

Werk

Titel: Bau und Oberflächenformen der Dardanellenlandschaft

Autor: Penck, Walter

Ort: Berlin

Jahr: 1917

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1917|log16

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Bau und Oberflächenformen der Dardanellenlandschaft.

Prof. Dr. Walter Penck.

Es kann, glaube ich, nur aufs wärmste begrüßt werden, daß eines der wichtigsten Probleme der Türkei und vielleicht des ganzen östlichen Mittelmeerbeckens, einer eingehenden geologischen Erforschung zugänglich geworden ist: das Problem der Dardanellen. So eröffnet sich die Hoffnung, daß die unsicheren Vermutungen, die, vielfach nur auf einem raschen Passieren der Meeresstraße beruhend, über deren Bau und Entstehung geäußert wurden, eine gesicherte Grundlage erhalten.

Es ist dem Weitblick und dem Entgegenkommen des Großen Hauptquartiers in Konstantinopel, speziell dem Chef des Generalstabes, S. Exzellenz von Bronsart, zu danken, daß die Erforschung der Dardanellen in den Bereich der technischen Möglichkeit gerückt ist. Nicht weniger verpflichtet mich das hilfreiche Eingreifen S. Exz. des türkischen Unterrichtsministers, Schükri Bey, der die Finanzierung der ersten Reise sicherstellte. Ich darf darum auch hier wohl den Förderern geologischer Forschung an einer der wichtigsten Stellen des Türkischen Reiches meinen Dank aussprechen.

Die praktischen Ziele meiner ersten Reise legen mir aus begrifflichen Gründen eine gewisse Beschränkung bei der Mitteilung der Ergebnisse auf. Auch betrachte ich es nicht als meine Aufgabe, hier einen ausführlichen Reisebericht niederzulegen. Hierüber wird erst späterhin im Rahmen der vollendeten Arbeit zu sprechen sein. Indes erscheint es unvermeidlich, daß sich die Lösung der gesamten Aufgabe über eine lange Zeitspanne erstrecken wird, so daß ich es für zweckmäßig halte, jetzt schon einige tektonische und morphologische Züge herauszugreifen, die für den Bau der Dardanellen und ihr äußeres Gepräge bestimmend sind.

Über den stratigraphischen Aufbau wird an anderer Stelle ausführlich berichtet werden. So wird auch erst später Gelegenheit genommen, auf die Arbeiten von P. v. Tschihatscheff, M. Neumeyer, F. Calvert, R. Hoernes, A. Philippson und anderen einzugehen. Dieser Aufschub scheint geboten in erster Linie dadurch, daß die entsprechenden Untersuchungen noch keineswegs abgeschlossen sind, daß vielmehr bis heute die systematische Aufnahme erst eines Teiles von Gallipoli und der angrenzenden asiatischen Seite der Dardanellen durchgeführt worden ist und für das übrige Gebiet nur ein flüchtigerer Überblick gewonnen werden konnte. Zudem ist eine geologische Aufnahme im Maßstab 1:50 000 in Vorbereitung, die späterhin

eine Diskussion der stratigraphischen Verhältnisse wesentlich erleichtern wird.

Meine Ausführungen sollen darum vorläufig auf die Mitteilung nur der Umriss stratigraphischer Entwicklung im Bereiche der Dardanellen beschränkt bleiben, um auch zu vermeiden, daß später allzuvieler Ergänzungen und Berichtigungen notwendig werden.

Es ist nicht nur jüngeres Tertiär am Aufbau der Dardanellenlandschaft beteiligt, wie man bisher glaubte, sondern es sind im Liegenden der schon bekannten Sedimentfolge wesentlich ältere Schichten erschlossen, die aus besonderen tektonischen Gründen auf den Norden der Halbinsel Gallipoli beschränkt sind. Sie streichen dort spitzwinkelig zum ebenmäßigen Küstenverlauf frei gegen das Meer aus. Es handelt sich um überaus mächtige Sandsteine und Mergelschiefer, die, im allgemeinen fossilifer, in einem tiefen Horizont eine arme Fauna riesiger, wohl erhaltener Zweischaler (*Gryphaen*, *Neithea* und andere) geliefert haben. Wir haben Grund zur Annahme, daß obere Kreide vorliegt. Mehr als 6000 m türmen sich darüber in konkordantem Verband Sedimente von verschiedenem Habitus: zunächst folgen nach oben mächtige Serien fossilere Mergel und Sandsteine, in deren oberem Niveau Pflanzenreste, selbst Kohlenflöze enthalten sind. Darüber lagern Sandsteine und Konglomerate, ausgezeichnet durch die regionale Entwicklung riesiger Konkretionen. Über diesen ruhen rund 900 m eines rötlichen weichen, molasseartigen Sandsteines („Molassesandstein“) und schließlich gut charakterisierte Bänke der sarmatischen und pontischen Stufe (150 m). Die sarmatischen Schichten sind nördlich der Dardanellen aus fossilreichen festen Lumachellen, Sandsteinen, Mergeln und Konglomeraten (auch Kohlen-schmützchen) zusammengesetzt, südlich der Meerenge nur aus Sandsteinen, Mergeln, seltenen Lumachellen, also küstenferneren Bildungen. Das höchste Glied der mächtigen Schichtserie bilden überaus charakteristische Kalkoolithe, auch tuffartige reine Kalke, die stellenweise mit Hydrobien und Dreissensien überfüllt sind. Das ist eine Fazies, die Andrusow¹⁾ als Kalk von Kertsch, und zwar als erste pontische Stufe ausgeschieden hat. Die sarmatischen und pontischen Schichten bilden im Gegensatz zu den älteren Tertiärsedimenten eine feste, starre Schichttafel, die ich im folgenden mit „Tafelschichten“ bezeichnen werde. Die eigentliche Geschichte der Meerengen beginnt erst nach Abschluß der eben skizzierten Sedimentationsfolge. Morphologische Bedeutung für das vorliegende Problem gewinnen darum auch erst die Ablagerungen, die jünger sind als der Kalkoolith und nicht mehr wie dieser dem konkordanten Verband angehören, der die Bausteine der Dardanellenlandschaft liefert.

¹⁾ Verh. russ. mineral. Ges., Bd. 43, 1905, S. 289.

Durch ihre Lagerung und durch weitgehende Abtragungserscheinungen zeigen sie, daß ihre Entstehung in eine Periode großer tektonischer Bewegungen fällt. Hier sind in erster Linie sehr grobe, mächtige Schotter zu nennen, die auf der Höhe eines aus dem molasseartigen, fossilereen Sandstein¹⁾ bestehenden Bergzug liegen und mit diesem die Halbinsel Gallipoli von Ari Burnu (Kudscha tschemen tepe) bis in die Gegend von Olgadere überqueren. Die Beziehungen dieser fluviatilen Bildung zu den Liegendsedimenten sind durch den dichten Buschbestand verhüllt und zudem durch das gleichsinnige Streichen und Fallen der beiden Schichtsysteme zunächst unklar. Die Schotter können keine Einschaltung zwischen die molasseartigen Liegendsandsteine sein, da diesen — wie die Untersuchung an anderen Orten ergab — solch grobklastische Bildungen fremd sind. Eine eingehende Untersuchung der tief eingerissenen Ravinen in den Abhängen des Kudschschementepe ließ auch keinen Zweifel, daß die Schotter eine wesentlich jüngere Bildung sind, die den miozänen Sandsteinen innerhalb einer O-W-streichenden Zone aufgelagert worden sind und später mit diesen gleichsinnig gestört wurden. Die Trennungsfläche zwischen den beiden Schichtsystemen ist keine Schichtfläche, sondern kann nur eine Erosionsdiskordanz sein, die als solche nicht unmittelbar erkennbar ist.

In den Schottern spielen jungvulkanische, vorwiegend dunkle, andesitische Gesteine eine große Rolle. Diese stehen auf der asiatischen Seite der Dardanellen im Hinterland ihres Küstengebietes an. Sie setzen dort das ganze formenschöne und reich skulptierte Bergland zusammen, das mit seinen Kuppen von bis 900 m Meereshöhe stets den Blick über die Meerenge auf sich zieht. Die Karte von Philippson²⁾ gibt diese Verhältnisse im großen und ganzen richtig wieder. Wir finden Andesitstöcke, -Lagergänge, die, wie ich feststellen konnte, die Tertiärserie bis in die unmittelbare Nähe des pontischen Kalkooliths durchbrechen, und mit denen Laven und Breccien in Verbindung stehen. Deren Derivate treten zum ersten Mal in den genannten Schottern auf, und zwar gleich in bestimmender Weise, während sie in den sarmatischen und in der Form selbst in den pontischen Konglomeraten (dem Kalkoolith eingeschaltet) noch vollständig fehlen. Dieser Umstand bringt uns dazu, die Andesite und die Schotter als gleichzeitige Bildungen aufzufassen. Die letzteren können nur das Ergebnis kräftiger Erosion in der Nachbarschaft sein, und zwar, wie die Grösse der Andesitgerölle lehrt, in den unmittelbar benachbarten Gebieten im Osten und Süden. Wirkte hier auf einmal Erosion, wo der Kalkoolith noch in pontischer Zeit von Sedimentation innerhalb eines flachen Beckens zeugt,

¹⁾ Das Liegende der Tafelschichten.

²⁾ Peterm. Mitt., Ergänzungsheft 167, 1910, Blatt 1.

so muß Hebung eingetreten sein. Wir erschließen also aus den Schottern von Ariburnu-Olgadere den Beginn größerer tektonischer Vorgänge im Bereich der Dardanellen. Daß es sich lediglich um eine Vertikalverschiebung gehandelt hat, geht aus der Gleichheit der Lagerung der miozänen Sandsteine und der in sie eingebetteten Schotter hervor: jene müssen flach gelegen haben, als diese abgelagert wurden. Wenn wir bedenken, daß über den molasseartigen Sandsteinen des Kudschatschentepe (der Unterlage der groben Schotter) in konkordantem Verband noch rund 500 m gleichartiger Bildungen folgten und darüber noch die sarmatische und pontische Stufe, so gewähren die Schotter das Bild einer fluviatilen Füllmasse innerhalb einer ansehnlich tiefen Erosionsfurche. Diese Verhältnisse stimmen so sehr mit den von der Insel Rhodus und im Mäander- und Hermostal beschriebenen levantinischen Schottern überein, daß ich nicht zaudere, diese fluviatilen Massen in nahe zeitliche Beziehungen zueinander zu setzen.

Berechnen wir die Tiefe des levantinischen Tales von Gallipoli zu annähernd 600 m, so weist dies auf ansehnliche Beträge der voraufgegangenen jungpliozänen Hebung.

Diese älteste Bewegungsperiode ist von anderem Charakter gewesen als die vielfach nachgewiesenen Niveauschwankungen innerhalb der tertiären Sedimentationsräume Kleinasiens, die in ihnen den Wechsel mariner und lakustrer Schichten hervorbrachten. Auch im Dardanellengebiet lassen sie sich erschließen. Sie sind wohl nichts anderes gewesen als Oszillationen, die das allgemeine Einsinken der Sedimentationsräume begleiteten, das allein die ungeheure Mächtigkeit der Schichtfolge erklären kann.

Die pliozäne Hebung aber, die wir aus der Existenz der levantinischen Schotter erschließen, war ein Vorgang, der eine prinzipiell neue Verteilung und Abgrenzung von Abtragungs- und Ablagerungsbezirk einleitete: dort haben wir kräftige Erosion und die Bildung mächtiger Alluvionen, die der tieferückten Erosionsbasis zustrebten. Diese Probleme greifen jedoch in Raum und Bedeutung weit über das Gebiet der Dardanellen hinaus und können nur im Rahmen einer umfassenden Untersuchung Westkleinasiens und der Ägäis betrachtet werden. Dann erst wird sich auch entscheiden lassen, ob das Aufdringen des Andesites, wenigstens seiner Hauptsache nach, mit der jungpliozänen Hebung in ursächlichem Zusammenhang steht, ein Schluß, den die Beziehungen jenes Eruptivgesteines zu den levantinischen Schottern (S. 32) unterstützen.

Anhaltspunkte dafür, wo sich nach Vollendung der Hebung die Küste der jungpliozänen Ländermasse befunden hat, liegen nicht vor. Seither sind im Dardanellengebiet großartige Störungen eingetreten, die zu einer weitgehenden Zerstückung des Landes geführt haben. Sie haben die alten

Landschaftszüge verwischt; die Ägäis nahm Besitz von Teilen der pliozänen Ländermasse. Diese Gesamtdisposition veranlaßt mich, die nachlevantinischen Störungen, von denen jetzt ausführlich die Rede sein wird, nur als Teilphänomene des Einbruchs der nördlichen Ägäis zu betrachten. Sie treten im Dardanellengebiet in doppelter Weise in die Erscheinung: als leichte Faltung (Tangentialbewegung) und als Bruchbildung (Vertikalbewegung). Beide sind Komponenten einer zweiten Bewegungsperiode. Sie dürften im allgemeinen zeitlich und ursächlich in nahem Zusammenhang stehen, da die Verwerfungen vielfach im Streichen der Falten verlaufen. Jedoch finden sich auch Anhaltspunkte dafür, daß teilweise zwischen den beiden tektonischen Komponenten eine Aufeinanderfolge besteht: der Bruch, welcher die Nordküste von Gallipoli bildet, schneidet die ausstreichenden Falten spitzwinkelig ab.

In der Intensität der Faltung sind zwischen den einzelnen Gebieten bemerkenswerte Unterschiede vorhanden. An der Nordküste Gallipolis tauchen wegen des vorherrschenden Südfallens die ältesten Horizonte der Schichtserie auf. In ihnen beobachten wir nicht nur steile Fallwinkel, sondern zonenweise steil aufgerichtete, selbst verquetschte Mulden und Sättel, also Spuren starken Zusammenschubes. Im Tal von Anafarta und nördlich von ihm ist eine solche Faltenzone erschlossen. Das Tal folgt dem Schichtstreichen. In seiner Fortsetzung nach Osten ist Zerreißen eingetreten, und zwei Parallelbrüche, der eine in einer Muldentiefe, der andere südlichere auf einer Sattelhöhe, beherrschen hier das tektonische Bild. Diese beiden Brüche streichen dem einfachen Faltenbau parallel und schwenken mit diesem aus der E-W-Richtung gegen E-N-E herum, besitzen also der Nordküste der Halbinsel parallelen Verlauf. Morphologisch treten diese Verwerfungen nicht hervor, wohl aber wird die Gestaltung des Berglandes von der Suvlabucht (Tusla) an bis in die Gegend von Galata an den Dardanellen durch das Streichen der gefalteten Sedimente bedingt.

Bezeichnend ist, daß die jeweiligen Südflügel der Brüche — ganz unabhängig vom Fallen, das der Faltenbau bestimmt — wesentlich tiefer liegen als die entsprechenden Nordflügel. Dieser staffelförmigen Absenkung nach Süden entspricht weiter westlich, wo die Brüche auskeilen (Anafartagegend), lediglich ein jähes Einschließen der Schichten gegen Süden.

Südlich dieser leicht gebogenen, gegen Süden konvexen Störungszone werden die Fallwinkel allenthalben flacher, und die Sedimente finden sich schließlich in fast söhlicher Lagerung. Mit diesen Merkmalen geringer tektonischer Störung treten die Schichten an einen Bruch¹⁾ heran, der die Halbinsel ihrer Länge nach durchquert, und zwar kraft seiner E N E Richtung

¹⁾ Ich nenne ihn im Folgenden „Jalowabruch“. Sein genauer Verlauf ist bezeichnet durch die Örtlichkeiten: Perinowessy-Maltepe-Jalowa-Olgadere-Pasarlyköy.

spitzwinkelig zu deren Erstreckung. Er entsteigt also der Ägäis ziemlich weit südwestlich Ariburnu, streicht der Nordseite des SW-Anhängsels der Halbinsel entlang und nähert sich immer mehr den Dardanellen, denen er auf weite Strecken nahezu parallel verläuft, bis er sie unweit der Stadt Gallipoli wirklich erreicht. Auch dieser Bruch stimmt mit der Richtung der Nordküste der Halbinsel vollkommen überein. Diese beiden Linien begrenzen demnach eine lange, schmale Scholle, der die Hauptmasse der Halbinsel Gallipoli angehört.

Außer den oben schon dargelegten Charakteren (intensive Schrägstellung und zonenweise Faltung im Norden, flache Lagerung im Süden) ist die starke Absenkung nach Süden bezeichnend für diese Scholle. Sie hat derartige Beträge erreicht, daß an den Jalowabruch schon die jüngsten Sedimente herantreten, die durch einen Schichtkomplex von fast 6000 m Mächtigkeit von den an der Nordküste auftauchenden Sandsteinen und Mergelschiefern getrennt sind. Hieraus berechnet sich eine Durchschnittsneigung der Scholle gegen Süden von 25° ! Sie hat aber auch ein Gefälle gegen W SW, das heißt im Sinne der Längsaxe der Halbinsel, so daß in dieser Richtung stets jüngere Horizonte an den Jalowabruch grenzen. Diese Verhältnisse geben Anlaß zur Herausbildung schon recht verschiedener Landschaftstypen: 1. das Küstengebirge im Norden. Es besitzt reichskulpierte, steile Kuppen von bis 400 m Meereshöhe, die mit jähren Hängen zur Ägäis abstürzen. Der tiefen Gliederung der Kammhöhe und der Südabhänge steht die geschlossene Front der Abstürze gegen das Meer als fremdes, auffallendes Moment gegenüber. Der fast gradlinige Küstenverlauf schneidet die austreichenden Falten mit sehr spitzem Winkel. Die harten Sandsteine und weichen Tonschiefer, die hier im Wechsel an die See herantreten, bringen eine geringe Küstengliederung hervor, seichte Buchten, vorspringende Klippen, je nachdem das eine oder andere Gestein in die Brandung taucht. Dazwischen schieben sich mauergleiche Küstenstrecken, an denen ihr Verlauf mit dem Streichen eines harten Schichtkomplexes nahe zusammenfällt. Die geschlossene, abweisende Steilküste Nordgallipolis gehört zu den hervorstechendsten Zügen der nördlichen Landschaftsform. Ein jugendlicher Bruch ist hier das bestimmende Element,

2. die Landschaft Zentralgallipolis, die mit einer besonderen Störungszone zusammenfällt und deren Formenschatz durch das Streichen der gefalteten Schichten bestimmt wird. Die gestreckten Täler von Anafarta, und von Sivli bilden das Gegenstück zu dem beherrschenden Rücken, der — freilich unterbrochen durch das breite Quertal von Jalowa und das von Galata — von Ariburnu bis in die Gegend östlich Gallipoli (Stadt) hinzieht. Die groben levantinischen Schotter auf seinem Scheitel sind nicht nur kennzeichnend für ihn, sondern auf sie dürfte wegen ihrer Widerständig-

keit gegen die Abtragung die überragende Höhe dieses langen streichenden Rückens zurückzuführen sein.

3. die Landschaft der Zone flach lagernder Schichten, die sich an den Jalowabruch anlehnt, trägt hier keine besonders auffälligen Züge, da ihr das formgebende Element, der Kalkoolith, fast ganz fehlt. Der Maltepe, ein schlanker Kegel, trägt auf seiner Höhe den letzten Rest der Kalkformation.

Erst südlich vom Jalowabruch gewinnt diese an Bedeutung und gibt Anlaß zu ausgezeichneter Entwicklung jenes dritten Formtypus: der Tafellandschaft. Sie ist es, die das Bild der Dardanellenufer beherrscht.

Es ist wichtig zu bemerken, daß sich diese Zonen verschiedener Landschaftstypen und die ihnen zugrunde liegenden Baulinien dem oberen Ende der Dardanellen nähern und diese teilweise auch erreichen. So beträgt die Entfernung des die Nordküste von Gallipoli bildenden Bruches von den Dardanellen, gemessen im Meridian, an seinem Westende 18 km, im Osten kaum mehr 10 km. Die Faltungszone von Anaforta, der Jalowabruch südlich von dieser beginnen am ägäischen Meer und treten in der Nähe der Stadt Gallipoli an das Ufer der Dardanellen. Dieser Erscheinung liegt die Tatsache zugrunde, daß die tektonischen Richtungen die Axe der Dardanellen schneiden, daß wohl die Nordküste der Halbinsel Gallipoli von einer tektonischen Linie gebildet wird, keineswegs aber ihre Südküste.

Die Untersuchung der Scholle südlich vom Jalowabruch erhärtet die eben gewonnene Erkenntnis in vollem Umfang.

Innerhalb dieser Scholle strömen die Dardanellen, und ihr gehört das abgeschnürte SW-Ende der Halbinsel Gallipoli an. Ich nenne sie „Dardanellenscholle“. Sie liegt gegenüber der nördlicheren, der „Gallipolischolle“ tief, allerdings nur einige Zehner von Metern. Beide haben eine ausgesprochene Neigung gegen WSW im Sinne der Längserstreckung der Halbinsel (S. 35), die innerhalb der Dardanellenscholle im allgemeinen Fallen der Tafelschichten besonders des SW-Endes der Halbinsel deutlich zum Ausdruck kommt. Die Form dieses Anhängsels von Gallipoli ist wesentlich bedingt durch den Knick der Dardanellen zwischen Kilia und Tschanak, an dem die gestreckte SW-NE-Richtung der Meeresstraße auf ein kurzes Stück nach Nord-Süd einschwenkt. Der Bau der Ufer dieser meridionalen Strecke gewinnt durch den Umstand ganz besondere Bedeutung, daß in ihnen alle jene tektonischen Linien erschlossen sein müssen, die eventuell der Axe oder den Ufern der Dardanellen entlang streichen und deren geraden, nordöstlichen Verlauf bedingen könnten.

Am stratigraphischen Aufbau jener Gegend (Umgebung von Kilia, Maedos, Nagara, Tschanak) sind nur noch die obersten Abteilungen der tertiären Schichtfolge beteiligt, nämlich die Tafelschichten und die molasse-

artigen Sandsteine in ihrem Liegenden. Jene herrschen vor und bilden die ausgedehnten Plateaulandschaften, die in geschlossener Tafel das SW-Ende der Halbinsel erfüllen und, zu schroffwandigen Tafelbergen zerschnitten, als schmale Zone zwischen Dardanellen und Jalowabruç bis zur Stadt Gallipoli hinziehen. Auf der Südseite der Dardanellen sind sie ähnlich entwickelt. Streckenweise jedoch verdrängt sie dort ein neues Element, andesitische Kuppen, die als Ausläufer des formenreichen vulkanischen Hinterlandes im Süden bis an die Meerengen vortreten.

Im Sockel der Tafelberge sind allenthalben noch die höchsten Horizonte der unter den Tafelschichten liegenden Sandsteinserie erschlossen. Gleich jenen liegen sie flach, d. h. weisen nur kaum meßbare Verbiegung, Schrägstellung und Fallwinkel von höchstens 5° auf. Anders ist es in den breiten Furchen zwischen den Plateaus, in den Erosionszonen, in denen die Tafelschichten schon abgetragen sind und nur noch der „Molassesandstein“, wie ich mich kurz ausdrücken möchte, zu finden ist. Von den Gegensätzen der Gesteinslagerung im Bereich der Plateauberge und der Erosionssenken zwischen diesen wird noch ausführlich die Rede sein.

Solche Senken sind die von Maedos und Kilialiman, die in der Hauptrichtung der Dardanellen (ehe diese den Knick nach S bilden) wie deren natürliche Fortsetzung über die Halbinsel Gallipoli hinweg zur Ägäis leiten. Sie schmüren den SW-Zipfel der Halbinsel von deren Stamm ab. Mit einer Steigung von nur wenig über 20 m kann man von Kilia aus die See erreichen; 70 m hoch steigt die Furche zwischen Maedos und dem Meere an. Beide vereinigen¹⁾ sich auf der Nordseite des SW-Zipfels von Gallipoli zu einer flachen Küstenplatte, die zwischen ihren 20—40 m hohen Abbrüchen gegen die See und den Nordwestabstürzen der Kalkoolithtafel eine Breite von 3 km hat.

Eine andere solche Senke von ungleich größerer Ausdehnung, Breite und Bedeutung ist das Dardanellenbett. Seine Sohle besteht wie die der oben genannten Erosionsfurchen aus „Molassesandstein“, der in normaler Weise in den Sockel der Tafelberge fortsetzt, wo die Tafelschichten noch nicht entfernt worden sind. Ihr Schichtbau ist aber nicht nur an diesen Stellen der Beobachtung zugänglich, sondern in breitem Umfang auch abseits der heutigen Meeresstraße, da diese gerade in der Umgebung von Kilia bis Tschanak bei weitem nicht die Breite der Erosionssenke ausfüllt. Den Dardanellenknicke säumen wohl im Norden und Westen steilwandige Tafelberge — es sind Prallstellen —, sein Süd- und Ostufer aber wird von niederen, flachen Sandsteinhügeln gebildet, über denen die Tafelschichten verschwunden sind. Letztere treten erst südlich und östlich von Tschanak wieder her-

¹⁾ Die schräg gestellte, in sich zerbrochene Scholle (Tafelschichten) des Kakmatepe liegt als Inselberg zwischen ihnen.

vor und setzen die flachen Plateaus zusammen, die den Südrand der Erosionsfurche bezeichnen. Diese topographischen Verhältnisse: die Weitung des niederen Landes zwischen den Tafelbergen, innerhalb derer die Meeresstraße eine eckige Schleife beschreibt, sich an die nördlichen und östlichen Tafelabbrüche anschmiegend, gestatten, den Charakter jener Weitung und des Dardanellenbettes festzustellen. Es ist hier von weittragendster Bedeutung, daß die ganze nördliche Uferstrecke von Akbasch bis zum Ejerlytepe (nordwestlicher Winkel des Dardanellenknickes) von keinerlei Störungslinie gekreuzt wird, was unbedingt zu erwarten wäre, wenn eine solche als strukturelles Element der N-S-Strecke der Dardanellen zugrunde läge. Ebenso wenig durchsetzt das niedere Hügelland zwischen Nagara und Tschanak oder die Plateauränder auf der europäischen Seite (Kilia tepe-Kilid bahr) ein Bruch oder eine tektonische Linie irgendwelcher Art, was notwendig erfolgen müßte, wenn die herrschende NO-Richtung der Dardanellenufer durch eine tektonische Baulinie bestimmt würde. Die Wahrung der natürlichen normalen Zusammenhänge der Schichten der asiatischen Seite mit denen der europäischen Ufer nach Westen und Norden gerade im Bereich des Dardanellenknickes ist von größter Bedeutung, weil diese Tatsache gewissen älteren Vorstellungen über den „Dardanellengraben“ entgegensteht und die Forschung nach der Entstehung der Meerengen in andere Bahnen lenkt. Wir können das Ergebnis dahin formulieren, daß die Dardanellen ein breites Erosionstal des tertiären Tafellandes durchfließen.

Die Dardanellenfurche hat also gleichen Charakter wie die Senke von Maedos. Wir werden sehen, daß die Übereinstimmung noch eine tieferliegende ist und in gewissen Zügen des geologischen Baus zum Ausdruck kommt.

Der „Molassesandstein“ ist im Bereich der Maedossenke gefaltet. Gegen Süden fällt er mit 25° unter die Tafel des Ejerlytepe und liegt unter dieser flach, gleichsam geglättet (Maximale Fallwinkel von 5° !). Die Nordflanke der Senke bildet der Inselberg Kakmatepe. Unter dieser gegen N geneigten Scholle der Tafelschichten sind deren liegende Sandsteine noch immer leicht gefaltet und dazu von Sprüngen durchsetzt. Die Bänke der Tafel darüber zeigen dagegen keinerlei Faltung mehr; nur die Sprünge setzen in sie fort und werden hier zu ausgesprochenen Bruchlinien.

Wir sehen hier also, was mit den starren Tafelschichten bei der Faltung geschah: sie wurden zerbrochen, zerstückt. Der ganze Kakmatepe ist durch diese Zertrümmerung von den relativ unberührt gebliebenen Schichttafeln im N und S losgelöst worden und erfuhr eine nicht unbeträchtliche Schrägstellung. Irgendwelche Verwerfungen; an denen die Loslösung dieser Scholle von der Nachbarschaft erfolgte, lassen sich in ihren Liegendsedimenten nicht nachweisen. Jene waren also zweifellos auf die starren Komplexe der Tafel-

schichten beschränkt geblieben, genau wie die Brüche, die wir heute noch im Kakmatepe sehen, und setzten nicht in die gefalteten Liegendschichten fort. Sie kennzeichnen sich hierdurch als Begleiterscheinung der Faltung. Vergleichen wir damit die Lagerungsverhältnisse im N und S (Kiliatepe, Ejerlytepe), wo der „Molassesandstein“ unter den intakten Tafelschichten wie diese lediglich die für die Plateaulandschaft charakteristischen Störungsgrade aufweist, so ist kaum eine andere Deutung zulässig als die, daß der „Molassesandstein“ nur dort gefaltet werden konnte, wo seine starren Hangendschichten zertrümmert wurden, daß er aber, wo diese Zertrümmerung ausblieb, unter der Last der intakten Tafelschichten deren flache Lagerungsform annehmen mußte, also nicht gefaltet werden konnte.

Übereinstimmend mit diesen Verhältnissen finden wir die „Molassesandsteine“ innerhalb des Dardanellentales gefaltet. Die Intensität der Faltung ist eine verschiedene; im allgemeinen gering bleibend (z. B. bei Tschanak), erfährt sie doch stellenweise eine erhebliche Steigerung. Das ist z. B. zwischen Tschanak und Nagara der Fall, wo die unteren Schichten der von der Straße erschlossenen Horizonte zu einer steilen, trichterförmigen Mulde absinken, während die oberen Sedimentpartien, unberührt hiervon, diskordant über die Störung hinweggreifen (tektonische Diskordanz). Das ist vor allem der Fall auch am Nordfuß des über 400 m hohen Bajraktepe (südlich Tschanak), eines flach gegen SW geneigten Tafelberges von typischer Zusammensetzung. Hier ist der „Molassesandstein“ zu einigen steilen Mulden und Sätteln gestaut, die unter den Tafelschichten des Plateaus wieder ausgeglättet sind. Auch hier also die Erscheinung, daß die starren Tafelschichten auf ihre Unterlage eine Art Schutzwirkung gegen die Faltung ausübten, so lange sie selbst unzerbrochen blieben!

Nach alledem dürften wir es hier mit einem Phänomen von allgemeiner Bedeutung zu tun haben: die großen Erosionsfurchen wie die von Maedos und das Dardanellentäl verlaufen in Zonen, in denen unter dem Einfluß einer Tangentialbewegung die starren Schichttafeln der sarmatischen und pontischen Stufe zertrümmert und ihre Liegendschichten, wenn auch nur leicht, gefaltet wurden. Die Ränder der heutigen Plateaulandschaft gegen diese breiten Erosionssenken fallen also im Großen und Ganzen mit den Grenzen¹⁾ zwischen zerbrochener und intakter Schichttafel zusammen. In gewissem Sinn könnte man sie darum „tektonisch bestimmt“ nennen.

Daß die Erosion gerade innerhalb der Zertrümmerungszonen am kräftig-

¹⁾ Interessant in diesem Zusammenhang ist eine Beobachtung im Abhang des Kiliatepe gegen die Dardanellen (also am Rande der intakten Schichttafel gegen eine der großen Erosionssenken): die herrschende flache Lagerung (Streichen O-W, Fallen 3—5° Nord) wird hier von einer Schicht etwa 50 m unter dem Gipfel unterbrochen. Sie weist Zerknitterung im Streichen und senkrecht dazu Überfaltung nach Süden auf,

sten gewirkt hat, derart, daß wir heute tatsächlich eine Übereinstimmung zwischen Oberflächenform und geologischer Bauanlage beobachten (flache Lagerung — erhaltene Tafelschichten — Plateaus und leichte Faltung — Fehlen der hier zerrütteten Tafelschichten infolge Abtragung — Erosions-senken), läßt sich ohne weiteres verstehen: durch die Zerrüttung der Tafelschichten, besonders der obersten Horizonte, des Kalkes, ging zweifellos die für flachliegende Kalkbänke bezeichnende Widerständigkeit gegen Abtragung verloren. Die Zerrüttungszonen sind Zonen geringen Widerstandes gewesen, die von der Erosion bevorzugt wurden. Für die Dardanellen selbst ist zudem noch ein Faktor maßgebend gewesen, der die Anlage ihres breiten, gestreckten Erosionstales in seiner heutigen Gestaltung bestimmte. Ich meine die Tatsache, daß die Zerrüttungszone, an deren Ausräumung der Meeresstrom arbeitete, in die Erstreckung einer tektonisch angelegten Tiefenlinie fällt und als solche von vornherein — noch ehe Hebung und Erosion begannen — den Eintritt des Meeres ermöglichte.

Um hiervon eine klarere Vorstellung zu gewinnen, müssen wir den tektonischen Bau auf der asiatischen Seite der Dardanellen näher verfolgen. Ich beschränke hierbei meine Darstellung auf die gut bekannten Gegenden südlich und östlich Tschanak (von SW nach NE: Kurdtepe — Bajraktepe — Kodschatschaital und die Berge östlich von diesem), da es bis jetzt nicht möglich war, die Untersuchungen über diesen Rahmen auszudehnen.

Abwärts von Tschanak fällt auf, daß die Tafelberge der asiatischen Seite wesentlich höher sind als die des europäischen Ufers. Der Kalkoolith liegt hier durchschnittlich um 150—200 m tiefer als dort. Wir werden hierdurch zur Vermutung gedrängt, daß durch den breiten Mündungstrichter der Dardanellen eine Verwerfung streicht. Diese müßte dann jedenfalls im Bereich des Dardanellenknickes die Ufer der Meerenge schneiden. In der Tat beobachten wir genau südlich Tschanak ein Bruchsystem, das mit ostnordöstlicher Richtung dem Nordfuß des Bajraktepe entlang streicht, das Kodschatschaital überquert und noch weithin nach NE zu verfolgen ist. Von Norden treten die gefalteten Molassesandsteine des Hügellandes von Nagara an den Bruch heran. Sein Südflügel ist durch das Aufsetzen vulkanischer Massen komplizierter gebaut. In der Mündungsenge des Kodschatschaitales schiebt sich solch ein brecciöser Andesitkörper bis an den Bruch selbst heran und zerteilt die Tertiärschichten südlich von diesem in eine westliche, höherliegende und eine östliche tieferliegende Scholle. In dieser bildet der Kalkoolith den 350—370 m hohen Tafelberg östlich vom Dorfe Kemal. Von der Höhe biegt die Kalktafel flexurartig gegen NW ab und tritt in noch nicht 100 m Meereshöhe an den Bruch heran¹⁾. In der Flexur

¹⁾ Nur an dieser Stelle liegt der Südflügel des Bruches tiefer als sein Nordflügel (um rund 70 m).

steckt wieder ein andesitischer Stock, der kräftige Schleppung der Schichten hervorgerufen hat. Nach Osten gewinnt der Andesit herrschende Bedeutung und macht ein weiteres Verfolgen der tektonischen Baulinien nahezu aussichtslos.

Fassen wir zusammen, so ergibt sich, daß — abgesehen von den durch die vulkanischen Phänomene hervorgerufenen Komplikationen, auf deren Rechnung auch die Flexur von Kemal zu setzen sein dürfte — das Land südlich der Dardanellenscholle von dieser durch ein Bruchsystem getrennt wird und ihr gegenüber um durchschnittlich 150 m gehoben erscheint. Im folgenden werde ich der Kürze halber von einer „asiatischen Scholle“ sprechen und werde hierunter die Gebietsteile verstehen, die an den südlichen Bruchrand der Dardanellenscholle grenzen. Soweit sich heute übersehen läßt, greifen die Meerengen nur in ihrem Mündungsbereich auf die asiatische Scholle über. In ihr besitzt der die Tafelberge krönende Kalkoolith eine durchgreifende Neigung gegen die Dardanellen, also gegen W bis NW: auf dem Kurdtepe senkt er sich von 400 m auf 350 m, auf dem Bajraktepe von 440 auf 300 m, bei Kemal von 350 auf 90 m¹⁾. Wie an der Gallipolischolle bemerken wir also auch hier ein Einfallen gegen die mittlere Dardanellenscholle. Dagegen ist der asiatischen Scholle das Gefälle gegen WSW fremd, das für ihre beiden nördlichen Nachbarschollen bezeichnend ist. Ihre Situation ist vielmehr beherrscht durch den geologischen Bau des kleinasiatischen Hinterlandes, mit dem sie verwachsen ist.

Wir sind nunmehr in der Lage, den geologischen Bau der Dardanellenlandschaft zu überblicken: an den kleinasiatischen Kontinent sind 2 lange, schmale Schollen angegliedert, die durch ihre Neigung gegen WSW Form und Erstreckung der Halbinsel Gallipoli bestimmen. Gegen jene ist der NW-Rand Kleinasiens abgebogen. Viel steiler als er fällt die Gallipolischolle gegen die dazwischen liegende, flach gebaute Dardanellenscholle ein. Wir stehen hier also vor einer großen, ungleichseitigen Synchinalen, deren Sohle an Parallelbrüchen von nur geringer Sprunghöhe eingesunken ist. Ihr Nordflügel ist steil aufgebogen und endet jäh durch den Küstenbruch Nordgallipolis. Seiner Streichrichtung läuft die Synklinalaxe parallel und ist gegen WSW geneigt. In dieser Richtung sinkt die Synklinale ins Ägäische Meer.

Innerhalb deren eingebrochenen Sohle fließen die Dardanellen. Man kann also sagen, daß die Meerengen in den Boden eines Grabens eingesenkt sind. Aber sie sind weit davon entfernt, dessen ganze Breite einzunehmen, füllen sie doch nicht einmal, wie schon hervorgehoben worden ist, ihr eigenes Erosionstal ganz aus, dessen Flanken durchaus nicht mit den Grabenrändern zusammenfallen.

¹⁾ Diese Reihenfolge hält sich an die Richtung SW nach NE. Die Fallrichtung ist jeweils gegen SW bis WSW.

Die Sohle des Synklinalgrabens böte Raum genug, um den Dardanellen ein Hin- und Herpendeln zu gestatten. Daß sie — mit Ausnahme des Knickes von Tschanak — gleichwohl gestreckten und nicht gewundenen Verlauf haben, hängt zweifellos mit der Erstreckung jener Zone zusammen, in der bei der Faltung die Tafelschichten zertrümmert wurden. An sie knüpfte die Erosion als an eine Linie geringen Widerstandes an, an sie ist das Erosionstal der Dardanellen gebunden.

Es muß uns also noch die Frage beschäftigen, welche Umstände die Ausdehnung sowohl wie die Richtung jener Zertrümmerungszone bedingten, die sich im allgemeinen mit der der Synklinalenaxe deckt, ohne mit ihr ganz zusammenzufallen. Unsere Überlegungen knüpfen wir an die Beobachtungen über die zweite Bewegungsperiode an. Daß die letztere meines Erachtens eigentlich nur in größerem Rahmen betrachtet werden kann, weil sie mit dem Einbruch der nördlichen Ägäis zusammenhängen dürfte, habe ich schon ausgesprochen (S. 33). Die wesentliche Folgeerscheinung war doch wohl die, daß entlang von bestimmten Linien Vertikalverschiebungen eintraten, durch welche eine Vergrößerung der relativen Niveauunterschiede zwischen Land und Meer und überhaupt die Trennung NW-Kleinasiens von der Ägäis in heutiger Gestalt eingeleitet und vollendet wurden. An diesen Linien müssen wir Verwerfungen von außerordentlicher Sprunghöhe erwarten. An der Nordküste Gallipolis ist dies der Fall. Wenn wir annehmen, daß im Bereich des Golfes von Saros die pontische Stufe, die zweifellos auch dort einmal in irgendeiner Form entwickelt war, unter das Meeresniveau sank, während 6000 m tiefere Schichtsysteme an der Nordküste Gallipolis in die See austreichen, so berechnen wir für den Küstenbruch eine Sprunghöhe von mehr als 6000 m. Aber selbst, wenn diese geringer sein sollte, so ist sie doch von ganz anderer Größenordnung als die der anderen Brüche, die wir im Dardanellenbereich verfolgen können. Wir gehen darum nicht fehl, wenn wir von diesen Gesichtspunkten aus die Nordküste Gallipolis als den eigentlichen Kontinentalrand, d. h. den Rand NW-Anatoliens bezeichnen. Gallipoli gehört tektonisch zu Kleinasien; seine Angliederung an die alten Massive des europäischen Kontinentes, das Ergebnis späterer Vorgänge, erscheint sozusagen als etwas Zufälliges.

Wenn Schollen der Erdkruste einsinken, so bedeutet dies für sie eine Raumverkürzung, die nur dann an den Bruchrändern keine Begleiterscheinungen hervorrufen wird, wenn alle Verwerfungen vollkommen senkrecht und untereinander gleichsinnig zur Tiefe setzen, und wenn das Einsinken selbst genau Schritt hält mit einem Auseinanderweichen der nicht sinkenden Randschollen, was als Ausdruck einer horizontalen Kontraktion wohl denkbar ist. Abgesehen davon, daß auch dann die sinkende Scholle infolge ihrer Trägheit die vorhandene Spannungsgröße überschreiten kann und daraus

Begleiterscheinungen an den Schollenrändern sich ergeben werden, ist ein solch theoretischer Fall gewiß sehr selten, wenn überhaupt möglich. Im allgemeinen werden die Begleiterscheinungen von zweierlei Art sein, je nachdem die Bruchflächen von der sinkenden Scholle weg oder unter sie einfallen. Im ersten Fall (divergierende Brüche) wird Überschiebung über die sinkende Scholle eintreten, und die Randscholle erscheint relativ gehoben. Im anderen Fall (konvergierende Brüche) ruht die sinkende Scholle auf den sie umgebenden Randschollen auf und übt auf diese Seitendruck aus, dessen Größe mindestens einem Teil ihres Gewichtes gleichkommt.

Was wir an den Dardanellen und auf Gallipoli beobachten, deckt sich mit den Erwartungen, die wir an den oben diskutierten zweiten Fall knüpfen. Die gesamte Bauanlage — eine Synklinale, die dem stark herausgehobenen, um nicht zu sagen „herausgepreßten“ Kontinentalrand parallel streicht — die zonenweise Faltung der Sedimente, das sind Erscheinungen des Zusammenschubes, Äußerungen seitlichen Druckes, der zweifellos von Norden gekommen ist (S. 9 Anm.). Erwägen wir, daß in der Tiefe einer Synklinale die höchsten Sedimenthorizonte auch der stärksten Zusammenpreßung ausgesetzt sind, und erinnern wir uns des unterschiedlichen Verhaltens der Tafelschichten und ihrer Liegendsandsteine der Faltung gegenüber, so werden wir nichts anderes erwarten, als daß die Tafelschichten gerade entlang der Axe der Dardanellensynklinale zertrümmert wurden und dadurch der Meeresströmung die Bahnen erosiver Tätigkeit gewiesen wurden. Der Einbruch der nördlichen Ägäis war zweifellos ein langandauernder Vorgang; ebenso lange mußte auch der von ihm ausgehende Schollendruck wirken. Die Hebung des Kontinentalrandes, die Vertiefung der Synklinale konnten hierdurch eine gewisse Vervollkommnung erfahren, und vor allen Dingen konnte dann die Sohle der Dardanellensynklinale wirklich unter den Spiegel des Meeres gedrückt werden. Erreichte dann die synklinale Einbiegung einen maximalen Wert, und dauerte der Seitendruck dennoch weiterhin an, so konnte er in faltbaren Sedimenten Zusammenschub, in den starren Tafelschichten eine weitergehende Zertrümmerung hervorrufen. Hierdurch will ich besonders auch zum Ausdruck bringen, daß wir keinerlei Gründe haben, für den synklinalen Bau, die Bruchbildung, Schichtfaltung und -Zertrümmerung im Dardanellengebiet verschiedene Ursachen anzunehmen.

Es wäre nun naheliegend, die Ausgestaltung des Landschaftsbildes, die Ausräumung des Dardanellentales usw. auf die Bewegungen der 2. Periode zurückzuführen. Wir müßten dann erwarten, daß im Norden der Halbinsel Gallipoli Spuren stärkerer Hebung vorhanden sind als an den Dardanellen selbst, ja man könnte hier sogar damit rechnen, Senkungserscheinungen zu finden. Es lassen sich jedoch ganz im Gegenteil die Hebungsterrassen im Norden und Süden in ihren verschiedenen Niveaus über dem Meeresspiegel

vortrefflich miteinander parallelisieren, so daß wir zu der Annahme gezwungen sind, daß nach vollendeter Ausgestaltung der Synklinale eine allgemeine Hebung das gesamte Gebiet gleichmäßig betroffen hat. Es war also nicht ohne Grund, wenn oben von einem maximalen Wert der synklinalen Einbiegung gesprochen wurde. Diese Hebung, deren jüngste Phasen vielleicht bis in die Jetztzeit reichen, bezeichnet eine 3. tektonische Periode. Wenn wir in Betracht ziehen, daß alle 3 Störungsperioden in die nachpontische Zeit fallen, daß also für die gewiß langandauernden Bewegungsvorgänge der ersten und zweiten Periode nur der Zeitraum höchstens vom Mittelpliozän an zur Verfügung stand (vergl. S. 35), so erscheint die letzte dieser tektonischen Perioden als ein Ereignis jüngsten Datums. Sie kann höchstens bis ins Quartär zurückreichen.

Wie sah die Dardanellenlandschaft zu Beginn der quartären Hebung aus? Zweifellos hatten die Meeresbecken wie Pontus, Marmara und Ägäis ihre heutige Gestalt schon erhalten. Die beiden letzteren standen in breiter Verbindung¹⁾ miteinander, durch welche der Strom süßeren Wassers das salzigere ägäische Meer erreichte. Eine langgestreckte, schmale Insel lagerte der breiten Meeresspforte vor, nämlich das alte Bergland Nordgallipolis, das wir als aufgebogenen Kontinentalrand kennen gelernt haben. Im heutigen Relief von Gallipoli spiegeln sich diese geographischen Verhältnisse bis zu einem gewissen Grad wider.

Ausgehend vom SW-Zipfel der Halbinsel, verlassen wir dort ein geschlossenes Tafelland mit steilen Abstürzen und engen Tälern und betreten nach Überquerung der Senke von Maedos-Kilialiman gegen N und NE ein Land von viel älterem Gepräge. Auch hier ist entlang dem Dardanellenufer die Tafellandschaft entwickelt, aber breite Täler führen durch sie nach N in das weite, aufgeschlossene Hügelland der Gallipolischolle. Es sind üppig grüne, in Friedenszeiten wohl kultivierte Talgründe mit nur sehr geringem Gefälle. Besonders das Tal von Jalowa erregt Interesse dadurch, daß von seinem Oberlauf eine breite, sumpfige Talung zum großen Alluvialbecken von Sivli-Karainebegly hinüberleitet, das selbst zur Ägäis entwässert. Durch diesen Talzug kann man die Halbinsel an ihrer breitesten Stelle überqueren, ohne anstehendes Gestein zu betreten. Die Talwasserscheide liegt in etwa 50 m Meereshöhe bei der Enge von Sivli. Diesen ausgeglichenen Tälern entsprechen die gerundeten, zum Teil im Schichtstreichen gestreckten Formen der Höhen. Sie haben langausgezogene, mit Schutt überkleidete Flanken und individualisierte Gipfel. Alles in allem ist dies ein Formenschatz von zweifellos hohem Alter, den langwährende Abtragung geschaffen hat. Außer

¹⁾ In einer Breite mindestens wie die der obersten Dardanellen bei Scharköi zwischen Tekir dag und Kara burun. Die Verbindung ging von da in der Hauptsache genau nach W zum Golf von Saros.

dem ist zu beachten, daß dem Küstengebirge Nordgallipolis Einzelformen (Berge, Täler) fehlen, die Beziehungen zum Schichtstreichen verraten, wie wohl sein geologischer Bau hierzu dieselben Vorbedingungen liefert wie der des Berglandes südlich von ihm, in dem streichende Formen den Landschaftscharakter bestimmen. Durch diesen Unterschied hebt sich das Küstengebirge als vergleichsweise altes Land aus seiner Umgebung heraus.

Gegen NE machen diese ausgeprägten Landschaftszüge dem niederen, kaum gegliederten Gelände Platz, das heute den Hals der Halbinsel Gallipoli bildet. Er trägt alle Merkmale eines Gebietes, das vor kurzem erst in den Bereich der Abtragung gerückt ist: die Zerschneidung der im großen und ganzen geschlossenen, niederen Masse tritt landschaftlich noch nicht hervor.

Wir sehen also, daß dies Küstengebirge Nordgallipolis von allen Formelementen der Halbinsel die stärksten Spuren sekundärer Abtragung trägt, daß also auch die morphologische Sichtung zu jenem Ergebnis führt, zu dem die tektonische Untersuchung drängte: der Nordrand Gallipolis entragte als Insel dem Meere, als die quartäre Hebung einsetzte.

Die Hebung ging in mehreren Phasen vor sich und hinterließ als Stillstandsmarken alte Talböden, Terrassen und korrespondierende Ablagerungen. Wir sind bis heute nur über ihre jüngsten Phasen unterrichtet, da die ständig schaffende Abtragung in dem erforschten Gebiet, auf das ich mich beziehe, alle Spuren älterer Reliefstücke verwischt hat.

Es treten namentlich zwei Hebungsniveaus deutlich hervor: das eine hält sich an die Höhe von 100 m, das andere an die von 50—60 m. Im Norden Gallipolis gehört zum ersteren der alte Talboden von Klein-Anafarta, der sich parallel zum heutigen Anafartatal von 160 m auf 100 m nach W senkt und frei gegen die Tuslaebene ausstreicht. Lokalschotter liegen auf ihm. Ihm entspricht auf der Dardanellenseite die Terrasse, die in die Flanke der Tafelberge von Akbasch bis Kilia Tepe eingekerbt ist und die leicht gegen NW geneigten Tafelschichten kappt. Sie markiert einen Dardanellentalboden von 100—110 m Meereshöhe. Auf der asiatischen Seite der Meerenge findet sich die Fortsetzung dieser Terrasse in Form einer schottergekrönten Hochfläche östlich Tschanak, die nach Norden von 110 auf 90 m abgedacht ist. Die Schotter erweisen sich durch ihren reichlichen Gehalt an Andesit als Ablagerungen des Kodschatschaiflusses, der seither sein Bett um 90 m tiefergelegt und die Alluvialebene von Tschanak aufgeschüttet hat.

An der SW-Seite dieser 100 m-Terrasse ist eine zweite niedrigere Terrasse von 60—70 m Meereshöhe entwickelt, die ursprünglich als breite Fläche bis an die Dardanellen selbst (zwischen Nagara und Tschanak) herantrat, aber heute durch weite, seichte Depressionen teilweise zerstört worden ist. Auch auf ihr liegen Schotter des Kodschatschaiflusses, die bei Nagara den 71 m hohen, bastionartigen Xerxeshügel zusammensetzen. Ihre Auflagerungs-

fläche liegt hier bei 50 m Höhe. Diese konglomeratisch verfestigten Schotter sind gestört und zeigen schwache Neigung gegen W und S. Wo sie schon entfernt sind, liegen auf ihrer Unterlage vereinzelt Schalen rezenter Austern, Pektiniden und anderer Mollusken.

In der Senke von Maedos gewinnen die trefflich erhaltenen Spuren dieser beiden Hebungsphasen besondere Bedeutung, wenn sie sich auch nicht mehr nach der einen oder anderen Phase scheiden lassen. Südlich vom Orte Maedos beobachten wir eine Terrasse, welche die gefalteten Molasse-sandsteine kappt. Sie bricht gegen das Alluvialfeld, in dem die Ortschaft liegt, mit einem 10 m hohen Steilrand ab und zieht gestaffelt bis unmittelbar an den Nordfuß des Ejerlyplateaus hinauf (im Osten 60 m, im Westen, südlich der Paßhöhe, 120 m). Diese von jungen Tälchen zerschnittene Abdachungsfläche begleitet sowohl die Abbrüche des Ejerlytepe wie des Kakmatepe, schmiegt sich also muldenartig der heutigen Talform an. Sie ist ein alter Talboden, der gegen W zu einem breiten Sattel von 70 m Höhe ansteigt und jenseits wieder zu der Küstenplatte absinkt, von der früher schon die Rede war (S. 37). Diese ganze Fläche ist überstreut mit rezenten Molluskenschalen (vorwiegend Austern). Andere Ablagerungen als diese Schalen bedecken sie nicht. Sie ist also lediglich eine Abtragungsfläche, die ganze Senke das Ergebnis der Erosion, und zwar mariner Erosion. Die Senke von Maedos ist demnach ein alter durch die jüngsten Hebungsphasen trockengelegter Dardanellenarm. Und der Südwestzipfel der Halbinsel Gallipoli, selbst ein junges Stück Land, wie sein jugendliches Relief beweist, bildete also zunächst eine Insel, die erst durch die jüngsten Phasen der quartären Hebung an den Stamm der Halbinsel angegliedert wurde. Die flache Niederung, die auf der Nordseite dieses SW-Zipfels buchtförmig zwischen ihm und die Berge von Ari burnu einspringt — sie bildet die Fortsetzung der vereinigten Senken von Maedos und Kilialiman — ist gleichfalls als Reliefstück der jüngsten Hebungsphasen anzusehen. Sie liegt durchschnittlich 50 m über dem Meer und bricht steil gegen dieses ab. Sie ist nichts anderes als die gehobene Sohle eines Mündungsarmes der Dardanellen, in dessen Mitte sich die kleine Insel des Kakmatepe erhob. Aber während der durch den Inselberg abgeschnürte Südast (die Senke von Maedos) wahrscheinlich schon bei der älteren der beiden Hebungsphasen (Phase der 100 m-Terrasse) trockengelegt wurde, ist der nördliche Arm (Senke von Kilialiman) wie auch im Westen das breite Vereinigungsstück beider erst infolge der jüngeren Phase (Phase der 50 m-Terrasse) Land geworden.

Im Norden der Halbinsel Gallipoli sind nicht weniger deutliche Marken jüngerer Hebungsphasen und zwar der 50 m-Terrasse vorhanden. Wir finden solche wieder im Bereich des Anafartatales. Die heutige Scheide dieses Tales gegen das von Jalowa stellt eine durchschnittlich 130 m hohe Fläche

dar, in die von E und W junge, steile Tälchen eingerissen sind. Gehängeschutt und Schotter decken die Verebnung. Ihre Fortsetzung gegen das Meer zu findet sich entlang dem ganzen Nordabhang des Kuđschatschementepe in Form sanfter Böschungsf lächen zwischen den wirt angelegten jugendlichen Anbissen, die eine wahre Badlandlandschaft geschaffen haben. In den Wasserrissen ist allenthalben die diskordante Auflagerung alten Gehängeschuttes über gefaltetem Tertiär erschlossen. Die Verhältnisse sind hier ganz analog denen in der Maedossenke, nur daß wir es zum Unterschied von dieser bei Anafarta mit Stücken eines fluviatilen Erosionstales zu tun haben. Die erwähnten Böschungsreste halten sich durchschnittlich 50 m über dem heutigen Talboden, senken sich nach Westen allmählig auf 50—60 m Meereshöhe und gehen hier in langausegezogene, eben von Schluchten angeschnittene Piedmontflächen über, die eine nähere Parallelisierung nicht mehr gestatten.

Auch das weite Alluvialbecken von Karainebegly, das sich an den Südfuß des Küstengebirges von Nord-Gallipoli anlehnt, ist im gleichen Zusammenhang vielleicht als bestes Beispiel zu nennen. Aus einem streichenden Tal entwickelt sich die Weitung jenes Ausräumungsgebietes, das heute derart mit Schottern erfüllt ist, daß die kuppenförmigen Ausläufer des reich geformten Berglandes der Umrandung als Inselberge der Alluvialebene entragen. Gegen NNW endet diese, wieder zu einem schmalen Tal verengt, 60 m über der See am Gedscheliman, der einzigen Bucht der Nordküste. Von dieser aus greifen heute Schluchten nach rückwärts in den Abbruch des Alluvialbeckens ein und lassen unter dessen Außenrand einen anstehenden Gesteinswall erkennen (Tonschiefer der Kreide), durch den das Alluvialfeld einst gegen die See abgedämmt wurde. Entlang der Entwässerungsader des Beckens greifen die Schluchten kañonartig weit nach rückwärts in die Ebene ein. Sie sind die einzigen jugendlichen Elemente in dieser sonst nur reife Züge tragenden Landschaft. Ganz allgemein kann man sagen, daß diesen gegenüber auf Gallipoli (mit Ausnahme des SW-Zipfels und des Halses) der jugendliche Formenschatz stark zurücktritt. In der fortlaufenden Entwicklung der Abtragungsvorgänge hat also das Relief der Halbinsel mit der Phase der 50 m-Terrasse seine Vollendung in heutiger Gestalt erhalten. Die durch noch jüngere Hebung belebte Erosion begann nur noch ein Zerstörungswerk. Es tritt uns in Form junger Anbisse in den Flanken der Berge, junger Erosionsschluchten und Ravinen in den ausgearbeiteten Talböden von Maedos, Anafarta usw. entgegen, ferner in Gestalt niederer Terrassen den Dardanellenufern entlang. Die Meeresstraße wie auch die Ägäis und die tiefen Täler sind die Basis, von der die Zerschneidung und steilwandige Neuskulpierung der alten Berg- und Talformen ausgeht. In den Tonschiefern sind dem Schichtfallen folgende Felsbildungen (Bosburun),

im „Molassesandstein“ badlands (Ari Burnu-Anafarta, Maedos), in den Tafelschichten Wandabbrüche entstanden; die Bergflanken sind durch Anbisse und Unterschneidungen gekerbt, die Talgründe durch Schluchten und Kañons zerrissen. Entlang den Dardanellen zieht eine Niederterrasse. Die Stadt Gallipoli liegt auf einer solchen (20 m Meereshöhe). 20 m hoch liegen auch zwischen Nagara und Tschanak Konglomerate und Austernbänke im Abhang der 50 m-Terrasse. Dieselben Bänke — sehr grobe Konglomerate, mit Austern verkittet — stehen auch in etwa 10 m Meereshöhe am Kilia-liman an. Abgebrochene Trümmer von ihnen säumen die Küste des Kilia-tepe und Kakmatepe. Auch die unteren Terrassenabbrüche in der Maedossenke südlich des gleichnamigen Ortes, ferner die tiefsten Stücke der in der Umrahmung der Tuslabucht zu beobachtenden zerschnittenen Piedmontflächen sind diesen Merkmalen jüngster Hebung, jüngster Erosion an die Seite zu stellen.

Betrachten wir nun das Gesamtergebnis der dritten Bewegungsperiode, so sehen wir, daß die Dardanellenlandschaft nicht nur ihre Höhenverhältnisse und ihr Relief durch sie erhalten hat, sondern daß die Halbinsel Gallipoli dieser Hebung auch Gestalt und Umfang verdankt. So erscheint mir zweifellos, daß der schmale Hals der Halbinsel, der mit Ausnahme eines Inselberges, des Maslaktepe, eine Durchschnittshöhe von wenig über 100 m besitzt, durch die quartäre Hebung erst trockengelegt wurde. Über ihm stand vorher das Marmarameer in breiter Pforte mit dem Golf von Saros in Verbindung. Jetzt erst wurde also Gallipoli an die alten Massive des europäischen Kontinentes angegliedert. Aber auch der Südwestzipfel der Halbinsel ist wohl erst in jüngster geologischer Vergangenheit Land geworden, wie sein jugendliches Relief zwingend erweist. Hierdurch geriet auch die Zerrüttungszone, von der die Maedossenke und der Kakmatepe beredtes Zeugnis ablegen, in den Bereich kräftiger Erosion der Meeresströmung. Ein Dardanellenarm trennte zunächst jene Insel von Gallipoli. Späte Phasen derselben Hebung schweißten beide zusammen. Im Laufe der quartären Hebung sehen wir also die Halbinsel Gallipoli in südwestlicher Richtung ins Meer hinauswachsen. Das ist eine unmittelbare Folge der leichten Schrägstellung, welche die Gallipoli- und Dardanellenscholle auszeichnet. Es steht der Annahme nichts im Weg, daß auch diese Schrägstellung selbst eine Folge der quartären Hebung ist. Hierdurch würde zum Ausdruck kommen, daß auf dem Kontinent die Hebung am größten war und daß die ihm anhängenden Schollen gleichsam geschleppt wurden. Beide (Gallipoli- und Dardanellenscholle) wurden, wie ich gezeigt habe, in gleicher Weise und um gleiche Beträge gehoben.

Für die Dardanellen, welche die Tiefenlinie der Synklinale einnahmen, mußte die quartäre Hebung eine ständige Neubelebung der Erosion bringen.