkt und dürfte sehr alter Anlage sein. Erst dann beginnt der Abfluß gegen Südwesten; nach der Abdachung der Großform konsequent folgenden Richtung. Die weite Mulde verengt sich und bei Saghammer durchschäumt die Waldaist, zwischen steile Gehänge eingeschnitten, bereits einen starken Gefällsbruch. Nach dieser engen, ungangbaren Erosionsfurche gewinnen wir wieder eine Weitung, der Wechsel dieser beiden Formen hat begonnen. Das schöngeformte Becken unter Saghammer schließt sich kurz vor der Einmündung des Flamm-baches, um von einer neuen Weitung abgelöst zu werden. Diese findet ihren Abschluß kurz vor Harrachstal. Verbunden mit einem starken Gefällsbruch quält sich nun der Fluß durch eine wechselvolle Enge, die kaum Raum für die Straße läßt.

Mit den herausgearbeiteten, aufgetürmten Wollsackblöcken

schaft der Fluß eine Romantik, die nicht ahnen läßt, daß wir wenige Kilometer die hier einmündende Harb-Aist aufwärts auf das ausge dehnte 840-m-Niveau um Amesreith gelangen würden. Die in der durch den Zusammenfluß geschaffenen kleinen Weitung bei Har rachstal einmündende Harb-Aist trifft die Waldaist nach bereits vollzogenem Richtungswechsel. Die Aist macht hier eine Schwen kung um 90 Grad aus der allgemeinen Südwest- in die Südostrich tung und strebt nun dem Becken von Weitersfelden zu, das wieder einen hydrographischen Sammelpunkt darstellt. Im Vergleich zur Großform gesehen, fließt sie hier am Fuß der Stufe vom 840-m-Niveau zum obersten Niveau zwischen 900—940 m. Da alte Reste von fluviatilen Terrassenspornen zu erkennen sind, haben wir keinen Grund anzunehmen, daß die Waldaist an dieser Stelle früher einem anderen Weg folgte.

Im Becken von Weitersfelden vereinigt sich die Weiße Aist mit der Schwarzen oder Waldaist. Die Quellen der beiden liegen einan der sehr nahe, aber während der Quellfluß der Waldaist erst dem Sammelbecken im zentralen Bergland zueilt, wählt die Weiße Aist den kürzesten Weg abwärts.

Vom ausgeprägten Becken um Weitersfelden arbeitet sich der Fluß im tiefeingeschnittenen Tal durch die markante Beckenum rahmung in die Weitung von Piberbach. Bei Maasch beginnt mit dem Abschluß der letztgenannten kleineren Weitung von neuem eine allgemeine Laufrichtung nach Südwesten. Schon seit Waltrasedt in Nordsüdrichtung fließend, zieht die Aist dabei einen Bogen, der sich anfangs bis zur Westnordwestrichtung überschlägt, dann aber bleibt sie trotz weiten Schwingungen der Südwestlinie treu. Wir sind hier in einer großen Weitung, der die von Piberbach untergeordnet ist. Das Bild des Wechsels von Engen und Weiten bleibt vorläufig dasselbe. Das Becken von Haid-Maasch finden wir flußabwärts so abgeschlossen, daß wir den Durchbruch ohne weiteres als Klamm bezeichnen können. Dann folgt die Weitung von Schwaighof.

Die für die Benennung der Becken jeweils genannten Siedlungen liegen nicht am Talboden, sondern auf den sanft abdachenden Hän gen, bzw. breiten Spornen. Der Talboden selbst ist meist naß, bei Hochwasser oft überschwemmt und findet seine Nutzung durch Heu wirtschaft und als Viehweide.

Im Becken von Schwaighof wird das obere Beckendrittel durch einen vorspringenden Sporn abgetrennt. Die Aist fließt heute im

Bogen am Rand des Beckens entlang, in der geraden Laufrichtung aber zeigt der Sporn eine weitgehende Erniedrigung. Die Untersuchung ergab, daß zwar Aufschlüsse von Schotterlagern fehlen, wohl aber die zwei zur Untersuchungszeit aufgepflügten Felder an der tiefsten Stelle des flachen Halses Streuschotter aufweisen, stark-verwitterte Granitkiesel von Hühnereigröße, teilweise schön, teilweise aber auch nur kantengerundet. Der Verdacht, daß Kulturschotter vorliegt, scheint unbegründet, da weder eine Baustelle in der Nähe liegt, noch ein einziges Stück aus fremdem Material besteht, was wir bei Kulturschottern sonst immer wieder feststellen konnten. Diese Schotter sprechen im Verein mit dem ganzen landschaftlichen Erscheinungsbild für eine einstige Überfließung des Spornhalses durch die Waldaist, d. h. dafür, daß ein Umlaufberg vorliegt. Die Höhe der Anlage (Hals ca. 25 m, Umlaufberg ca. 45 m rel. H.) und die Art der Schotter weisen auf eine quartäre Entstehung.

Vom Becken um Schwaighof gelangen wir nach einem engen, längeren Durchbruch mit starkem Gefälle in die kleine Lichtung um die Haselmühle, über der die Verebnung um die Ortschaft Haslach liegt (ca. 100 m rel. H.). Dann setzt der Fluß wiederum zu einem großen Gefällsbruch an. Er hat hier auf einer Strecke von 1 km einen Gefällsbruch von 30 m aufzuweisen. Hier türmen sich bizarre Felsformen an den Seitenhängen, deren sonderlichste der über die Gegend hinaus bekannte Mönchstein ist. Gegenüber der Fremdenpension Riedlhammer treten wir aus dem Felsentor.

Ohne daß eine beckenartige Erweiterung eintritt, treffen wir hier auf die Einmündung des Stampfenbaches, wobei überraschenderweise dieser die weitere Fließrichtung bestimmt. Die ausgeprägten Verebnungen fluviatiler Anlage um Stiftung und südwestlich davon (120 m über der Talsohle) aber gehören sowohl dem Aisttal wie dem Stampfenlauf an. Diese Verebnungen, die das Tal hoch oben in gewissen Abständen begleiten und deren Kanten die Begrenzung zur jüngeren, steilen Erosionsfurche geben, können wir schon weiter flußaufwärts verfolgen. Vom Zusammenfluß aufwärts folgen auf die genannten Verebnungen um Stiftung und Haslach (Gemeinde St. Leonhard) in 590 m a. H., am Nord-, Ost- und Südrand des Beckens von Schwaighof Reste in 600–610 m a. H., dann nach einer Unterbrechung bei Maasch in 650 m und schließlich bei Waltrasedt in 655 m a. H.²⁸). Diese Kanten laufen dann im Becken von Weitersfelden aus. Die Zurückführung dieser Verebnungen erscheint uns

durch die Ergebnisse der Untersuchung des Stampfenlaufes (s. u.!) gerechtfertigt. Auch weiter flußaufwärts sind Spornreste und -kanten vorhanden, doch vereitelt ihre Seltenheit und unregelmäßige Höhe den Versuch ihrer sicheren Zuordnung, ohne gezwungene Kombinationen zu pflegen. Die Neigung des Granites, Härtlinge weniger widerstandsfähigen Flächen entgegenzustellen, wie auch durch die Klüftung die Rieselwasser zu lenken, wirkt mit, ehemals einheitliche Reste zu zerstören. Es ist daher von großem Wert, daß uns besonders günstige Umstände im Stampfental Flächenreste erhielten, deren Folge die Berechtigung der Verbindung der obgenannten Sporne als Terrassenreste im Aisttal stützt.

Die Länge des Stampfenbaches vom Ursprung bis zur Einmündung in die Waldaist beträgt 9 km. Südlich Amesreith, nahe der 800-m-Linie entspringend, verliert der Quellbach auf eine Länge von nicht ganz 2 km 200 m an Höhe. Hier, etwas unter 600 m a. H., stoßen wir auf den ersten linksseitigen Zufluß, von ungefähr gleicher Länge und Wasserführung, und wir können hier vom Talsschluß des Stampfentales sprechen, dessen Talboden von jetzt ab ohne Gefällsbruch bis zur Einmündung zieht. Mit diesem ungewöhnlichen Mangel eines Wechsels im gleichmäßig sich neigenden Gefälle vereint sich das Fehlen von Engen und Weiten. Das Tal verläuft in einer für unser Gebiet geradezu unnatürlichen Geraden und trägt die typische V-Form, wohl mit teilweise anstehenden, entblößten Granitköpfen (Weinsberger Granit), doch ohne die bizarren Formen der Aisttal-durchbrüche. Eine einzige Ausnahme kommt später zur Sprache. 7 km nach dem Ursprung hat der Talboden noch immer nur eine Breite von 40–50 m und beim Zusammenfluß mit der Waldaist wird er nochmals verengt. Dort ändert sich auch das monotone Talbild, lotrecht steigen die Felsen auf, und Riedlhammer, genau dort, wo die Waldaist rauschend aus dem Felsentor schießt, gilt mit Recht als einer der schönsten Flecken im ganzen Aisttal.

Die Abweichung der Talform des Stampfenbaches von der Anlage des Aisttales und der gleichartigen ihrer anderen bisherigen Zuflüsse, läßt in seiner beschriebenen Art schon bei rein geographischer Betrachtungsweise den Schluß zu, daß der Stampfenbach einer tektonischen Leitlinie folgt. Dies fand seine Erhärtung, als sich eine von zwei Proben, die bei der ständigen Prüfung der Gesteinsaufschlüsse und Kluftmessungen gefunden wurden, als Mylonit erwies²⁷⁾. Der große Mylonitaufschluß befindet sich am Westhang des

Ahornwaldes, also in unserem Talverlauf, und das Südstreichen weist dem Stampfenfluß den Weg.

All diesen Besonderheiten aber verdanken wir, daß die durch den Wechsel von Engen und Weiten im Aisttal weitgehend verwischte Folge alter Terrassenreste, im Stampfental besser erhalten blieb. Vom Talschluß an können wir beiderseits des Tales eine Reihe von Verebnungen verfolgen, die, auf Spornen liegend, eindeutig dem Flusse folgen und Reste eines einstigen Talbodens darstellen. Außer acht bleiben die großen Niveaus der Höhen, auch dort, wo sie nahe an das Tal herantreten.

Am Talschluß, 60 m über dem Talboden, liegt die Verebnung des Spornes von Schwabing. Am rechten (= westlichen) Hang nützt dann der Fürstleithnerhof einen Sporn (60 m rel. H.). Eine sehr ausgedehnte Verebnung trägt den Krennerhof in 90 m rel., bzw. 630 m a. H. Die rel. Höhe steigt anfangs rasch, da im oberen Laufstück die Gefällskurve des Flusses ziemlich steil ist. Immer wieder unterbrechen kleine Zuflüsse den Talhang, wobei die Sporne in Form von Eckfluren besonders guten Erhaltungszustand aufweisen. Weiter talaus liegt der kleine Hakenhof Hinterleitner auf einem schmalen gratförmigen Sporn (630 m a. H.). Dann ist ein Terrassenrest dieser Folge beim Abstieg von der Höhe 665 östlich Nußbaum mit 620 m a. H. im Wald verborgen. Wir befinden uns hier bereits 120 m über dem Talboden. Nach einer kleinen, im Wald versteckten Hangunterbrechung westlich Döllerer (610 m a. H.), treffen wir um die Schwanzlau, östlich des gleichnamigen Gehöftepaares, wieder auf eine ausgedehnte Verebnung, die ungefähr mit der 600-Meter-Linie zum Stampfental abbricht. Der weniger ausgeprägte Sporn östlich Hinterneder, die schon sehr abgeschrägte Verebnung um Stampfhofer und schließlich die recht deutlich heraustretende südöstlich der Ortschaft Falbenstein, das ist unterhalb der Gehöfte, in etwas über 580 m a. H. bilden die Fortsetzung der bisher aufgezählten Terrassenreste.

Diese Sporne haben auch auf der östlichen Seite des Tales ihre Entsprechungen. Nahe dem Ursprung ist dieser Talhang zunächst mehr zerrissen als der rechte. Erst einen guten halben Kilometer in das dritte Seitentälchen hinein, liegt der Weiler Unterarzing auf einem deutlich ausgeprägten Sporn in 650 m a. H. Dann liegt Herzogreith, östlich oberhalb Hammerl, auf einem breiten Terrassenrest, der in 630 m a. H. zum Tal abbricht. Weiter talauswärts treffen wir

die schönen Sporne westlich unterhalb Reith und Irrenedt, die mit 610 m a. H. zum Steilabfall ansetzen. Im Winkel des Zusammenflusses Stampfen-Aist liegen die breiten Verebnungen in 580 m a. H., die aisttalaufrwärts auf über 600 m zur Ortschaft Stiftung ansteigen, wie wir sie bereits beim Aistlauf besprochen.

Zusammenfassend dürfen wir feststellen, daß durch die Gunst der obenerwähnten Eigenarten des Stampfentales folgende zusammenhängende Reihe von Verebnungen deutlich hervortritt:

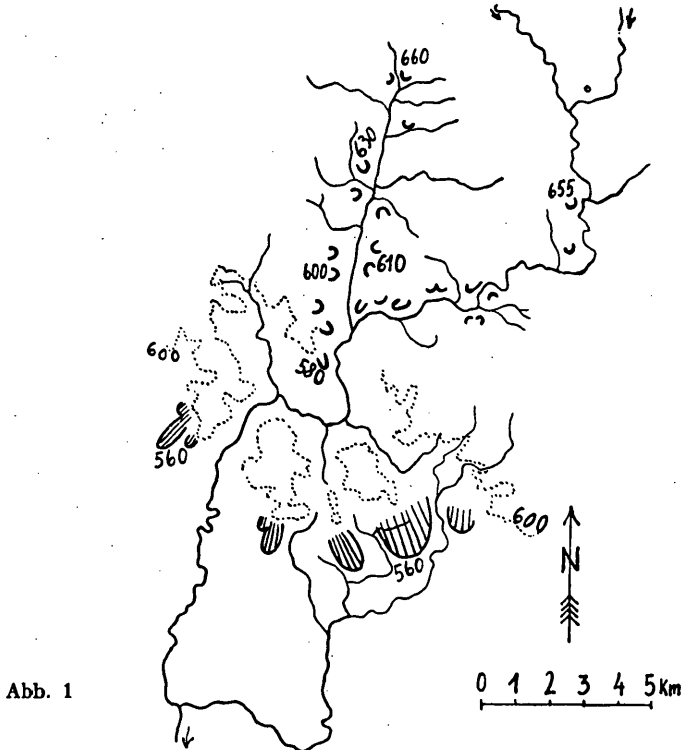
Rechter Talhang	a. H.	rel. H.	Linker Talhang	a. H.	rel. H.
Fürstleitner	660 m	60 m	Schwabing	660 m	60 m
Krenner	630 m	100 m	Unterarzing	650 m	
Hinterleitner	630 m	120 m	Herzogreith	630 m	120 m
Terr. östl. Nußbaum	620 m	120 m			
Westlich Döllerer	610 m		Reith	610 m	120 m
Schwanzlau	600 m	120 m	Irrenedt	610 m	120 m
Östlich Hinterneder	590 m	120 m			
Östlich Stampfhofer	580 m	120 m	Westlich Stiftung	580 m	120 m
Unter Falbenstein	580 m	120 m			

Die einander über das Tal hinweg gegenüberliegenden Sporne entsprechen sich so klar, daß wir eindeutig den ehemaligen Talboden rekonstruieren können.

Ein kleineres, tieferes Spornsystem bilden die Terrassenreste Baumgartner (550 m a. H.), südwestlich Steghammer (520 m. a. H.) und oberhalb Riedlhammer (zweite Verebnung unterhalb Falbenstein in zirka 510 m a. H.), doch fehlt es an klaren Entsprechungen und Fortsetzungen im Aisttal.

Die obere, aus dem Stampfen- und Aisttal zusammenfließende Folge von Terrassenresten findet weiter aistabwärts keine Weiterführung. Der Grund liegt darin, daß wir bald in das Becken von Marreith gelangen, für das wir eine tektonische Anlage annehmen (s. u.!). Jedenfalls haben die hier auftretenden Verebnungen mit dem oben festgelegten Terrassensystem nichts gemein, sie liegen wesentlich tiefer. Dann folgt ein gewaltiger, völlig ungegliederter Durchbruch der Aist zwischen Guttunbrunner- (717 m) und Gruberberg (692 m), bis nach diesem Durchbruch die Höhenniveaus der Landoberfläche ganz nahe an die Flußkerbe herantreten. Es sind Niveaus von 560 m a. H., also von der gleichen Höhenlage, in der Kinzl auf der Zeller Platte die Abrasionsfläche des Miozänmeeres vermutet. Über die Unterbrechung durch das Becken von Marreith und den

Guttenbrunner-Durchbruch hinweg zielt so das einzige im bisherigen Lauf eindeutig erhaltene Terrassensystem auf das miozäne Abrasionsniveau. Der Versuch, den erkannten ehemaligen Talboden zeitlich einzuordnen, kann nur im Wege des Vergleiches gemacht werden, denn fossile Leitfunde oder Rückstände von Schottern fehlen vollständig. Die Annahme der Vermutung Kinzls aber erfolgt nicht ohne Grund. Die gesicherten Ergebnisse der Forschungen Hassingers und



Schulz' belegen die entsprechende miozäne Ruhephase. Eine solche aber war wiederum notwendig, um Talböden ausbilden zu können, wie wir deren Reste verfolgt haben. Der eindeutige Auslauf auf das 560-Meter-Niveau wiederum rundet das Bild. Auch die relative Höhe der Talbodenreste über dem darin neueingeschnittenen gegenwärtigen Flußbett entspricht der zeitlichen Einordnung (Abb. 1).

Setzen wir indes die Untersuchung des Waldaistlaufes fort. Mit dem Nachweis der tektonischen Leitlinie des Stampfenbaches nimmt das Einlenken der Waldaist in dessen Laufrichtung kaum mehr wun-

der. Wohl wechselt auch jetzt die Breite des Talbodens, doch fehlt die Anlage eines Beckens der Art, wie wir sie aus dem bisherigen Aistverlauf kennengelernt haben. Das Tal ähnelt diesbezüglich mehr dem Stampfental, der verstärkten Wasserkraft entsprechend, pendelt der Fluß aber nun kräftiger hin und her. Bis zur Feibelmühle treffen wir aber auch keinen wesentlichen Gefällsknick, die Aufstauungen vor den Mühlen sind künstlicher Art. Bei der Feibelmühle setzt der Fluß zur Rechtskurve an und erreicht nach einigen hundert Metern plötzlich ein schön ausgebildetes Becken.

Verlassen wir hier das Aisttal und ersteigen den Südhang des Helmonseder Berges, so steht uns im Süden mauerartig ein Bergwall gegenüber. Dieser geschlossene, geradlinige und einheitliche Block wird gerade in seiner Mitte zwischen Gутtenbrunnerberg und Gruberberg von der Waldaist geteilt. Der geradlinige Verlauf des Hanges, seine fehlende Gliederung und die hart an den Rand herantretende Höhenflur ohne Entsprechung auf der weit niederen Gegenseite, ergeben das Erscheinungsbild eines deutlich ausgeprägten Bruchrandes. Für einen solchen spricht auch der Aistverlauf selbst.

Das Nordwestende des Blockes stößt im Schöferhofgebiet im spitzen Winkel auf die Feldaistsenke. Mit seiner Höhenflur von 640 bis 660 m a. H. überragt der Bruchrand die nördlich und nordöstlich liegende Scholle erheblich. Westlich des Aistdurchbruches wird die Höhenflur vom Hundsberg (713 m), der Höhe 700 westlich Hundsberg und dem Gутtenbrunnerberg (717 m) überragt. Die Straße Gutau—Pregarten klettert die Bruchstufe direkt hinan und der „Hundsberg“ stellt eine gefürchtete Steigung der Strecke dar. Tiefingesenkt liegt das Durchbruchstal der Aist. Beim Gутtenbrunnerberg beträgt der Höhenunterschied zum Talboden etwa 300 m, was bei einer halben lichten Weite von 900 m durchschnittlich eine mehr als 30prozentige Hangneigung bedeutet. Dasselbe gilt für den Hang östlich vom Talboden zum Gruberberg. Oben zeigen sich sanft nach Süden abdachende Ebenheiten, während die kleinen Aistzuflüsse im gegensinnigen Verlauf sich in die Bruchlinie einfurchten und zurückerodierten (Erdleitenbach!). Weder irgendwelche Schotter noch der Landschaftsausdruck aber sprechen dafür, daß die Aist einst dieser Bruchlinie nach Südosten oder Nordwesten auswich, wogegen im übrigen auch die Tiefe der Durchbruchskerbe an sich spricht.

Bei der Aistschlinge südlich der Feibelmühle stoßen demnach zwei Bruchlinien zusammen: Diejenige, der das Stampfental folgt

(NNO—SSW) und die eben verfolgte (NW—SO), die von der Aist zwischen Guttенbrunner- und Gruberberg durchbrochen wird. Es besteht kein Grund zur Annahme, daß diese letztere keine Bruchstufe, sondern eine Bruchlinienstufe sei, da die Aist ihr nur bis zum Durchbruch folgt und der weitere Abfall somit nicht erst durch den Fluß herausgearbeitet werden konnte.

Nun ist auch für den zweimal geknickten Lauf der Waldaist zwischen Riedlhammer und Pfannlmühle eine Erklärung gegeben. Der Einschnitt nördlich des Moiserberges (vor Riedlhammer) und eine Einkerbung zwischen Guttенbrunner- und Gruberberg sind alte Fixpunkte im Waldaistlauf. Mit der relativen Hebung des heute antezedent durchschnittenen Blockes aber hier zum Einschneiden gezwungen, mußte dem Laufstück zwischen diesen beiden Punkten, die aufgestaute Kraft zur Seitenerosion zugute kommen. Heute noch können wir im Becken eine verstärkte Seitenerosion gegenüber dem Laufstück im Durchbruch beobachten. Am Beckenboden ist noch ein verlassenes Flußbett erkennbar, das an der Nordseite des Beckens entlangzieht, während heute der Fluß am Südhang entlangfließt. Er greift wechselnd beide Hänge an.

Die weiten Verebnungen um Nödling, südlich Höfer und südlich Pesenberg wurden geschaffen, bis der Fluß, immer mehr am Bruchrand seinen Prallhang findend, in die heutige Bahn geriet. Dafür spricht auch das sanfte Abgleiten dieser Verebnungen nach Südosten, einem Gleithang recht ähnlich. Für die Anlage des heutigen dreieckförmigen Beckens von Marreith im Tale selbst, das in seinen Ausmaßen 1 km lang ist und an seiner breiteren (östlichen) Seite 500 m Breite erreicht, ist damit ebenfalls eine tektonische Vorbedingung gegeben.

Das relative Heraustreten der beiden Bruchränder schreiben wir einer Senkung der durch die beiden Bruchlinien im Osten und Süden begrenzten Scholle von Gutau zu. Dies drückt sich in einem Vergleich der Höhen- und Gipfelniveaus östlich und westlich des Stampfentales aus²⁶⁾. Wir sehen damit in der Stampfentalbruchlinie die östliche Begrenzung einer am Fuß der Aufwölbung entlangziehenden, zerbrochenen Senkungszone, der der unzerstückelte, in Piedmonttreppen ansteigende Wölbungskörper gegenübersteht. Die Westgrenze der Scholle von Gutau bildet der Bruchrand zur Felldaistsenke bei Kefermarkt, während im Nordosten die tektonische Anlage des Tales von St. Oswald mit dieser Bewegung im Zusammenhang steht.

Nur im Norden, um Amesreith, bewahrt die Scholle einen Zusammenhang mit dem unzerstückelten Hochland, während der südöstliche Teil (Marreith) am tiefsten eingesunken ist.

Das Becken von Marreith aber ist daher keine Fortsetzung der Folge von Engen und Weiten, bzw. der beckenartigen Anlagen, wie wir sie für den Aistverlauf bis zum Abstieg zum Stampfental beschrieben. Die Becken von Weitersfelden, Piberbach usw. sind hydrographische Einheiten, durch exogene Kräfte geformte Anlagen. Ab nun aber gehört der Aistlauf einem tektonischen Netz an und dieses bestimmt auch unmittelbar das Becken von Marreith. Dasselbe gilt dann auch für die Kettenbachsenke und die Einmuldung, in der die Feldaist zufließt, beide sind durch Bruchränder begrenzt. So erweisen sich auch im Landschaftsbild jene hydrographischen Sammelpunkte als mehr oder minder kreisrunde Weitungen, während die letztgenannten, tektonisch bedingten Becken, immer eine Längsform entlang einer Bruchlinie darstellen.

Der Senkungsvorgang erklärt aber auch, daß bei den vom relativ gehobenen Land herzufließenden Bächen die Erosion stärker belebt wurde. Auf dem gehobenen Gebiet angelegte Entwässerungsadern, die früher nicht der Aist zuflossen, können dabei mit der Zeit ganz oder zumindest teilweise in den Bann des tiefergelegten Flusses kommen. Ein Beispiel einer auf diese Art angelegten Anzapfung sehen wir bei dem südlich der Feibelmühle einmündenden Bach, der den Zug der höchsten östlichen Beckenumrahmung zerschnitten und seinen Oberlauf, der ihm im rechten Winkel von Nordosten zufließt, dem Kettenbach entrissen hat, dessen heutiger Oberlauf ebenfalls schon in Gefahr steht.

Setzen wir nun die Untersuchung des Aistlaufes dort fort, wo die Aist aus dem Becken von Marreith zum Durchbruch ansetzt. Das Durchbruchstal ist eng und ohne Wechsel von Engen und Weiten, doch ist hier eine Entwicklung zu beobachten, die wir der der gezwungenen Mäander von Supan²⁹⁾ entgegensetzen können. Supan zeigt, wie Schuttkegel einmündender Nebenbäche den Fluß zum Mäandrieren zwingen können.

Hier im Durchbruch haben wir die entgegengesetzte Entwicklung. Der Fluß ist spielend imstande, das ihm durch die Seitengerinne zugeführte Material, das freilich in der Quantität nicht an das Ausmaß des von Alpenbächen transportierten heranreicht, wegzuführen, ja die Aist benützt die von den Zuflüssen geschaffenen Ein-

Zusammenfassung der Talentwicklung.

Die Talentwicklung im Flußgebiet der Waldaist ist komplizierter und schwerer zu deuten, als weiter östlich im Dimbach-, Sarming- und Ispergebiet, wo nach den Untersuchungen von Diwald und Groll die Flußentwicklung im wesentlichen im unzerstückelten Granithochland verlief und nur den Erosionszyklus ausdrückt. Die Untersuchung ergibt eine grundsätzliche Trennung des Wesens der Talentwicklung des Waldaistflusses in zwei Abschnitte: Bis zum Gefällsbruch der Waldaist vor der Einmündung des Stampfenbaches verläuft der Fluß im herausgehobenen, aber unzerstückelten Granithochland. Charakteristisch ist der Wechsel von Engen und Weiten, verbunden mit einem Wechsel im Gefälle. Diese kreisförmigen, beckenartigen Weitungen sind kleine hydrographische Zentren, die die kleinen Nebengerinne strahlenförmig sammeln. Da wir keine tektonischen Einwirkungen feststellen können, ist anzunehmen, daß wir es hier mit alten hydrographischen Sammelpunkten zu tun haben, die zumindest schon vor der miozänen Hebung bestanden, einzelne aber, — so das Sammelbecken der Quellflüsse im zentralen Bergland, — vielleicht schon im früholigozänen Rumpf. Auf Grund des Umstandes, daß der Fluß keine strikte Nordost-Südwestrichtung, das ist die allgemeine Abdachung der Aufwölbung, aufweist, sondern von Harrachstal bis südlich Weitersfelden die Nordwest-Südostlinie bezieht, fassen wir den ganzen Flußlauf bis zur Stufe von Riedlhammer, als eine sehr alte Anlage auf. Nirgends besteht ein Grund zur Annahme, daß erst verschiedene spätere Anzapfungen den heutigen Grundriß geschaffen hätten, sondern Reste alter Terrassen deuten immer wieder auf ein hohes Alter des Flußbettes. Die Aufwölbung des Massivs ließ neue konsequente Folgeflüsse entstehen, die den geraden Abstieg, entsprechend der Aufwölbung aufweisen. Für das Alter des Aisttales spricht auch die Gebundenheit des Flusses an die erwähnten beckenartigen Erweiterungen, die Tiefe der verbindenden Durchbrüche vom Anbeginn des Wechsels zwischen Engen und Weiten, und schließlich die Tatsache, daß die Aist dort am Beckenrand fließt, wo sie durch die allgemeine Abdachung dahin gedrückt wird, so daß wir diesbezüglich bei den Becken von Weitersfelden und Piberbach von einer Asymmetrie sprechen können.

Darauf ist zurückzuführen, daß der Lauf ab Weitersfelden

schließlich eine Streckung aus der Nordwest-Südost- in die Nordsüd-richtung erfährt.

Der zweite, gänzlich anders geartete Abschnitt in der Talentwicklung des Waldaistlaufes, beginnt bei dem Zusammenfluß mit dem Stampfenbach, wo der Fluß jenes Netz von Brüchen betritt, das den Fuß der Wölbung begleitet. Wir können dabei die von Nowak

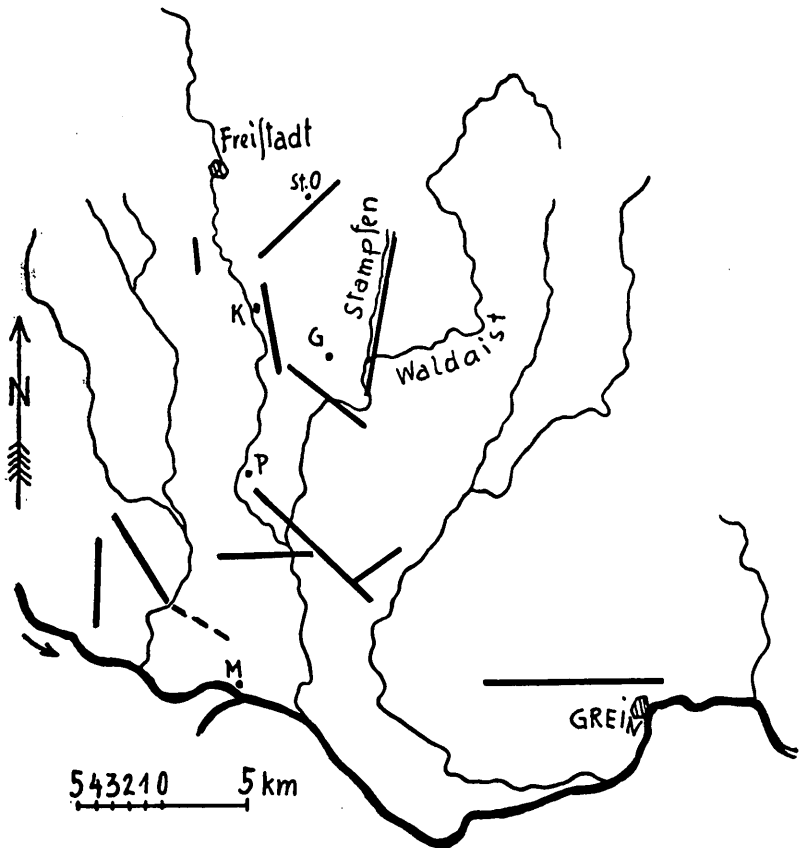


Abb. 2

und Kinzl festgestellte Folge von Bruchlinien ergänzen und hinzufügen, daß diese wohl nicht nur Donaurandbrüche darstellen, sondern auch die Einwalmung der Freistädter Senke abgrenzen (Abb. 2).

So steigt die Waldaist vor Riedlhammer eine Bruchstufe hinab, wofür sie dann drei Durchbrüche durch relativ gehobenes Gebiet zu

erzwingen hat, wovon der erste, der Guttenbrunner Durchbruch, antezedenter, die beiden anderen epigenetischer Anlage sind. Hier auftretende Becken sind tektonisch bedingt. Nach dem Verlassen des Guttenbrunner-Durchbruches ist der Lauf epigenetisch angelegt, dementsprechend auch ein konsequenter Folgefluß, von dem wir annehmen können, daß er durch die Donau aus seiner einstigen Nordost-Südwestrichtung in eine Nord-Süd gerichtete verschleppt wurde, bis er sich durch das epigenetische Einschneiden im Grundgebirge festgelegt, den heutigen Weg schuf (Abb. 7 im Anhang zeigt das Längsprofil des Flusses).

Die einzige eindeutig entgegengesetzte Terrassenfolge größerer Ausdehnung ist uns durch ihren Zusammenhang mit dem miozänen Abrasionsniveau ein wichtiges Bindeglied zur zeitlichen Einordnung der Talentwicklung wie der allgemeinen Landform. So läßt sich über das relative Alter der Brüche mit Sicherheit sagen, daß sie, nachdem die Terrassenreste in dem einer Bruchlinie folgenden Stampfental keine Störung erfuhren, älterer, d. h. vormiozäner Anlage sein müssen.

Zwei scheinbar zusammenhanglose nebensächliche Erscheinungen führen uns noch zur Betrachtung des untergeordneten Gewässernetzes im Einzugsgebiet der Waldaist.

Im Becken von Schwaighof konnten wir die Ausbildung eines Umlaufberges verfolgen. Gehen wir nun von der Vereinigung Stampfen-Aist dieselbe Entfernung, d. s. zirka 4 km, in das Stampfental hinein, so treffen wir in dieser tektonischen Linie, deren V-Tal jeglicher Entwicklung entblößter Feldgestalten entbehrt, plötzlich auf einen Querriegel, dem der Stampfenfluß auszuweichen gezwungen ist. Der genau in der Laufrichtung des Tales zu einem kleinen Sattel erniedrigte Riegel endet mit einem erhöhten zirka 20 m hohen Felskopf (südlich Ledermühle), dessen lotrechte Wände der Stampfenbach umfließt, um nachher wieder ungestört seinen geraden Weg zu ziehen.

Daß die Parallele dieser beiden Erscheinungen kein bloßes Spiel der Natur ist, wird offenbar, wenn wir festhalten, daß die Verbindungslinie dieser beiden Flußabweichungen nichts anderes ist, als die Richtung der Hauptklüftung dieses Gebietes. Wir führen die Anlage der beiden Umfließungsrinnen darauf zurück, daß die beiden Flüsse dort, wo sich ihnen besonders widerstandsfähige Härtlinge entgegenstellten, eine Möglichkeit des Ausweichens suchten und diese dort

fanden, wo sie an eine das Massengestein besonders stark spaltende Kluftzone gerieten.

Im folgenden eine Gruppierung von Kluftmessungen, gereiht nach dem Streichen und der Häufigkeit im Auftreten. Da die Klüfte bei Gesteinswechsel ohne Unterbrechung durchziehen, wurde eine diesbezügliche Trennung der Messungen nicht durchgeführt.

Streichen / Fallen	Ort
W—O:	
N 85° W / 65° N	Steghammer
N 85° W / 20° N	Riedlhammer
ONO—WSW:	
N 75° O / 30° NNW	Saghammer
N 85° O / 50° NNW	Oyrer
NO—SW:	
N 45° O / 80° NW	Schwaikhof
N 45° O / 50° SO	Böcklhofer
N 45° O / 77° SO	Feld-Waldaistvereinigung
N 55° O / 84° NW	Feld-Waldaistvereinigung
NNO—SSW:	
N 10—20° O / 75° O	Weitersfelden
N 30° O / 83° NW	Stampfhofer
N 15° O / 80° OSO	Steghammer
N 15° O / 80° O	Riedlhammer
WNW—OSO:	
N 65° W / 75° SSW	Weitersfelden
N 70° W / 83° SSW	Böcklhofer
N 65° W / 83° SSW	Stampfhofer
N 65° W / 90°	Steghammer
N 65° W / 75° SSW	Riedlhammer
N 70° W / 87° SW	Reichenstein
NW—SO:	
N 55° W / 80° SW	Schöneben
N 55° W / 85° SSW	Schwaikhof
N 55° W / 85° SSW	Riedlhammer
N 55° W / 70° SW	Klaustalausgang
N 55° W / 80° SW	Guttenbrunnerdurchbruch
N 60° W / 85° SW	Aisttal km 7,5
N 55° W / 85° SW	Artmayr
N 55° W / 80° SW	Südlich Pfannlmühle
N 60° W / 85° SW	Feld-Waldaistvereinigung

Die bei weitem überwiegende Kluftzone hat Nordwest-Südoststreichen. Das gilt sowohl für den Häufigkeitsgrad wie auch für den Grad der Ausgeprägtheit. Das drückt sich auch darin aus, daß ein Großteil der auftretenden Brüche dieser vorherrschenden Kluftzone folgt, wie diese auch für die Anlage des gesamten Gewässernetzes von hervorragender Bedeutung ist.

Die graphische Darstellung der Klüfte nach ihrem Häufigkeitsgrad (Abb. 3).

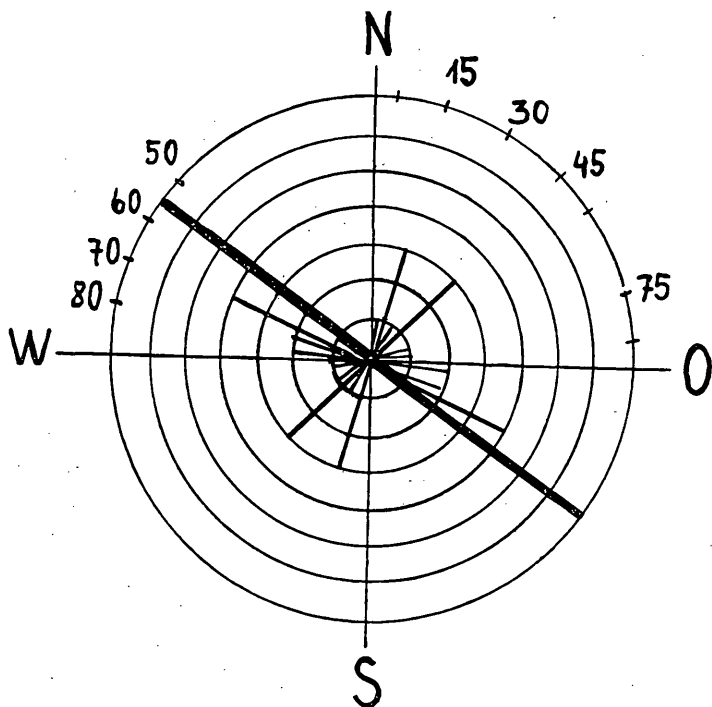


Abb. 3

Abbildung 6 zeigt, wie sehr die Nebengerinne im Banne dieser Hauptklüftung (N 55° W) stehen. Teilweise macht sich auch die Einwirkung der anderen Kluftzonen bemerkbar, was den dominierenden Einfluß der Hauptklüftung aber erst unterstreicht. Wir sehen, daß auch der Hauptfluß nicht unbeeinflusst bleibt, zur leichteren Überwindung von Hindernissen wird immer wieder die Kluftzone genützt.

Wir können sagen, daß die Anlage der Nebengerinne zum Großteil von der Klüftung bestimmt ist, daß aber der Hauptfluß wohl kleinere Laufstrecken immer wieder der Klüftung anpaßt, in seiner Gesamtanlage jedoch durchaus nicht der Klüftung folgt. Wir folgen damit völlig A. Penck, wenn wir die durch die Abdachung bedingten Folgetäler vom maßgeblichen Einfluß der Kluftzonen freisprechen, die diesen zueilenden „Nachfolgetäler“ aber als Sucher der Linien geringsten Widerstandes, als dem Kluftnetz tributär bezeichnen⁸⁰).

III. Das rezente Kräftespiel.

Eine ausführliche Behandlung dieser Frage würde ein Eingehen auf die klimatischen Bedingungen voraussetzen. Darauf müssen wir von vornherein verzichten⁸¹). Aber auch eine Wiedergabe von Beobachtungen aus dem Bereich der Rutschungen bis zur Erscheinung des Gekrieche muß in diesem Rahmen unterbleiben. Es handelt sich im wesentlichen um eine Bestätigung der Untersuchungen Götzingers⁸²), gegen dessen Feststellungen über das Bodenkriechen auf bewaldeten Hängen mehrfach Stellung genommen wurde.

Es erscheint jedoch geboten, abschließend noch auf das teilweise strittige Problem der Blockmeer-, Blockstrom- und Blockstreubildung näher einzugehen.

Eine Zusammenfassung über den Stand der Forschung gibt Schott⁸³). Seit dem Hinweis von A. Penck auf diese „Pseudomoränen“⁸⁴), haben sich zwei gegensätzliche Meinungen gruppiert, von denen die eine mit Obst, Lozinski u. a. daran festhält, daß wir es mit periglazialen Erscheinungen zu tun haben⁸⁵). Dem stehen W. Penck, Hettner u. a. gegenüber, die die Blockmeerbildung als rein gesteinsbedingt bezeichnen und ihr jede klimatische Bedingung absprechen⁸⁶). Auch die Untersuchung von C. Schott pflichtet letzteren bei.

Sicher ist, daß nicht jedes Gestein zur Blockmeerbildung neigt. In unserem Gebiet ist es der feinkörnige und harte Mauthausner Granit, der durch die Klüftung zu grobblockigem Zerfall neigt und an dessen Bereich die Blockmeerbildung gebunden erscheint. Dem steht die Wollsackbildung des grobkörnigen Weinsberger Granites gegenüber. Die Tatsache einer Gesteinsbedingtheit ist offenbar.

Dort, wo die Aist vom Becken von Schwaighof zur kleinen Weitung um die Haselmühle durchbricht, überzieht den linken Talhang ein breiter, nach oben keilförmig zusammenlaufender Blockstrom.

Die prächtigen, nach der Anhöhe zu an Größe abnehmenden Blöcke sind am Talboden stark bewachsen, schön gekantet und überschreiten durchschnittlich eine Länge von zwei Metern nicht. Hangaufwärts schwindet ihre Moosbedeckung und fortlaufende Winkelmessungen in der oberen Hälfte des Hanges haben eine rezente Bewegung der Blöcke ergeben. Die Hangneigung beträgt hier, bei einer relativen Höhe von über 200 m etwa 20 Prozent. Das Material ist der feinkörnige Mauthausner Granit und die Blöcke entstammen einem breiten, auswitternden Gang, dessen Grenze gegen das grusige Bodenprodukt des Weinsberger Granites im oberen Drittel sehr deutlich hervortritt, nach unten aber durch das Ausstreuen der feinkörnigen Blöcke infolge der Schiefstellung des Ganges verwischt ist, da das Abwärtsfließen der Blöcke nach dem Gesetz der Schwerkraft dem kürzesten Weg folgt.

Wie einzelne Gesteinsköpfe beweisen, setzt sich der breite Gang feinkörnigen Granites auch auf der Hochfläche, in die das Tal eingeschnitten ist, fort. Keineswegs aber der Blockstrom! Da auch andere Beispiele sich auf die steilen Hänge des tiefeingerissenen Aistales beschränken, dürfen wir festhalten, daß die Neigung eine wesentliche Rolle spielt, d. h., daß in diesem Gebiet unter einem gewissen Neigungswinkel keine Blockströme auftreten.

Für diese Art des gefällsbedingten Blockstromes konnten wir nicht nur eine Bewegung, sondern auch die Weiter-, bzw. Neubildung beobachten. So war am Aisthang südöstlich unterhalb Pesenberg ein frischgespaltener Block, dessen Spaltfläche kaum Wochen alt sein konnte, zu finden. Wir haben es hier mit einer Neubildung eines Blockstromes zu tun, der vorerst aus einzelnen verstreuten Blöcken besteht. Dabei lehnt der abgespaltene Teil an einem Baum, dem diese Last sichtlich neu ist. Auch Beispiele, daß Blöcke über Baumstümpfe lagen, kamen hier mehrfach vor. Das alles wäre eine Bestätigung der von W. Penck bis Schott dargelegten Ansicht der zeitlich und klimatisch unbeeinflussten Bildung.

Dem ist jedoch eine andere Beobachtung entgegenzustellen. Im zentralen Bergland und auf der Niveaufolge von 900—940 m a. H. sind bei vorhandenen petrographischen Voraussetzungen ausge dehnte Blockmeere und eine verbreitete Blockstreu zu beobachten. Bekannt ist, daß um Liebenau, dort, wo eine mit modernen technischen Mitteln durchgeführte Entfernung der Blöcke nicht erfolgte, der Ackerbau in Form von Hackbau durchgeführt werden muß.

Dabei befinden wir uns in fast ebenem Gelände. In vielen Fällen ist nicht anzunehmen, daß eine Bildung in situ vorliegt, da meist tiefgründiger Verwitterungsboden die Unterlage bildet. Der verschiedene Verwitterungsgrad der oberen und unteren Gesteinsflächen sowie Beobachtungen schließen die Möglichkeit einer gegenwärtigen Weiterbewegung aus. Neben der fehlenden Bewegung und Weiterbildung, sowie der oft eindeutig erkennbaren Unmöglichkeit einer Entstehung in situ, ist es die g e r i n g e N e i g u n g der Flächen, die zu überlegen gibt. Flachwelliges Gebiet gleicher, ja selbst größerer Reliefenergie, läßt eine Blockstromentwicklung beispielsweise über den erwähnten Blockströmen im Aisttal oder im Gebiet um Hinterberg und Erdleiten trotz der vorhandenen petrographischen Voraussetzungen nicht mehr zu. Die weiten Begehungen um Liebenau und der Hochflächen und Höhenniveaus beiderseits des Aisttales führen endlich zu dem Schluß, daß Blockmeere und Blockstreu im f l a c h e n Gelände eine gewisse Höhenlage n i c h t unterschreiten. Daher ist die völlige Ablehnung, die W. Penck und andere der klimabedingten Anlage entgegenbringen, nicht gerechtfertigt, ja ein Beweis für den Zusammenhang mit klimatischen Verhältnissen gegeben. Da das Phänomen eine Annahme vermehrter Bodenbewegung erfordert, kommt als Zeitraum nur das Diluvium in Frage, in dem die periglazialen Gebiete Zonen eines verstärkten Wirkens des Bodenfließens waren, womit die Beschränkung auf eine gewisse Höhenlage ihre natürliche Erklärung findet.

Ein vorsichtig gezogener Grenzsaum dieser Erscheinung mag um 700 m a. H. liegen. Hierüber fehlen jedoch umfassend genug geführte Untersuchungen und die Grenze kann auch etwas tiefer liegen.

Wir müssen somit bei einer Betrachtung und Untersuchung der Blockmeerbildung eine grundsätzliche Trennung vornehmen, die dahin geht, daß wir Bildungen auf flachem Relief und mit Beschränkung auf eine gewisse Höhenlage dem periglazialen Formenschatz zuweisen, im Gegensatz zu den Bildungen von Blockströmen an Steilhängen, die sich bis in die Gegenwart weiter- und neubilden, wobei aber ihre Entstehungszeit bei größerer Ausdehnung sicherlich ebenfalls in ältere Epochen zurückreicht. Eine eingehende Bearbeitung müßte wohl auch eine getrennte Bezeichnung für die beiden verschiedenen Ausbildungen festlegen.

Anmerkungen und Literaturnachweis.

¹⁾ Kinzl H., Flußgeschichtliche und geomorphologische Untersuchungen über die Feldaistsenke im oberösterreichischen Mühlviertel und die angrenzenden Teile Südböhmens. Sitz.-Ber. d. Heidelberger Ak. d. Wiss., math.-natw. Klasse, Jg. 1930, 4. Abh.

²⁾ Diwald K., Talstudien aus dem niederöstr. Waldviertel. Ztschr. f. Geom. 1926/27, II. Dazu vgl.

Derselbe, Beiträge zur Morphologie des Erosionstaales. W. o. Jg. 1927/28, II. Groll H., Morphologie des südwestlichen Waldviertels. Diss., Wien 1933.

³⁾ Puffer L., Der Böhmerwald und sein Verhältnis zur innerböhmischen Rumpffläche. Geogr. Jber. a. Öst., VIII. 1910.

Lehmann O., Zur Beurteilung der Ansichten Puffers über die Böhmerwaldformen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 60, 1917.

Sokol R., Zur Beurteilung der Ansichten Puffers über die Böhmerwaldformen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 61, 1917. Dasselbst:

Lehmann O., Antwort auf die Erwiderung Dr. R. Sokols.

⁴⁾ Machatschek F., Länderkunde von Mitteleuropa. Enzykl. d. Erdkde., Leipzig u. Wien 1925.

Schulz H., Morphologie und randliche Bedeckung des Bayr. Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. Neues Jbuch f. Mineralogie... LIV. Beil.-Bd., Abt. B., Stuttgart 1926.

Spreitzer H., Der Donaauraum. Vorlesung WS 1947/48, Graz.

⁵⁾ Diese Einwallungen gliedern den Böhmerwald im engeren Sinne in Oberen, Mittleren und Unteren Wald. Sie Spreitzer H. w. o.!

⁶⁾ Deutlich erkennbar aus der Isohypsenkarte J. Zötl: Landformung und Talentwicklung im Flußgebiet der Waldaist. Diss. Graz 1950.

⁷⁾ Schulz H., a. a. O., S. 298 ff.

⁸⁾ Grund A., Die Pfingstexkursion der Prager Geographen ins nied.-öst. Waldviertel. Geogr. Jber. a. Öst., XI, 1912/14.

⁹⁾ Hassinger H., Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrahmung. Festband A. Penck 60. Lbj., Biblioth. Geogr. Handb., Stuttg. 1918.

Derselbe: Die mährische Pforte. Abh. Geogr. Ges. Wien XI/2, 1914.

¹⁰⁾ Puffer L., a. a. O., S. 130 ff.

¹¹⁾ Puffer L., Physiogeographische Studien aus dem Waldviertel. Mon.-Blatt Ver. f. Landkde. v. N.-Ö., VI. Jg. 1907, Bd. III, 1906/07.

¹²⁾ Sieh. Lehmann a. a. O., S. 414 ff.; Sokol a. a. O., S. 290 ff.

¹³⁾ Krebs N., Die Ostalpen und das heutige Österreich. 2 Bde., Stuttgart 1928.

¹⁴⁾ Kinzl H. a. a. O., dazu

Derselbe, Durchbruchstäler am Südrand der Böhm. Masse in Ob.-Öst. Veröff. d. Inst. f. ostbayr. Heimatforschung, Passau 1926.

Derselbe, Der Aschachdurchbruch in Ob.-Öst. Verh. Geol. Bund. Anst., Jg. 1930.

¹⁵⁾ Nowack E., Studien am Südrand der Böhm. Masse. Verh. Geol. Staatsanst., Jg. 1921.

¹⁶⁾ Vergleiche beispielsweise die Flächen um Schwertberg—Pregarten (= äußere Zone), Gutau—Weitersfelden (mittl. Zone) und um Liebenau (= zentraler Teil)!

¹⁷⁾ Partsch J., Schlesien, eine Landeskunde für das deutsche Volk. 2 Bde., Breslau 1911.

¹⁸⁾ Slanar H., Grenzen und Formenschatz des Wiener Beckens. Festschr. f. Heiderich z. 60. Gbtg., Wien 1923.

Brüning K., Die Reliefenergie des Harzes. Jbuch d. Geogr. Ges. Hannover 1927.

Schrepfer H. u. Kallner H., Die maximale Reliefenergie Westdeutschlands. Pet. Mitt., 76., 1930.

Wendiggensen P., Beiträge zur Wirtschaftsgeographie des Landes Lippe. Jbuch d. Geogr. Ges. Hannover 1931.

Nowak H., Die Reliefenergie im Grenzsaume der Böhm. Masse zwischen Donau und Thaya. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 87. Bd., 1944, Heft 1/3.

¹⁹⁾ Krebs N., Eine Karte der Reliefenergie Süddeutschlands. Pet. Mitt., 68., 1922.

Derselbe: Die Ostalpen und das heutige Österreich. Bd. I, Tafel V, Stuttgart 1928.

Paschinger V., Im Kärntner Heimatatlas v. Wutte, Paschinger, Lex., Wien 1925.

Derselbe: Die relativen Höhen von Kärnten. Pet. Mitt., 80, 1934.

Sidaritsch M., Die landschaftliche Gliederung des Burgenlandes. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 67, 1924.

²⁰⁾ Näher begründet in: „Die Reliefenergie der Böhm. Masse zwischen Gusen und Isper“ J. Zötl, Landformung und Talentwicklung im Flußgebiet der Waldaist, S. 99—115.

²¹⁾ Die Karte im Anhang zeigt einen verkleinerten Ausschnitt aus dem Original.

²²⁾ Nowack E., a. a. O., S. 37 ff.

²³⁾ Kinzl H., Durchbruchstäler . . . , S. 37/38.

²⁴⁾ Penck W., Die morphologische Analyse. Geogr. Abh. hsg. v. A. Penck, II/2, Stuttgart 1924. Vgl.

Derselbe, Die Piedmontflächen des südl. Schwarzwaldes. Ztschr. Ges. f. Erdkde. Berlin 1925.

²⁵⁾ Spreitzer H., Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 75, 1932. Vgl. auch:

Derselbe, La Question de L'Escalier de Piedmont. Extrait des Comptes Rendu du Congres International de Geographie, Amsterdam 1938.

²⁶⁾ Auch im Profil ersichtlich.

²⁷⁾ Der im Geologischen Institut der Universität Graz von Herrn Dr. Fließner durchgeführte Feinschliff ergab: Feldspat (Mikroclin) + Quarz + Biotit (Mg-Glimmer). Das ganze Gestein ist von Rissen kreuz und quer durchzogen, die durch später auskristallisierten Quarz verheilt sind. Starke Katakklase. Das Ausgangsgestein ist Kristallgranit (= grobkörniger Granit), erkenntlich am Mikroclin und an der Grobkörnigkeit.

²⁸⁾ Dieser Vergleich ergibt, daß die Niveaus westlich des Stampfentales tiefergestellt sind. Besonders im Südosten der Scholle ergibt sich dadurch eine Unterbrechung der allgemeinen Flächenzone. J. Zötl a. a. O., S. 50—57.

²⁹⁾ Supan A., Grundzüge der physischen Erdkunde. 7., bzw. 8. Aufl., Berlin-Leipzig 1930.

³⁰⁾ Penck A., Die Kluftsysteme im Basteigebiet. Zeitschr. Ges. f. Erdkde., Berlin 1925, S. 61 ff.

³¹⁾ Diese finden eine Behandlung bei Werneck H., Die naturgesetzl. Grundlagen d. Land- und Forstwirtsch. in Ob.-Öst. Jbuch d. o.-ö. Mus.-Ver., 86., 1935, S. 184 ff.

³²⁾ Götzingen G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh., IX, Leipzig-Berlin 1910.

³³⁾ Schott C., Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. z. dt. Lds.- u. Volkskunde, 29, Stuttgart 1933.

³⁴⁾ Penck A., Pseudoglaziale Erscheinungen. Z. Dt. Geol. Ges. 1884, Bd. 36, S. 184.

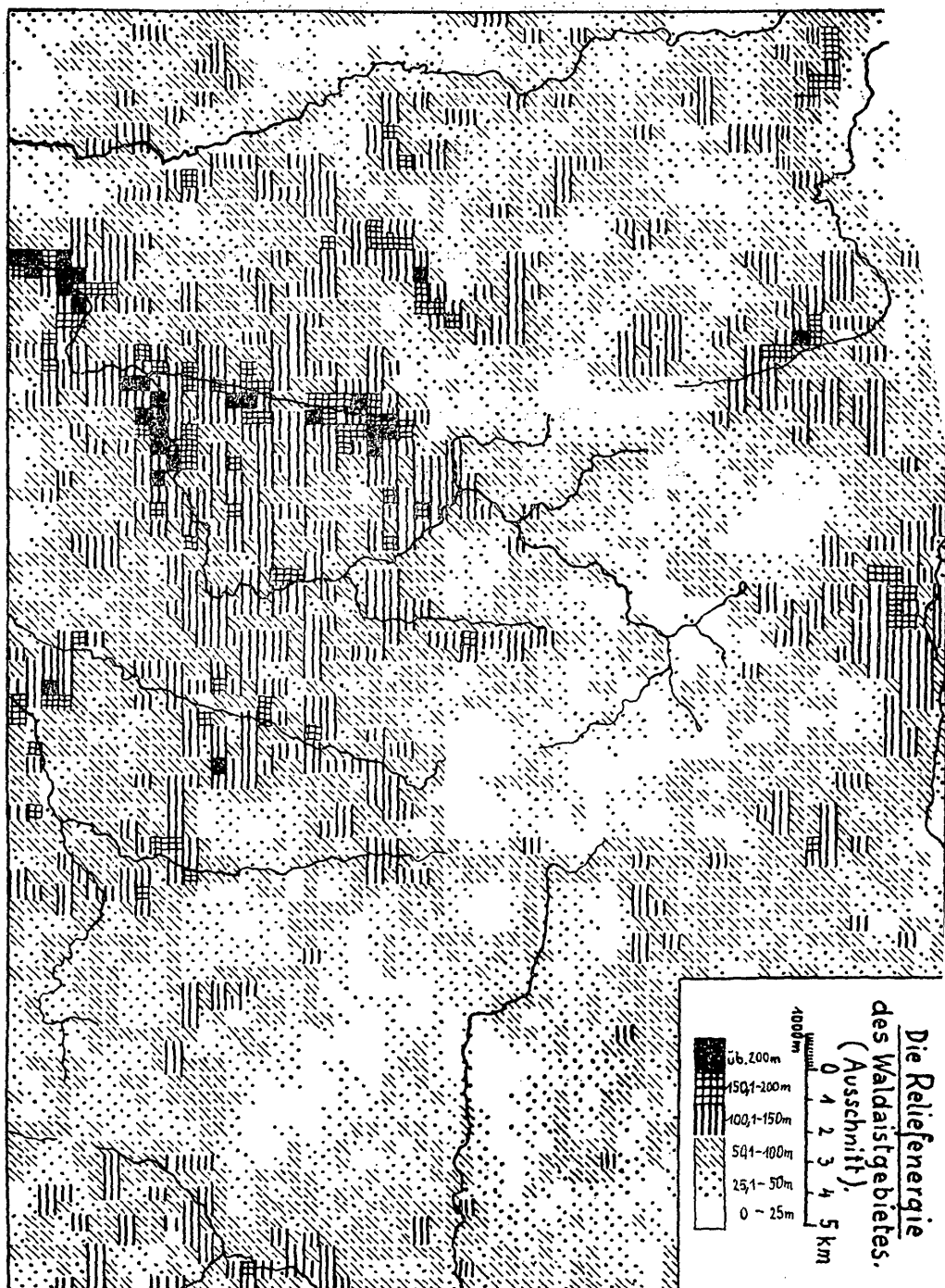
³⁵⁾ Obst E., Die Oberflächengestaltung der schles.-böhm. Kreideablagerungen. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg, XXIV, S. 85.

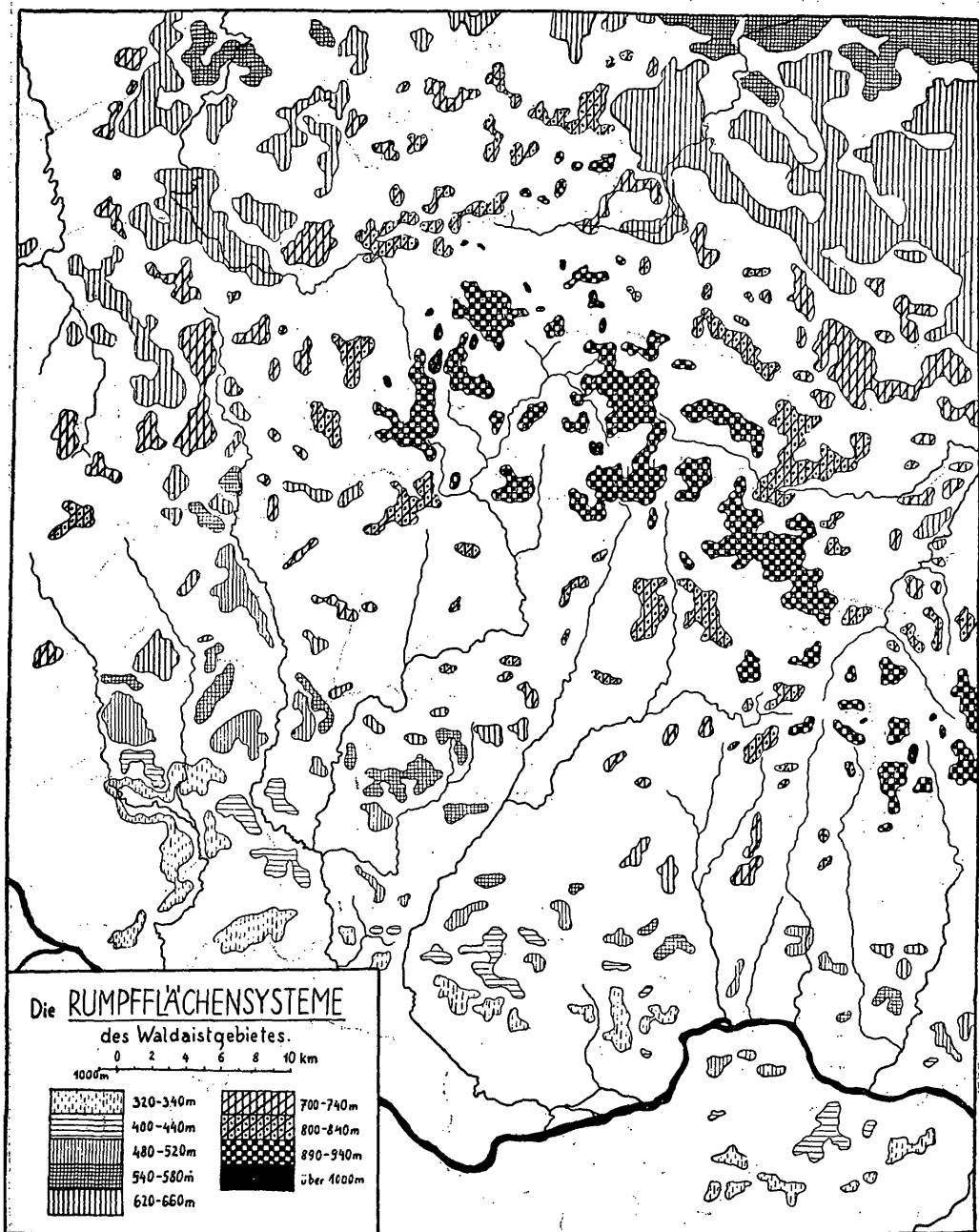
Lozinski, W. v., Der individuelle Nunatak des Poln. Mittelgebirges. Z. Dt. Geol. Ges., MB 1909.

Derselbe, Die periglaziale Fazies der mech. Verwitterung. Comptes Rendu Congr. Geol. Int. Stockholm 1910, XI.

³⁶⁾ Penck W., Die morphologische Analyse. Wie Fußnote 25!

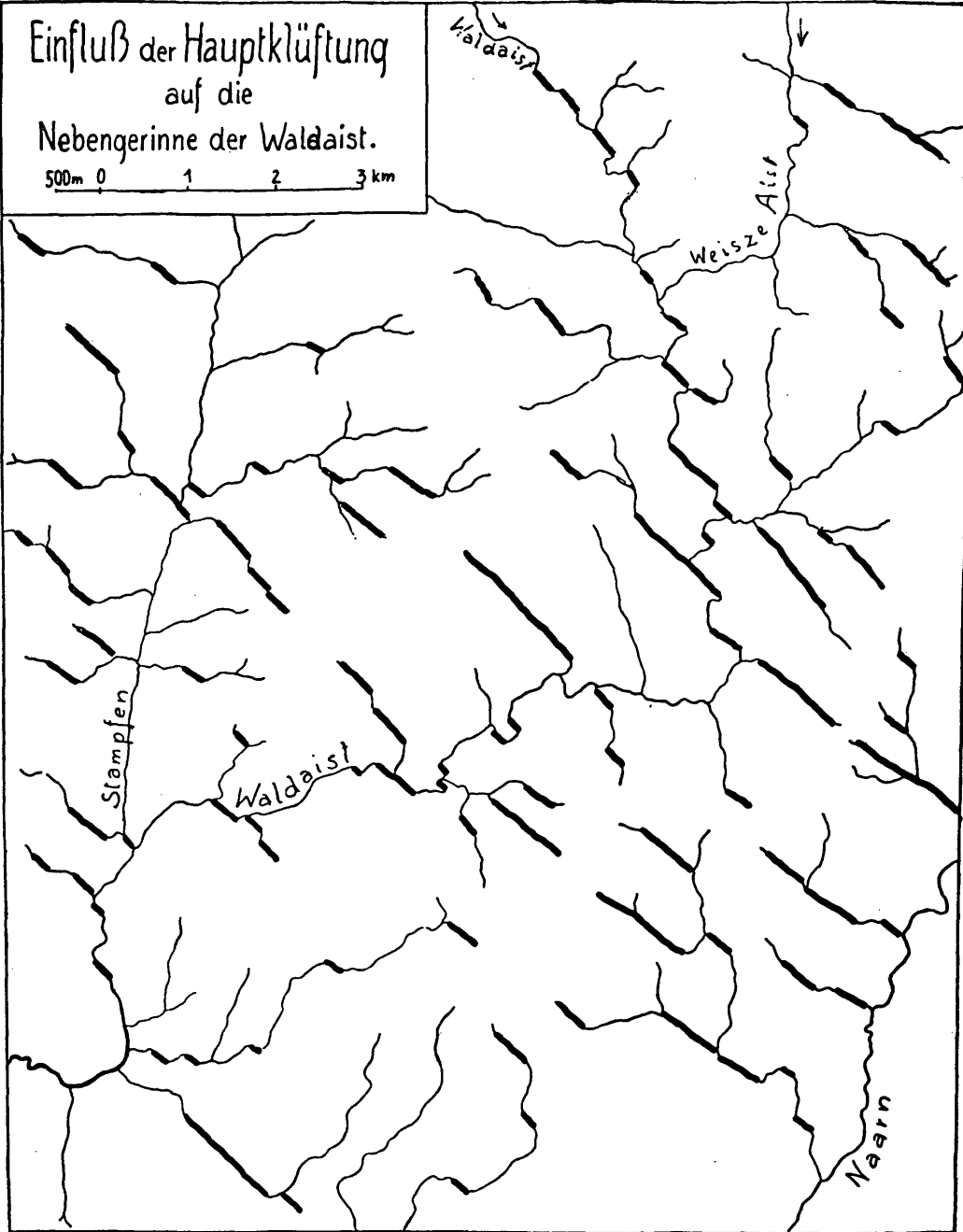
Hettner A., Oberflächenformen des Festlandes. Berlin 1928.





Einfluß der Hauptklüftung
auf die
Nebengerinne der Waldaist.

500m 0 1 2 3 km



LÄNGSPROFIL des Waldaistlaufes.

