

Zur Geomorphologie des Gebietes Steinwandklamm — Mirafälle in NÖ.

Mit 4 Abbildungen u. 3 Bildern

Von HUBERT NAGL, Wien

Inhaltsübersicht:

Einleitung	43
Die Bewegungen am Alpenostrand und die tertlären Sedimente	44
Das Talnetz und seine Formen — die morphologischen Regionen	49
Die Großformung	49
Der Steinwandgraben	51
Das Mirabachtal	52
Das Pernitzer Becken und der Piestingdurchbruch	54
Pleistozäne Terrassen	56
Zusammenfassung der Ergebnisse	57

Einleitung

Wie die meisten voralpinen Landschaften im niederösterreichischen Alpenraum hat auch das abwechslungsreiche und vielgestaltige Gebiet der oberen Piesting und Triesting noch keine eigene morphologische Untersuchung erfahren, während die tektonischen Strukturen und geologischen Erscheinungen — vor allem auch in Dissertationen (STEINHAUSEN 1959, HERTWECK 1961) — bearbeitet wurden. Nur der Ostrand der Alpen, wo sich alte Meeresformen mit fluviatilen Formen überschneiden und Sedimente eine genauere Eingliederung ermöglichen, hat schon früher Geographen zu Forschungen angeregt (HASSINGER 1905, BÜDEL 1933). Die Feststellungen, die dort getroffen wurden, stellen eine gesicherte Ausgangsbasis für die Untersuchungen der talaufliegenden Räume dar, sodaß sich immer wieder Beziehungen ergeben werden (KÜPPER 1951, WINKLER-HERMADEN 1957). Die vorliegende regionale Arbeit versucht die durch wechselnde tektonische Vorgänge immer wieder unterbrochene Morphogenese im Gebiete des Pernitzer Beckens, der Mirafälle und der Steinwandklamm zu erhellen und in Verbindung mit den Geschehnissen am Alpenostrand zu bringen.

Die Gutensteiner Alpen, die im Raum Unterberg (1342 m) — Kieneck (1106 m) ihre höchsten Erhebungen im Einzugsbereich der Piesting nördlich Gutenstein erfahren, zeigen bis zu der SW-NE gerichteten Tiefenlinie Mirafälle — Steinwandklamm konstante Gipfelhöhen von 1000 m.

Östlich sinken — besonders nördlich des Pernitzer Beckens — die Höhen auf 700—800 m ab. Flache Rücken und Hochflächen kennzeichnen diesen Raum. Östlich des Feichtenbachgrabens erhebt sich das Gelände entlang der immer wiederkehrenden SW-NE-Richtung auf fast 1000 m (Hoher Mandling, 967 m), um erst bei Wopfing steil abzusinken und unter die Piesting-Konglomerate zu versinken, aus denen es nur inselhaft hin und wieder hervorragt. Östlich der Linie Piesting — Lindabrunn bricht das Gebirge endgültig in größere Tiefen ab, bedeckt von den Sedimenten des Wiener Beckens.

Südwestlich des Hohen Mandling jenseits der Piesting erhebt sich der Kitzberg auf 771 m, welcher mit steilen Flanken zum Fluß, mit flachen Hängen aber zur Ochsenheide (Sattel von Waidmannsfeld) in 582 m absinkt. Gerade dieser Raum, der wieder mit Konglomeraten bedeckt ist, hat für die Deutung der Landschaftsgenese besondere Bedeutung.

Die tektonischen und geologischen Verhältnisse seien nur kurz referiert. Der besprochene Raum liegt im Bereich der Ötscherdecke; westlich der Linie Mirafälle — Steinwandgraben befindet sich die Unterberg-Teildecke, östlich davon die Göller-Teildecke, bei Muggendorf wurden kleine isolierte Deckschollen abgegrenzt (zuletzt bei HERTWECK 1961), die der Göllerdecke aufliegen. Der Steinwandgraben folgt im ungefähren der Grenze Unterberg — Göllerdecke, die durch weichere Zonen (Werfener Schiefer, Lunzer und Reingrabener Schichten) ausgezeichnet ist. Die vorgosauische Überschiebung wurde zwar nachgosauisch wiederbelebt, aber erreichte nur kurze Schubweiten. Verfaltungen und Gosaeinpressungen waren jedoch sehr wirksam, wie z. B. die an einer Störung eingekeilte Gosau am Hohen Mandling. Die Muggendorfer Deckschollen waren bereits in der Wurzelzone getrennt und wurden nur mehr sekundär deformiert (Abb. 1, a).

Für die tektonischen Vorgänge im Jungtertiär ist von Bedeutung, daß von W nach E das Alter der Sedimente abnimmt und immer jüngere Schichten die Beckenfüllungen ausmachen (KÜPPER, PLÖCHINGER), sodaß tektonische Vorgänge im Gebirgsinneren (Pernitzer Becken) früher ausgeklungen waren als am Gebirgsrand oder im Wiener Becken. Neben dieser Feststellung ist für die morphologische Entwicklung wesentlich, daß die Verbiegung und Kreuzung von Störungs- und Überschiebungslinien schon früh zu einer Zerrüttung, Einsenkung oder Ausräumung geführt haben, wie die Gosauablagerungen bei Waidmannsfeld und am Almesbrunnberg zeigen. Dieser Hakenwurf der prägosauischen Strukturen führt auch zu einem sich wiederholenden Wechsel von Kalk und Dolomit, wobei letzterer durch seine leichtere Zerstörbarkeit die Ausbildung von Muldenzonen und Becken (verschiedene morphologische Widerstandsfähigkeit) fördert, wie es auch B. PLÖCHINGER für das Pernitzer Becken betont.

Abbildung 1 a zeigt einen Geologischen Querschnitt durch die von SW nach NE streichenden Decken und Serien parallel zum Verlauf des Mirabach- und Piestingtales. Deutlich ist zu erkennen, wie die Deckengrenzen und Störungen zwar prägosauisch angelegt, während der tertiären Tektonik aber wiederbelebt worden sind, worauf im folgenden Abschnitt wieder hingewiesen werden muß.

Die Bewegungen am Alpenostrand und die tertiären Sedimente

Das Triesting-Piesting-Vorland hat nach älteren Untersuchungen durch A. BITTNER und H. HASSINGER (1905) vor allem durch J. BÜDEL (1933) und A. WINKLER-HERMADEN (1942, 1957) eine moderne Bearbeitung erfahren, ergänzt durch die geologischen Kartierungen von H. KÜPPER (1951), E. KRISTAN (1958), B. PLÖCHINGER und F. BRIX (1967). Die Ergebnisse am Alpenostrand seien vorangestellt, um die Talgeschichte in Zusammenhang mit den Geschehnissen im Vorland betrachten zu können.

Mit dem Absinken des Wiener Beckens und der Heraushebung der Kalkalpen wurde die Landschaftsgenese — vorerst durch Ausbildung einer Rumpflächentreppe (A. WINKLER-HERMADEN 1957) — eingeleitet. Der Beginn der Talbildung selbst war eine präortone Zerschneidung, von der am Alpenost-

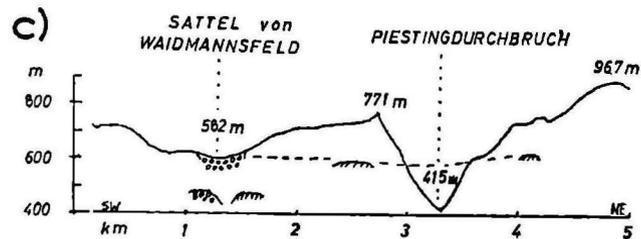
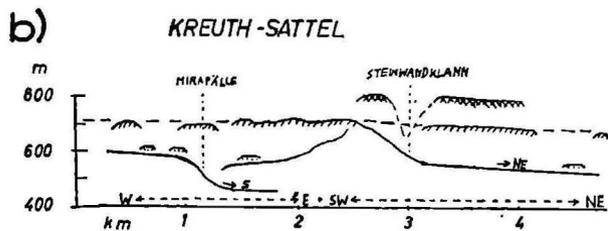
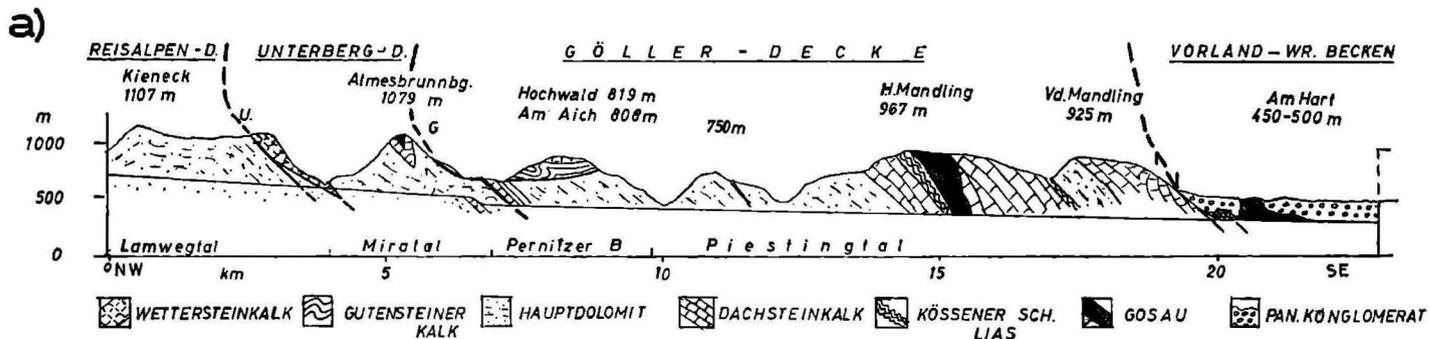


Abb. 1:

- a) Geologisches Längsprofil durch das Miratal, das Pernitzer Becken und das Piestingtal (vorw. nach H. HERTWECK 1961)
- b) Profil durch den Kreuthsattel zwischen Mirafälle und Steinwandklamm
- c) Querprofil Sattel von Waidmannsfeld — Piestingdurchbruch

rand heute nichts mehr zu sehen ist. Die in Trias-, Leithakalk oder Gosauformationen eingeschnittenen Rinnen wurden verschüttet und darin, teilweise auch in festem Fels ein neues vorpontisches Talsystem angelegt. Diese Erosionsphase hat bereits H. HASSINGER 1905 erkannt; J. BÜDEL (1933) verfolgte diese später plombierten Taleinschnitte unter den Konglomeraten der Hochfläche „Auf der Hart“; er konnte zeigen, daß die alte Piestingfurche von Oberpiesting gegen NE zog und die alte Triestingfurche nördlicher als die heutige gelegen war. Grobe Gerölle des älteren Pannons erfüllen die Einschnitte, welche teilweise unter die rezente Talsohle hinabgereicht haben (so z. B. östlich Hirtenberg). Nach einer frühintrapannonen Hebungsphase im Gebirge folgt nach WINKLER-HERMADEN (1957) eine mittel- bis oberpannone Absenkung des Triesting-Piestingvorlandes, welche zu einer mehrere 100 m mächtigen zweiegliederten Verschüttung Anlaß gab, welche randlich in ein Delta übergeht. Sie baut den Konglomeratkörper des „Hart“ auf.

Die älteren Schotter (bzw. Konglomerate), die nach oben zu immer feiner werden, steigen bis 380—400 m an, d. s. 70 m über der Piestingaue. Diskordant folgen darüber, mit einer groben Schüttung beginnend, die jüngeren Schotter bis zu einer Höhe von 420—540 m. Sie bilden die heutige Oberfläche des „Hart“. Zwischen den beiden Akkumulationsphasen ist eine kräftige Hebung des Gebirgsraumes und eine Einebnung der Vorlandshotter anzunehmen, der bald eine Absenkung des Vorlandes mit anschließender Reliefverschüttung (durch die oberpannonen Konglomerate) folgt. Auch die jüngere Schotterdecke, ein Äquivalent der „gelben Serie“ im Becken, wird im Jungpliozän denudiert. Die dabei gebildete oberstpannonische-aldazische Flur wird nach WINKLER-HERMADEN im Gebiet der Hohen Wand um 200 m gehoben, im Raum des Pernitzer Beckens um 100 m gesenkt, sodaß die folgende Talbildung wechselnde Voraussetzungen für ihre Entwicklung findet.

Neben der allgemeinen Abbiegung bzw. dem Abbruch am Ostrand liegt im Pernitzer Becken ein alter Senkungsraum vor, der mit miozänen und pannonen Sedimenten erfüllt ist; allerdings treten in den Liegenden, den Hartkonglomeraten entsprechenden Schichten, Seesedimente auf, die eine isolierte Mulde verlangen. Dafür spricht auch, daß die ältere Zertalung in der Zone Hoher Mandling — Kitzberg nicht unter 410 m hinabgeht (Sattel von Waidmannsfeld), sonst bleibt sie sogar über 500 m.

Das Triestingtal zeigt eine etwas andere Entwicklung. Die allgemeine Hebung ist in diesem Bereich geringer, sodaß die Schotter in breiter Zone weit talauf reichen (Neuhaus), was für die Entwicklung des Steinbachgrabens von Bedeutung ist. Der nördlich des heutigen Triestinglaufes liegende Triestingschotterkegel besteht im Gegensatz zum Piestingkonglomerat aus Flyschgeröllen. A. WINKLER-HERMADEN (1957) ist der Meinung, daß das Einzugsgebiet der Triesting früher größer gewesen sein muß, was er aus der geringen Überhöhung (100—300 m) ableitet. Auch sprechen reichere Kalkgeröllvorkommen im unteren Abschnitt der Aufschüttung dafür. Im weiteren wird gezeigt werden, daß es noch andere, morphologische Anhaltspunkte für einen größeren Triesting Einzugsbereich gibt.

Die bisherigen Arbeiten zusammenfassend ist noch anzuführen, daß eine mittelpannone Abbiegungsphase die 700 m-Fläche des Hohen Mandling im

Osten bis unter 380 m gebracht hat. Die oberpannone 1) Flur ist erosiv im Raum des Hohen Mandling bis 630 m Höhe eingearbeitet, im Osten reichen die Akkumulationen bis 540 m. Die heutige Denudationsflur zeigt eine junge Verbiegung nicht nur durch die Schrägstellung der Konglomerate an: Die Flur neigt sich mit 20‰ gegen Osten, der rezente Talboden nur mit 5‰.

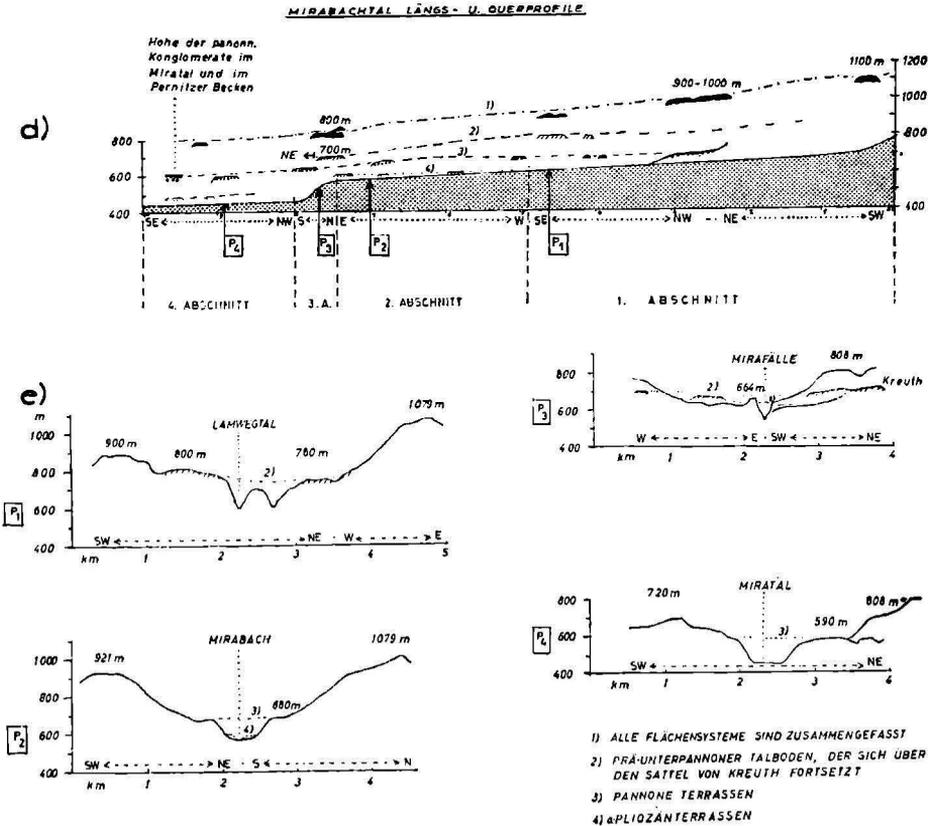


Abb. 2:

- d) Längsprofil durch das Lamweg- und Miratal (das stärkere Herabbiegen der tieferen Terrassen ist darauf zurückzuführen, daß sie näher am Beckenrand liegen und daher eine geringere Hebung erfahren haben)
- e) Querprofil durch das Lamweg- und Miratal in vier morphologisch verschiedenen Abschnitten.

1) Ganz allgemein werden die „pontischen Konglomerate“ (BÜDEL 1933) von WINKLER-HERMADEN als oberpannone, von den Geologen aber als unterpannone Akkumulation angesprochen (KRISTAN, PLÖCHINGER). Dieser Unterschied ist dadurch zu erklären, daß die Altersbestimmung nicht durch Fossilien, sondern auf Grund der Stratigraphie durchgeführt werden muß. Im referierenden Teil dieser Untersuchung wurde der Übersicht halber die ältere Bestimmung beibehalten, in den weiteren Kapiteln jedoch die moderne Datierung als Basis genommen. An der Zahl der Erosions- und Akkumulationsphasen an sich ändert sich nichts, allerdings muß die Datierung verschoben werden; daß dies auch aus anderen Gründen notwendig ist, geht aus den morphologischen Untersuchungen im Gebiet der Mirafälle deutlich hervor.

Abbildung 2 und 3 zeigen die Verbiegung der jungtertiären Fluren und ihre relative Lage zum rezenten Talboden.

Zum Abschluß seien noch die einzelnen Tertiärvorkommen im Untersuchungsgebiet angeführt ²⁾:

Sarmatische Tonmergel, Sandsteine und Leithakalke treten oberflächlich nur am Ostrand auf; sie und somit auch in diese eingeschnittene alte Talkerben werden von pannonen Sedimenten flächenhaft bedeckt. Im Pernitzer Becken, welches im Miozän infolge der Tektonik ³⁾ als randlich gelegenes Becken zugleich mit dem Wiener Becken eingebrochen ist, ergab sich eine pannone See-Erfüllung, die randlich durch grobklastische Sedimente der zufließenden Bäche, im Beckeninneren durch küstenferne Sedimente (Sande und Tegel) vertreten ist. Ein öfter genanntes Vorkommen von Kohleflözen

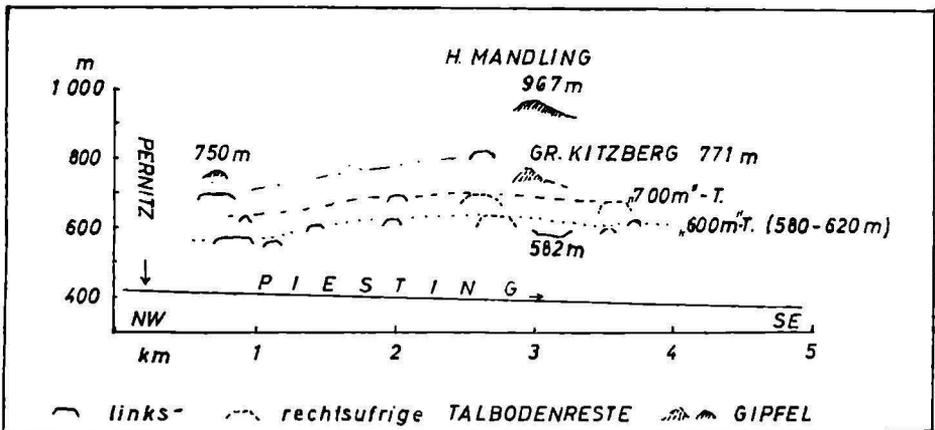


Abb. 3: Der Piestingdurchbruch und die verbogenen Terrassen im Raum Hoher Mandling — Groß Kitzeberg östlich Pernitz.

spricht für ein Schwanken des Seespiegels vor der Verlandung. Randlich konnten bis ca. 430 m pannone Sande, Tone und Konglomerate gefunden werden, die teilweise aber von quartären Sanden überlagert sind. Am Westrand des Pernitzer Beckens sind nach der Spezialkarte pannone Konglomerate verzeichnet, die der Verf. von 450 m bis 620 m Höhe am Peterberg verfolgen konnte. Sie zeigen eine — zumindest randlich — hochreichende Verschüttung an, die nur mehr in Resten vorhanden ist.

²⁾ Geologische Karte des Hohe Wandgebietes von B. PLÖCHINGER, Geol. BA. Wien 1964. B. PLÖCHINGER, Erläuterungen zu Karte des Hohe Wandgebietes (mit Beiträgen von F. BRIX, A. KIESLINGER und H. TRIMMEL), Wien 1967 und persönliche Mitteilungen von Dr. Benno PLÖCHINGER.

³⁾ Der Abschluß des Beckens gegen Norden wurde jedenfalls durch das Umbiegen der Streichungsrichtung von NE in ESE mitbestimmt (Mirabach-Kitzebergstörung). Der Kalte Gang erweiterte sein Längstal im Kreuzungspunkt mehrerer Störungslinien um so eher, als durch das Hakenschlagen der Deckengrenzen Hauptdolomit vorherrscht (B. PLÖCHINGER), der bedeutend mürber und leichter ausräumbar ist.

Am Frohnberger Halt sind bis 660 m, nördlich von Waidmannsfeld bis 620 m unterpannone Konglomerate verbreitet, die bis 410 m (d. i. ca. 20 m unter der Talsohle des Waidmannsfelderbaches) herabreichen und den Hartkonglomeraten entsprechen. Diese hohe Verschüttung wurde nicht mehr zerschnitten, sodaß eine Entleerung des Pernitzer Sees durch den heutigen Durchbruch zwischen Mandling und Kitzberg stattgefunden haben muß. Daß hiebei wieder tektonische Vorgänge beteiligt waren, zeigt die häufige Schrägstellung der Konglomerat-Bänke. Der Sattel von Waidmannsfeld wird im regionalen Teil noch näher beschrieben werden, da ihm bei der Erkenntnis der Morphogenese große Bedeutung zukommt.

Kurz sei noch auf die Tertiärvorkommen im Triestingtal hingewiesen, welche geschlossen als Decke bis nordwestlich Neuhaus ziehen und dort bis ca. 530 m Höhe reichen. Sie liegen dem Gebirge im Raum Weißenbach-Neuhaus jedoch erst ab einer Höhe von ca. 500 m auf. Sie fehlen südlich der Triesting, doch setzt sich ihre Oberfläche in Form einer Abtragungsebene fort.

Das Talnetz und seine Formen — Die morphologischen Regionen

Im Gebiet des Sattels „Im Kreuth“ zwischen Mirabach- und Steinwandgebiet nähern sich die Flußsysteme der Piesting und Triesting bis auf einen Kilometer und gerade dieser Raum ist durch morphologische Besonderheiten (Mirafälle und Steinwandklamm) ausgezeichnet. Das Triestingtal ist ab Weißenbach, das Piestingtal ab Pernitz NW-SE bzw. W-E gerichtet, sodaß der Talverlauf fast normal auf den SW-NE streichenden Schuppenbau des Gebirges steht. Allerdings sind Störungen in der Talrichtung festzustellen, die das Flußnetz bei der Absenkung des Wiener Beckens aufgesucht hat. Diese Richtung setzt auch das Mirabachtal fort, während der Kalte Gang (oberster Piestinglauf) in die Längstalrichtung einbiegt und entlang einer Schuppenzone an der Grenze zwischen Unterberg- und Gölledercke verläuft. Auch alle Seitengräben liegen vorwiegend in Längstälern, oft sogar an Überschiebungsgrenzen oder Störungen gebunden (Steinwandgraben).

Unterhalb Pernitz durchbricht die Piesting die genannten Decken und Schuppen, wobei sich der Wechsel von Dachsteinkalk, Gosau-einschaltungen und Hauptdolomit in der Breite des Tals bemerkbar macht. Zwischen Hohem Mandling und Kitzberg, die eine Höhenzone bilden, durchbricht der Fluß überwiegend Dachsteinkalke in einem engen Kerbtal, bei Waldegg sogar in einer engen Doppelschlinge, die altquartärer Anlage sein dürfte. Bei Oberpiesting ragen einzelne Kalkkuppen aus dem Untergrund auf, östlich befindet sich das Tal in tertiäre Ablagerungen eingeschnitten, nur oberflächlich überdeckt von quartären Schottern. Im Durchbruch erreicht das Gefälle 5,5‰, der Fluß senkt sich von 415 m auf 360 m. Ober- und unterhalb in den Weitungen bildet der Fluß Mäander aus (sofern er nicht reguliert wurde).

Die Großformung

Über die Genese der Großformung hat von genauer untersuchten Gebieten ausgehend bisher nur A. WINKLER-HERMADEN (1957) eine Übersicht gegeben. Nach WINKLER-HERMADEN sind die Kuppen in 1100 m Höhe Reste eines miozänen Systems, die darunter folgenden in 1000 m, 900 m und 800 m, die vor allem auf der Hohen Wand weit verbreitet sind und sich in Form von Rücken bis über unseren Raum spannen, stellt er ins Pannon. Dem miozänen Niveau entspricht auch der Grund des Pernitzer Beckens, einem pannonen

die Unterlage der Hartkonglomerate. Wie schon eingangs erwähnt, ergibt die unterpannone Datierung der Vorlandkonglomerate eine Änderung der Systemdatierung, wie sie im folgenden ersichtlich wird.

Die Altlandschaft, zu welcher man alle oberhalb der talgebundenen Systeme liegenden Verflachungen rechnen kann, ist in ihrer Ausbildung nur durch ein anderes Kräftespiel unter subtropischen bis tropischen Klimaverhältnissen zu erklären. Darauf haben im allgemeinen und in regionalen Arbeiten vor allem J. SÖLCH, E. SEEFELDNER, H. SPREITZER und A. WINKLER-HERMADEN wiederholt hingewiesen. Dies gilt auch für unser Untersuchungsgebiet, umso mehr, als der Vergleich mit den korrelierten Sedimenten, die Überlagerung durch tertiäre Akkumulationen und der Vergleich mit gut untersuchten Räumen der Nachbarschaft diese Meinung unterstützen. Eine systematische Erfassung der Flächenreste ergibt folgendes Bild.

Die Höhenzüge, welche das Einzugsgebiet des Mirabachs und des Furtherbachs — Quellflüsse der Piesting bzw. Triesting — umschließen, erreichen an der Wasserscheide gegen Westen ihre größte absolute Höhe. Unterberg (1342 m) und Kieneck (1106 m) können als eine nur mehr in kuppigen Resten erhaltene älteste Landschaft angesprochen werden. Südlich des Mirabachs vertritt isoliert der Tafelberg (1146 m) diese älteste erhaltene Landschaft. Alle genannten Gipfel liegen nahe der Überschiebungsgrenze; Unterberg und Tafelberg im Bereich der Unterbergdecke, das Kieneck gehört der Reisalpendecke an. Die genannten Höhen sind von einer höchsten Flachlandschaft umgeben, die weithin eine gleiche Ausbildung zeigt und mit den sie überragenden Gipfeln eine Formengemeinschaft bildet. Diese ist von SW nach NE im Streichen der Decken zu verfolgen und dabei ein Abbiegen um ca. 200 m festzustellen (Tafel 2, d).

Dieser weiträumige Vergleich ist trotz der verschiedenen Höhe durch die Betrachtung einer Formengruppe möglich, wie dies der Verf. auch im Gebiet des Katschbergpasses zeigen konnte. Es ist daher eine nach Ausbildung verschieden alter Systeme wirksame jüngere Tektonik anzunehmen, welche die Niveaus in verschiedene Höhe brachte.

Diese oberste Ebenheit liegt am Unterberg selbst und an den ihn umgebenden Höhen in 1000 m — 1100 m wohl ausgebildet vor. Auf der Brunntaler Höhe ist sie auf 4 km Länge bis 500 m Breite erhalten! Westlich und südlich des Tafelberg ist sie in kleineren Flächenstücken, um das Kieneck nur mehr in Form von Rücken vorhanden. Erst weiter im Osten tritt es wieder dominierend und gipfelkrönend auf: Kalter Berg (1044 m), Almesbrunnberg (1079 m), Schönbodenhöhe (1021 m).

Am Unterberg ist noch eine Verebnung in 1200 m eingeschaltet, die eine phasenhafte, besonders starke Heraushebung andeutet; in den anderen Räumen fallen diese Stufen zusammen.

Östlich des Pernitzer Beckens ist das höchste, nach WINKLER-HERMADEN sarmatische Flächensystem in Resten auf der Dürren Wand, weiträumig auf der Hohen Wand (900—1132 m) und nördlich der Piesting am Hohen Mandling (967 m) und Vorderen Mandling (925 m) vertreten. Am Gebirgsrand erscheint dieses Niveau stark abgebogen; schließlich begrenzen Brüche, die von jüngeren Denudationsphasen überformt sind, das Höhegebiet.

Der gesamte Raum zwischen Almesbrunnberg und Hohem Mandling weist viel geringere Höhen auf, welche aber an höheren Gebieten ähnliche Verebnungen zeigen. Im allgemeinen ist ein Gefälle gegen NW zu erkennen: Bei Muggendorf steigt das Gelände noch bis über 900 m an, im Einzugs-

bereich der Triesting gipfelt es bei 650—750 m. Das Hauptproblem liegt in der doppelten Deutungsmöglichkeit. Sind diese tiefen Flächen jüngere Erosionsformen oder tektonisch abgesenkte Teilgebiete des 1000 m-Systems. Eine Beurteilung ist dann möglich, wenn man an den Grenzen zum höher aufragenden Bergland einen Zusammenhang finden kann; die Verfolgbarkeit eines höchsten Talsystems, welches im Miratal in 760—800 m liegt, in das östliche Gebiet ist gegeben. Ein Schwanken der absoluten Höhen ist sowohl aus der regionalen Tektonik als auch aus der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine erklärbar. Wohl ist ein leichtes Abbiegen gegen Norden festzustellen, doch greift die Fläche, welche über den Triestingsschottern entwickelt ist, nach Süden auf festes Gestein (überwiegend Hauptdolomit) über.

In 600 m — 550 m und um 400 m sind talgebundene Systeme in diese Flachlandschaft eingesenkt, die in den oberen Talabschnitten oft noch als intakte Talböden erhalten sind. Besonders im hier zu besprechenden Miratal sind die alten Talböden gut erhalten und in Seitentäler zu verfolgen. Dies wird im einzelnen im regionalen Teil aufgezeigt werden. Von besonderer Bedeutung ist ein Talniveau dann, wenn der Zusammenhang mit den tertiären Schottern (Überlagerung des alten Ausraumes oder Übergreifen der Talböden auf die Schotter) zu ersehen ist.

Der Steinwandgraben

Das im Gebirgsstreichen liegende 5 km lange Tal beginnt östlich des Kreuthsattels am Ausgang der Steinwandklamm in ca. 600 m Seehöhe und senkt sich bis zu seiner Mündung in den Further Graben auf 400 m. Der Unterlauf befindet sich in einem tektonisch höherem Stockwerk, nämlich der Göllerdecke, die sich in einer Mulde der Unterbergdecke erhalten hat. Dadurch durchschneidet das Tal eine Gutensteiner-Kalk-Barriere, während es ober- und unterhalb durch leichter ausräumbare Gesteine (Hauptdolomit, Lunzer Sandstein) zieht.

In die 750 m—800 m Fläche, die im Westen als Terrasse („Berg“), im Osten aber flächenhaft verbreitet ist, scheint eine älteste Talentwicklung eingetieft zu sein, welche am Kreuthsattel noch in einem talbodenartigen Rest erhalten ist. Das System liegt hier in 700 m Höhe und zieht mit geringem Gefälle (2,0—2,8‰) talaus; es ist über Wettersteinkalk und etwas erniedrigt über Lunzer Schichten entwickelt (Abb. 1 b). Es läßt sich über zahlreiche Terrassenstücke hinweg bis in das obere Triestinggebiet verfolgen, wo es als 600 m—630 m-System gegen Osten verläuft. Da der Kreuthsattel (s. u.) ein weites Querprofil besitzt (Bild 1 u. 3), was auf ein reifes Tal schließen läßt, muß der Steinwandgraben einmal eine Fortsetzung gegen SW gehabt haben, wofür noch andere Argumente sprechen: Die tektonischen Linien, die Terrassen im Mirabachgebiet und die größere Kalkkomponente der älteren Triestingsschotter. In 540—520 m ausgebildete Terrassen ziehen durch die Gutensteinerkalk-Enge und sind bereits quartären Alters; schon sehr an das heutige Gefälle angeglichen ist eine Terrasse 20 m über dem Bachspiegel, die dem Mittelpleistozän entspricht. Sowohl die Hänge als auch die Terrassen sind mit mächtigen Soliflukationsdecken überzogen, die Terrassenkanten zeigen aber den anstehenden Untergrund.

Die Steinwandklamm ist eine ca. 350 m lange, von steilen Felsen begleitete Schluchtstrecke des von NW kommenden und nach NE umbiegenden Steinbaches. Eine Wettersteinkalklage, die zwischen Hauptdolomit im

Westen und Lunzer Schichten im Osten ansteht, weist neben der Klamm mehrere Höhlenbildungen auf (Türkenloch, Wildschützenloch), die knapp unter dem 700 m-Niveau und daher hoch über dem heutigen Bachlauf liegen. Sie können als Zeichen einer ersten Tieferlegung nach Anzapfung des obersten Steinbachtals gedeutet werden; der Steinbach hat wohl von dieser Anzapfung etwas südlicher in das den Kreuth-Sattel überfließenden Gerinne gemündet, wofür eine heute trockene Talfurche westlich des „Jagasitz“ spricht (Bild 3). Die weitere Tieferlegung erfolgte rasch, da sich der Unterlauf in weicheren Schichten schnell eintiefen konnte. Im widerstandsfähigen Wettersteinkalk reichte die Erosionsleistung nur zur Schluchtbildung, sodaß die Klamm sowohl als Regressions- als auch als Denudationsdurchbruch angesprochen werden kann (Hauptdolomit — Wettersteinkalk — Lunzer Schichten). Die Schluchtwände zeigen bis hoch hinauf alte Strudellöcher und damit die evorsive Tätigkeit des Wassers an.

Der unterste Klammabschnitt weist einen schmalen Talboden auf, der bereits auf die pleistozänen Anschüttungen im weiteren Talverlauf ausgeht und somit durch Akkumulation und nur im geringsten Maß durch Seitenerosion entstanden ist.

Der Beginn der Klammbildung kann mit Mittel- bis Oberpannon angenommen werden, da die 700 m-Flur mindestens gleich alt wie die im E aufgelagerte unterpannone Verschüttung, wahrscheinlich aber sogar älter ist, wie aus dem Vergleich der Terrassen und Aufschüttungen im Piestingtal hervorgeht. Die oberpliozäne Hebung hat dann den teilweisen Ausraum der Konglomerate und die kräftige Tiefenersosion im Inneren des Gebirges verursacht.

Das Mirabachtal (Lamwegthal)

Der Talverlauf des Mirabachs läßt sich in vier morphologisch verschiedene Abschnitte gliedern: Über 600 m Seehöhe ist ein von niedrigen Terrassen freies Kerbtal ausgebildet, welches talauf sowie auch die Nebentäler in 660—700 m in einen alten Talboden übergeht. Bis 560 m herab folgt der zweite Abschnitt, für den ein von Terrassen begleitetes Muldental charakteristisch ist. Nach einem scharfen Knick gegen Süden schließen die Mirafälle das obere Miratal ab. Von Muggendorf (450 m) bis Pernitz (430 m) durchfließt der Mirabach ein breites Sohlental, das genetisch mit dem Pernitzer Becken verbunden ist (Abb. 2 d, e).

Die einmündenden Nebenbäche verhalten sich ähnlich wie der Miratalabschnitt, in welchen sie münden. So weisen der Atzbach (Weidengraben) und der Viehgraben, die am Beginn des zweiten Abschnitts münden, Kerbtalcharakter und weiter oben alte Talböden wie das Lamwegtal (Miratal) auf. Der Purbachgraben hingegen, der unterhalb Muggendorf einmündet, zeigt bis Purbach eine Sohlentalform, weiter talauf ist er als Kerbtal entwickelt. Die Gefällsverhältnisse sind sehr unterschiedlich:

	Seehöhe	Länge	Gefälle	Talform
Abschnitt 1	800—600 m	4,5 km	4,4%	Kerbtal + Talbodenstrecke
Abschnitt 2	600—560 m	3,0 km	1,3%	Muldental + Terrassen
Abschnitt 3	560—460 m	0,5 km	20,0%	Talstufe (Mirafälle)
Abschnitt 4	460—430 m	3,0 km	1,0%	Sohlental (Talverschüttung)

Der vierte Abschnitt muß nicht nur der Ausbildungsform wegen dem Pernitzer Becken zugesprochen und daher dort angeführt werden, sondern auch deshalb, weil südlich des Baches Konglomerate und Breccien zur Ab-

lagerung gekommen sind, die bis über 600 m Seehöhe ansteigen und mit denen südlich des Pernitzer Beckens verglichen werden können.

Ein Hauptproblem stellen die Mirafälle dar (Abb. 1 b; Bild 1), die eine ungewohnte Erscheinung in den östlichen Kalkvorpalen darstellen und dadurch zu einem Anziehungspunkt für den Wiener und niederösterreichischen Ausflugsverkehr geworden sind. Die heutige Wasserfallstrecke wird durch Bergsturzmaterial bestimmt, welches in Form großer Blöcke den Taleinschnitt erfüllt und den Bach zu zahlreichen kleinen Wasserfällen zwingt. Die Enge dieses Talbaschnitts ist auf die Muggendorfer Deckscholle zurückzuführen, welche von einem Wettersteinkalkpaket aufgebaut wird. Der Mirabach hat sie durchschnitten, sodaß zwei, Muggendorf turmartig überragende Felspartien ausgebildet sind (Hausstein 664 m und Hirschwände 640 m). Das Lamwegtal setzt sich geradlinig W—E fort, auch die höheren Terrassen (700 m) ziehen gegen den Sattel zum Steinwandbach (Kreuth). Offenbar hat von dem tiefliegenden Pernitzer Becken aus ein Gerinne den Mirabach angezapft, sodaß ein Regressionsdurchbruch entstanden ist. Gegen einen epigenetischen Durchbruch spricht auch das Fehlen pannoner Gerölle bzw. Konglomerate nördlich von Muggendorf. Da die 700 m-Terrasse als letzte über den Kreuthsattel, die tiefere in 640 m aber bereits nach Süden zieht und obendrein flußab über festen Fels und Konglomeratmassen hinweg entwickelt ist, erscheint ein unterst-pannoner Alter der Anzapfung und damit der Entstehung der Mirafälle wahrscheinlich. Daß sich bei dem geringen Höhenunterschied von ca. 100 m die Steilstufe bis heute erhalten hat, ist mit folgender Tatsache zu erklären: Die Anzapfung erfolgte kurz vor der Aufschüttung der pannonen Konglomerate, sodaß die Erosion im maßgeblichen Raum bald zum Erliegen kam. Die Oberfläche der Verschüttung lag mindestens in 620 m Seehöhe und muß lange Zeit die Erosionsbasis für das Mirabachgebiet dargestellt haben, wie aus den Terrassen im 2. Abschnitt hervorgeht. Sie liegen in 680—640 m, rund 80 m über dem rezenten Talboden. Die Talbreite hat in jener Zeit durchschnittlich 500 m betragen, heute liegt sie bei 50—100 m (Abb. 1 b und 2 d, e). Erst nach dem Ausraum der Schotter konnte die Erosion die Steilstufe wieder angreifen, wobei jedoch herabgehende Bergstürze sie immer wieder zwangen, neu zu beginnen. Die allgemeine Denudation hat zu einer der morphologischen Widerstandsfähigkeit entsprechenden Erniedrigung geführt; so wurden vornehmlich die Hauptdolomitgebiete westlich des Haussteins, welche heute noch von mehreren Meter mächtigen Grusdecken bedeckt sind, auf 620—660 m abgetragen. Unzweifelhaft ist jedoch durch die Wetterstein-Deckscholle von Muggendorf eine ehemalige Wasserscheide gekennzeichnet.

Die 700 m-Terrasse, welche das oberste der talgebundenen Systeme vertritt, wie schon im Absatz über die Großformlung gezeigt wurde, ist die Grundlage für die Annahme eines alten Miratalverlaufes über den Kreuthsattel ins Steinbachgebiet. Der ehemalige Talboden liegt im Abschnitt 1 in 760—800 m (siehe Abb. 1 u. 2); beim Zusammenfluß von Mirabach und Atzbach hatte sich eine ca. 2,5 km breite Talweitung entwickelt, die sich gegen Osten verengte, was wohl auf eine stärkere Hebung im Bereich der Deckenstirn zurückzuführen ist. Die beschriebene Terrasse zieht sich deutlich um den Almesbrunnberg (1079 m) herum und verbindet sich schließlich am Kreuthsattel mit den äquivalenten Terrassen des Gegenhanges (700 m). Im Steinwandgraben (s. o.) senkt sich der alte Talboden weiter ab und erreicht das Triestingtal mit ca. 600 m.

Nördlich der Mirafälle kann man ein System in 660 m (östlich der Fälle in 640 m) erkennen, welches nach SSE abfällt und seine Fortsetzung im Abschnitt 4 des Mirabachtals und im Pernitzer Becken auch über Konglomerate hinweg findet. Damit ist eine Talentwicklung schon zur Zeit des 660 m-Niveaus (das bis 620 m absinkt) ins Pernitzer Becken festgestellt, welche zu einer geringen und allmählichen Eintiefung in das 700 m-Niveau und damit zur Außer-Aktion-Setzung des Kreuthsattels als Talbodenstück geführt hat (Bild 1, 2; Abb. 1 b, 2 d).

Die Feststellung, daß das 660—620 m-System nicht nur über anstehenden Fels, sondern auch über pannonen Konglomeraten entwickelt ist, läßt einen Schluß zu, welcher die Genese des oberen Piestinggebiets bei Pernitz erklärt. Die Anlage des Pernitzer Beckens geht auf das Miozän zurück (H. WINKLER HERMADEN 1957, B. PLÖCHINGER 1967); zu jener Zeit wurde es nur von flachen und niedrigen Höhen umgeben, wie die Untersuchung der Großformung ergibt. Ein Talnetz war kaum entwickelt, die Flächenbildung herrschte vor. Im obersten Miozän (Sarmat) war jedoch ein Flußsystem ausgebildet, welches durch den See im Pernitzer Becken unterbrochen war. Die Verschüttungen bis 620 m (mindeste Maximalhöhe), auf die Felsterrassen ausgehen, weisen auf eine längerdauernde Ruheperiode, der eine kräftige Hebung vorangegangen ist. Diese Hebung und die gleichzeitige Absenkung des Wiener Beckens haben das Flußwerk gegen Osten ausgerichtet, sodaß in 620—580 m weite Talböden entstanden sind, die teilweise über Aufschüttungen hinweg verlaufen. Im Laufe der allgemeinen Tieferlegung, besonders im Gebiet intensiver Heraushebung (H. MANDLING) wurde das Bild der heutigen Täler geschaffen, indem steile Kerben in die alten Talböden eingeraben wurden.

Das Pernitzer Becken und der Piestingdurchbruch

Der vierte Abschnitt des Mirabachtals und das Pernitzer Becken stellen eine morphologische Einheit dar. Es liegt im Kreuzungspunkt zweier Störungslinien, deren Wirkung durch ein Hakenschlagen der SW—NE verlaufenden Strukturen verstärkt wird. Obendrein werden die umgebenden Höhen von tektonisch stark zerrüttetem Hauptdolomit aufgebaut, der relativ leicht ausräumbar ist. Tektonische Einmündung und Ausräum haben daher das Becken bestimmt, welches bis 420—440 m Seehöhe mit marinen (?), limnischen und fluviatilen Sedimenten erfüllt ist. Abgesehen von einer quartären Schotterdecke von geringer Mächtigkeit (1—2 m) und einer Überlagerung älterer Formen mit Dolomitgrus am Beckenrand (2—10 m) finden sich den Hartkonglomeraten ähnliche Sedimente südlich Pernitz über die Ochsenheide bis Waidmannsfeld und nordwestlich Pernitz über einen niedrigen Felssockel bis ca. 620 m. Wie schon erwähnt, führte diese randliche Verschüttung zu einer Verdeckung der Mirafallstufe, sodaß sie nicht ausgeglichen werden konnte. Die weite Verbreitung der fluviatilen Gerölle, die sich örtlich mit Breccien verzahnen (z. B. nordwestlich Petersberg), ist nur bei einem langdauernden Seestand möglich. H. WINKLER-HERMADEN nimmt an, daß die mittelpannonne Flur der Hohen Mandling gegen Osten abgelenkt und damit zur Unterlage der oberpannonen Schotter wurde. Die entsprechende 700 m-Flur zeigt eine Abbiegung auf 580 m. Über die oberpannonen Konglomerate wurden dann noch oberstpannone, dazische und levantinische Verebnungen ausgebildet, sodaß die Hartoberfläche von Kappungsebenen charakterisiert wird. Nach der neuen Datierung sind die Unterlage der Konglomerate unterst-

pannon oder präpannon, die Konglomerate intrapannon und die Flächen darauf oberpannon.

Auf Grund der Verbreitung der Konglomerate muß das Pernitzer Becken als lokale Erosionsbasis der Akkumulationszeit für das westlich anschließende Gebiet angesprochen werden. Ob das Becken jemals vollkommen verschüttet war, ist nicht zu erweisen. Außerdem ist die maximale Aufschüttungshöhe nicht sicher, da mit einer späteren Erosionsphase zu rechnen ist, doch scheint sie nicht viel höher als die heute sichtbare Oberfläche zu sein. Wie schon eingangs erwähnt, stellen die Geologen (B. PLÖCHINGER u. a.) die Hartkonglomerate ins Unterpannon (gegen BÜDEL und WINKLER-HERMADEN), wodurch auch die Auflagerungsflur älter als Mittelpannon (WINKLER-HERMADEN) sein muß. Letztere steigt im Westen auf über 900 m an, während sie im Osten unter die heutige Oberfläche des Piestingtales absinkt. Da die tortonen Strandterrassen des Alpenostrandes in bereits höheres Gelände eingeriffen haben, ist ein früh- oder vortortones Alter der darüber befindlichen Flächensysteme anzunehmen; die 900 m-Flur wäre nach dieser Ansicht älter als sie WINKLER-HERMADEN angesprochen hat. Nach der Zerschneidung im Sarmat hat dann die Akkumulation der Sedimente eingesetzt, die im Unterpannon mit der Aufschüttung der Hartkonglomerate ihren Höhepunkt erreicht hat. Die Akkumulationsflur selbst setzt sich in der 620—700 m-Fläche gegen Westen fort, die demnach auch unter- und nicht oberpannonen (WINKLER-HERMADEN) Alters ist. Die späteren Erosionsphasen sind in ihrer flächenhaften Wirkung auf die östlichen Schotterräume beschränkt geblieben und talauf nur in einer geringen Taleintiefung festzustellen.

Die Umräumung des Pernitzer Beckens zeigt neben dem 620 m-Niveau, welches als abgebogenes Teilstück des bei der Hohen Mandling in 700 m Höhe liegenden Systems anzusprechen ist, besonders deutlich die Flur, welche der rezenten Hartoberfläche entspricht. Es sind vor allem am Nordrand in 580 m breite Terrassen und Verebnungen entwickelt, die im Durchbruch auf 620 m ansteigen und am Sulzberg (544 m) das erste Mal auf Schotter übergreifen, wie schon J. BÜDEL gezeigt hat.

Eine Frage für sich ist das Alter des Piestingdurchbruches zwischen Pernitz und Piesting (Engtal von Ortman bis Wopfung). Es handelt sich wohl um ein polygenetisches Tal, der Abschnitt oberhalb Reichental (Miesenbachmündung) scheint jünger zu sein als der etwas weitere untere im Gebiet Oed-Waldegg. Die Einleitung des Durchbruches, der zumindest teilweise antezedenter Art ist (verbogene Terrassen) (Abb. 3), kann nur dann durch eine Epigenese erklärt werden, wenn die Verschüttung über den Kitzberg hinaufgereicht hat (771 m), wofür Beweise fehlen. Mit großer Wahrscheinlichkeit hat eine Anzapfung von Osten her, verstärkt durch den von Norden kommenden Feichtenbach einen Durchbruch ins Pernitzer Becken geschaffen. Die Piesting hat in der Folgezeit dieses Tal benützt, nicht zuletzt deshalb, weil eine leichte Nordkipfung des oberen Talabschnittes und des Pernitzer Beckens festzustellen ist, was die Verlegung beschleunigte.

Das Durchbruchstal hat später eine antezedente Weiterbildung erfahren, wie das Ansteigen des unterpannonen Niveaus von 620 m auf 700 m und des oberpannonen von 580 m auf 620 m zeigt. Zugleich begann der subsequente Ausraum des Schottergebietes südlich des Gr. Kitzbergs (Ochsenheide), welchem heute die Straße von Waidmannsfeld nach Pernitz folgt (Profil 1 c). Die in der Enge wenig deutlich ausgebildeten Terrassen in 620 m und 440 m bis 480 m beweisen, daß nach der langen Ruhepause, in welcher das 700 m-

System geschaffen wurde, die Heraushebung des Gebirges relativ rasch und ohne nennenswerte Unterbrechung vor sich gegangen ist. Hand in Hand ging damit der schrittweise Ausraum des Pernitzer Beckens. Erst im Quartär konnte sich ein neuer Talboden ausbilden, dessen Reste besonders zwischen Reichental und Waldegg gut zu erkennen sind. Im genannten Abschnitt sind es Felsterrassen, während um das Pernitzer Becken mächtige aus Dolomitgrus bestehende Solifluktionendecken verbreitet sind, die sich mit gering mächtigen Schottern im Beckeninneren verzahnen. Bei Neusiedl wurden in den pleistozänen Ablagerungen das Geweih eines Riesenhirsches gefunden⁴⁾, der in das Altquartär zu stellen ist. Ebenso sind die Bergsturz- und Steinschlagmassen von den Hirschwänden und dem Hausstein ins Miratal bei Muggendorf herab überwiegend während des Pleistozäns abgekommen.

Pleistozäne Terrassen

Im oberen Mirabachtal sind pleistozäne Terrassen in 2 m, 5 m und ca. 25 m über der Talaue zu verfolgen. Besondere Erwähnung verdienen die wohlausgebildeten Trockentäler im Seitengehänge der Flüsse und Bäche, die ebenfalls mit gut erhaltenen Terrassen ausgezeichnet sind (Abb. 4). Diese Terrassenkörper sind jedoch im Gegensatz zu den Haupttälern, wo sie meist aus Anstehendem bestehen (bes. die höchste), aus kantigem Solifluktionmaterial aufgebaut. Südwestlich des Riegelhof sind besonders gut zwei quartäre Terrassen zu erkennen: Eine jüngere, welche mit einem 5 m hohen Abfall, der sich talauf auf 2 m erniedrigt, zur trockenen Talsohle abbricht und eine ältere in 30 m (talauflauf 20 m) über der Talsohle. Beide Terrassen schließen am Talschluß zusammen, sodaß sich eine zirkusartige doppelte Galerie ergibt, welche von steilen, stark vergrusteten Hängen überhöht wird.

Die Vergroßung des Dolomit auf der Wasserscheide zwischen Miratal und Purbachgraben ist besonders weit fortgeschritten. Grabungen bis über 3 m Tiefe haben auf der Höhe des flachen Rückens (100 m—630 m) westlich des Haussteins noch keinen festen Fels ergeben. Auch die Gehänge, in welchen die kastenförmigen Trockentäler eingesenkt sind, zeigen 0,5—1,5 m tiefe Vergroßung. Diese starke Verwitterung ist nicht rezent, sondern stammt aus dem Pleistozän. Die Verwitterungsdecke ist derzeit im Abbau begriffen (Quellenrisse, Anrisse, Rutschungen), wenn auch im allgemeinen auf die Gehänge beschränkt. Diese tiefe Verwitterung ist eine Stütze für die Annahme, daß der Höhenzug Geitzenberg (921 m) — Hausstein (664 m) — Am Eich (808 m) — Stocker (889 m) einmal die Wasserscheide zwischen dem Mirabach-Steinwandensystem und Purbach-Piestingsystem dargestellt hat und nur in den Dolomitgebieten durch die tiefgreifende Verwitterung, die wieder eine Folge der tektonischen Beanspruchung an der Deckengrenze ist, viel schneller abgetragen wurde als die anschließenden Kalkklötze (Hausstein und Hirschwände = „Muggendorfer Deckscholle“).

In vielen anderen kleinen Seitentälern (z. B. des Grünen Feichtenbachs sw. Pernitz, im Schindeltal südl. Wh. Leitner im Miratal u. a.), wird der Talboden, aber auch viele Sattelregionen von kiesigem Material aufgebaut. Vor allem der grobe Sand von Neusiedl bei Pernitz ist dem Altpleistozän zuzuordnen; er ist stellenweise in mehr als 10 m Mächtigkeit aufgeschlossen.

⁴⁾ Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Dr. B. PLÖCHINGER, Wien.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Mittelpunkt der Untersuchungen stand die morphologische Entwicklung der Mirafälle und die Talgeschichte des Piestingabschnittes zwischen Pernitz und dem Vorland. Im Anschluß an die morphologischen Arbeiten im Piesting-Triestingvorland (H. HASSINGER, J. BÜDEL, A. v. WINKLER-HERMANN) und den neuen geologischen Kartierungen im Hohe-Wand-Gebiet (B. PLÖ-

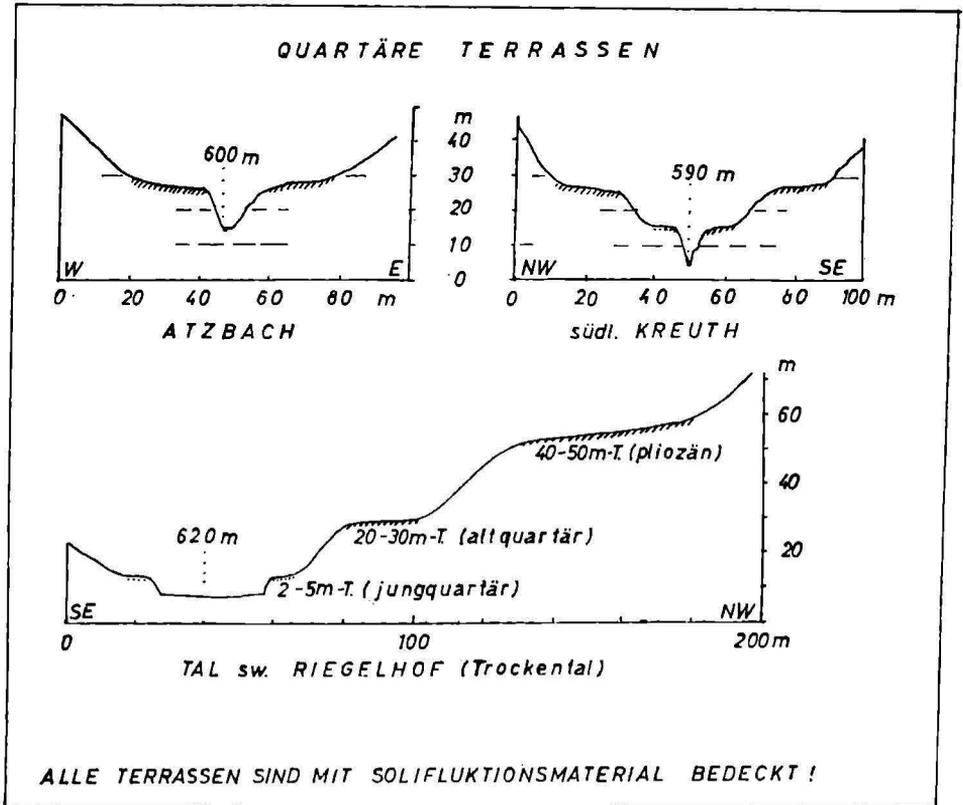


Abb. 4: Quartäre Terrassen im Mirabachtal (anstehender Fels mit Solifluktsdecken).

CHINGER, E. KRISTAN) konnten durch eigene Beobachtungen folgende Ergebnisse gewonnen werden.

Lagerung und Verbreitung von jungtertiären Konglomeratdecken und adäquaten Sedimenten führten zu der Feststellung, daß ein mehrfacher Wechsel von Erosion und Akkumulation stattgefunden hat, der besonders deutlich am Alpenostrand festzustellen ist und dort bereits untersucht worden ist. Eine älteste Talbildung wurde durch die Abtragungsprodukte des sich ruckweise hebenden Gebirges (Großformung!) erfüllt. Für die Prägung der Land-

schaft waren vornehmlich eine vorunterpannone Flächen- und Talbildung⁵⁾ und die folgende unterpannone, in sich wieder geteilte Schotterakkumulation maßgebend; letztere ist im Triesting- und Piestingtal sowie im Pernitzer Becken mehrfach erhalten. Auch diese Aufschüttungslandschaft wird in einer Zeit der Erosion erniedrigt, ihre Oberfläche setzt sich talein als Felsterrasse fort (580 m—620 m). Im Durchbruch der Piesting ist diese Terrasse aufgebogen, sodaß ein zumindest teilweise antezedenter Durchbruch vorliegt.

Das Pernitzer Becken und der Sattel von Waidmannsfeld (Ochsenheide): Die alte Einmündung des Pernitzer Beckens besaß einen mehr oder weniger eigenständigen See (Miozän), wie Kohleflöze und limnische Sedimente belegen. Dieser See wurde von dem ihm umgebenden Bergland aus randlich mit unterpannonen Geröllen und feineren Sedimenten verschüttet, welche große Ähnlichkeit mit den Akkumulationen am Alpenostrand haben. Sie wurden später weitgehend ausgeräumt, teilweise auch mit quartären Solifluktionsschichten überdeckt. Zu diesen Ablagerungen gehören auch die Konglomerate des Sattels von Waidmannsfeld, die von SW gebracht worden sein dürften (Zusammensetzung!). Ein Ausfluß des Sees bei einer späteren großräumigen Hebung und Orientierung des Flußnetzes gegen die Senkungsgebiete im Osten erfolgte bereits durch die Furche zwischen Mandling und Kitzberg (Piestingdurchbruch), wie Terrassen beweisen.

Das Tal des Mirabaches zeigte wohl die vielfältigsten Formen und damit auch die dazu führenden Vorgänge an. Es lassen sich vier verschiedene Talabschnitte unterscheiden, deren auffälligster der dritte ist, welcher die Mirafälle bildet. Diese können nur dadurch erklärt werden, daß das ehemals über den Kreuthsattel führende Miratal (Lamwegtal) vom tiefer gelegenen Pernitzer Becken aus angezapft worden ist und dadurch eine Talstufe entstand⁶⁾. Wie alte Talbodenreste vermuten lassen, erfolgte die Anzapfung erst knapp vor Aufschüttung der unterpannonen Konglomerate, sodaß die Stufe infolge der Gefällsnivellierung nicht ausgeglichen werden konnte. Nach Ausraum der Sedimente im Oberpliozän haben quartäre (pleistozäne und postglaziale) Bergstürze die Talstufe immer wieder verschüttet, sodaß der Bach noch kein Normalgefällsprofil ausarbeiten konnte.

Nach der Ausschaltung des Sattels von Kreuth als aktives Talstück hat von der Triesting aus die Erosion im Steinwandgraben zu einer Vertiefung geführt, besonders dort, wo weiche Schichten anstehen. In den widerstandsfähigen Wettersteinkalken am Talschluß hat sich hingegen durch rückschreitende Erosion die Steinwandklamm ausgebildet.

Literaturverzeichnis

- BAEDECKER, D.: Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. — Geogr. Jahresber. Österr. 12, Wien 1922.
 BITTNER, A. / KOSSMAT, F.: Geolog. Spez. Karte der Österr.-Ungar. Monarchie, Blatt Wiener Neustadt. K. K. Geol. R. A. Wien 1916.
 BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklungsgeschichte des südlichen Wiener Beckens, Berl. Geogr. Arbeiten 4, 1933.
 HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Penck's Geogr. Abh. VIII/3, Leipzig 1905.

⁵⁾ Während im Osten noch Flächen ausgebildet wurden, kam es im Gebirgsinneren nur mehr zur Talbildung. Diese Täler besaßen allerdings einen breiten ausgereiften Talboden.

⁶⁾ Ganz ähnlich wie die Bildung der Hagenbachklamm im Wienerwald südlich von St. Andrä v. d. Hggl.

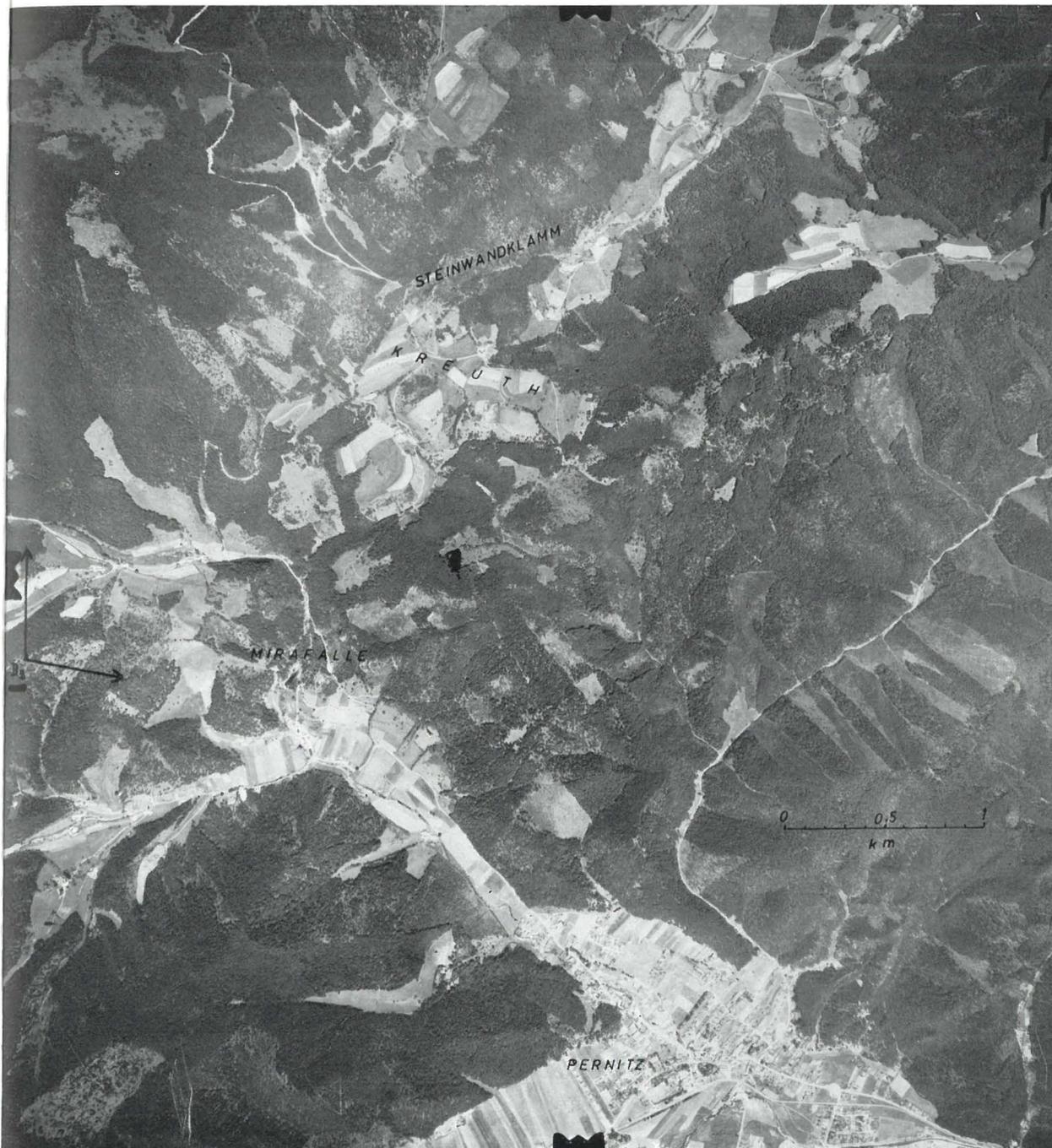


Bild 1: Senkrechtaufnahme des Raumes Pernerz Becken — Mirafälle — Kreuth-Sattel — Steinwandklamm. Der Standort von Bild zwei ist links am Bildrand angegeben.

Aufn.: Fliegerbrigade, Bildkompanie 1965. Freigegeb. v. BM. f. Landesverteidigung mit Zahl 314.381-Luft/68 vom 4. 10. 1968.

H.M.

G.K.



Bild 2: Blick in das Pernitzer Becken von NW (Hausstein). Im Hintergrund zwischen Hohem Mandling (H. M.), 967 m und Großem Kitzberg (G. K.), 771 m der antezedente Piestingdurchbruch. Rechts ist der östliche Teil des Sattels von Waidmannsfeld (S. v. WF.) ersichtlich, der durch pannone Konglomerate bis 620 m Höhe gekennzeichnet ist. Im Vordergrund das Miratal zwischen Muggendorf und Pernitz (Mittelgrund), rechts im Bild der Petersberg mit unterpannonen Konglomeraten bis mindestens 540 m Höhe. (P). (Aufn. H. NAGL, Juli 1967).

Bild 3: Blick von der 570 m-Terrasse im Purbachgraben nach NNE. Links der Hausstein (664 m), rechts die Hirschwände (670 m Oberkante), dazwischen die Mirafälle. Im Hintergrund der Sattel von Kreuth, der durch die unterpannone Entwässerung nach SE außer Aktion gesetzt worden ist. — Die ehemalige Wasserscheide vom Hausstein und Am Aich (808 m), welche durch die Muggendorfer Deckschollen charakterisiert ist, wird durch das unterpannone Tal unterbrochen, in welches später die Schlucht eingesenkt wurde. (Auf. H. NAGL, Juli 1967).



- HERTWECK, H.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Mitt. d. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, 12, Wien 1961. S. 3—84 mit 6 Tf.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (NÖ). — Jahrb. Geol. BA. 101/2, Wien 1958. S. 249.
- KÜPPER, H.: Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. — Verh. Geol. BA, Sonderheft A, Wien 1951. S. 21.
- PLÖCHINGER, B.: Zur Geologie des Pernitzer Beckens. — Unveröff. Man. 3 S., Wien 1969.
- Bericht 1958 über Aufnahmen auf den Blättern Puchberg/Schneeberg (75) und Neunkirchen (105). — Verh. Geol. BA. 1959/3.
 - Fische-Piesting, Wasserkataster d. Österr. Hydrog. ZB.
 - Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wand-Gebiets (NÖ) 1 : 25.000. Mit Beiträgen von F. BRIX, A. KIESLINGER, H. TRIMMEL. Geol. BA. Wien 1967. 142 S. mit 20 Textabb. u. 4 Taf.).
- STEINHAUSEN, W.: Die Geologie des Gebietes südlich der oberen Triesting zwischen Kaumberg-Altenmarkt und Unterberg-Furth (NÖ). — Diss. phil. (Geol. Inst.) Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. Mitt. Österr. Geogr. Ges., Wien 1968, Bd. 110, S. 224—244.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Der kalkalpine Randsaum des südlichen inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär. — In: F. X. Schaffer, Geologie der Ostmark, Wien 1942.
- Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Springer-V. Wien 1957.