

Technische Universität Bergakademie Freiberg
Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau
Institut für Geologie
Studiengang Geologie



Diplomkartierung

Geologische Kartierung des Troia-Rückens im Maßstab 1:10000

vorgelegt von
cand.-geol. Katrin Bergmann
und
cand.-geol. Pia Lippmann

betreut von
Prof. Dr. Broder Merkel
und
Dr. Christian Wolkersdorfer

TU Bergakademie Freiberg
Institut für Geologie
Lehrstuhl für Hydrogeologie

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, daß ich die vorliegende Diplomkartierung und Diplomarbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe; die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Die Diplomkartierung wurde als Gruppenarbeit angefertigt und die Beiträge des Einzelnen sind durch Angabe von Initialen gekennzeichnet, wobei KB für Katrin Bergmann und PL für Pia Lippmann steht.

Freiberg, Juli 2003

DIPLOMKARTIERUNG

1	VORWORT	4
1.1	Einleitung (KB)	4
1.2	Danksagung (KB; PL)	6
2	ZUSAMMENFASSUNG (KB; PL)	7
3	GEOLOGIE	8
3.1	Geologie der Biga-Halbinsel (PL)	8
3.2	Tektonik (PL)	10
3.3	Orogenesen (PL)	12
3.4	Vulkanismus (PL)	13
3.5	Entwicklungen im Tertiär und Quartär (PL)	14
4	DAS KARTIERGEBIET	15
4.1	Beschreibung des Kartiergebietes (PL)	15
4.2	Klima (KB)	17
4.3	Flora/Fauna (PL)	18
4.4	Historische Stätte Troia (PL, KB)	19
4.4.1	Siedlungsgeschichte von Troia	19
4.4.2	Geschichte der Ausgrabungen	21
4.5	Geomorphologie (PL)	22
4.6	Ausbildung des Neogens (KB)	24
4.7	Entwicklung des Gebietes im Tertiär und Quartär (PL)	27
4.8	Tektonik und Lagerungsverhältnisse (KB)	29
4.9	Hydrogeologische Verhältnisse (KB)	32
5	AUFSCHLUSSDOKUMENTATION	33
5.1	Geländearbeit (KB)	33
5.2	Aufschlüsse (KB)	35

6	ZUSAMMENFASSUNG	40
7.1	Beschreibung ausgewählter feinstratigraphischer Profile	41
7.2	Petrographie der Profile	50
7.3	Normalprofil	51
7.4	Tektonik des Arbeitsgebietes	55
7.5	Einordnung der Stratigraphie	59
7.5.1	Beschreibung der Formationen nach YALTIRAK (1998, 2000)	60
8	KORNGRÖßENANALYSE	63
8.1	Siebanalyse	63
8.1.1	Allgemeines zur Siebanalyse	63
8.1.2	Probenaufbereitung	64
8.1.3	Untersuchung der Ton- und Schlufffraktion	66
8.1.4	Allgemeines zum LUMOSSED-Photometer	66
8.2	Probenaufbereitung	68
8.3	Ergebnisse	69
8.4	Klassifizierung der Proben	71
8.5	Bestimmung des k_f -Wertes	72
8.6	Interpretation der Korngrößenanalyse	74
9	MIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNGEN	81
9.1	Mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe	81
9.1.1	Beschreibung der Dünnschliffe	82
9.1.2	Klassifikation der Dünnschliffe	103
9.1.3	Bestimmung der Porositäten aus den Dünnschliffen	106
9.1.4	Interpretation der Dünnschliffe	110
9.2	Mikroskopische Untersuchung der gesiebten Körner	117
9.2.1	Ergebnisse	117
9.2.2	Interpretation der gesiebten Körner	122
10	RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE	127
10.1	Allgemeines zur Methode	127
10.1.1	Qualitative Analyse	129
10.1.3	Atterbergzylinder	132
10.2	Probenaufbereitung	133
10.3	Beschreibung der wichtigsten Tonminerale	136
10.3.1	Zweischichtminerale	136
10.3.2	Dreischichtminerale	137
10.3.3	Wechselagerungsminerale	138
10.4	Ergebnisse	140
10.5	Interpretation der Röntgendiffraktometrie	142

11	TONSTEINE ZUR HERSTELLUNG KERAMISCHE ERZEUGNISSE	146
11.1	Tongesteine als keramische Rohstoffe	146
11.1.1	bindsame und unbindsame Rohstoffe	146
11.1.2	Definition von Tonen und Kaoliniten	146
11.1.3	Unterscheidung von Tonen	147
11.1.4	Verwendung von „Tonen“ und „Kaolinit“	148
11.1.5	Verarbeitung von Tonen	149
11.2	Eignung der kartierten Gesteine als keramische Rohstoff	152
12	SCHLUSSFOLGERUNG	154
12.1	Auswertung der Profilbeschreibung	154
12.2	Auswertung der Korngrößenanalyse	156
12.3	Auswertung der mikroskopischen Untersuchung	157
12.4	Auswertung der Röntgendiffraktometrie	160
12.5	Auswertung der Untersuchung zur Eignung als keramischer Rohstoff	161
13	VERZEICHNISSE	162
13.1	Literaturverzeichnis	162
13.2	Abbildungsverzeichnis	166
13.3	Tabellenverzeichnis	167

1 VORWORT

1.1 Einleitung (KB)

Der Historische Nationalpark Troia im Nordwesten Anatoliens umfaßt eine Fläche von 250 km². Dabei nimmt das Kartiergebiet eine ca. 50 km² große Fläche im Norden des Nationalparks um das Ausgrabungsgelände von Troia ein. Çanakkale befindet sich ca. 25 km nordöstlich und Izmir ca. 300 km südlich davon (Abb. 1).

1871 entdeckte Heinrich Schliemann das antike Troia; Anfang und Mitte des 20. Jahrhunderts wurden die Ausgrabungen unter Wilhelm Dörpfeld (1894) und Carl W. BLEGEN (1932-1938) weitergeführt. Nach mehrjähriger Unterbrechung nahm ein internationales Forscherteam unter Leitung von Manfred Korfmann von der Eberhard-Karls-Universität Tübingen die Arbeiten 1988 wieder auf. Die Besiedlung des Hissarlık begann bereits in der Frühbronzezeit (ca. 3000 v.u.Z.). Im Laufe der Zeit wurden die Siedlungen auf dem Hissarlık mehrmals zerstört und wieder errichtet, wobei die einzelnen Schichten übereinander gebaut wurden, was diesen Ort archäologisch so interessant macht.

Im Zusammenhang mit den archäologischen Forschungen ergab sich die Fragestellung nach der historischen Wasserversorgung Troias. Ziel der vorliegenden geologischen Kartierung und der zwei angeschlossenen Diplomarbeiten mit hydrogeologischem Schwerpunkt ist, das Gelände und die heutigen Siedlungen um den Hissarlık hinsichtlich der natürlichen Wasservorkommen zu untersuchen. Dabei sollten Rückschlüsse auf die historische Versorgung der Bewohner Troias mit Wasser möglich sein.

Dazu führten Pia Lippmann und Katrin Bergmann, in Zusammenarbeit mit dem türkischen Geomorphologen Ilhan Kayan und seinen Mitarbeitern von der Ege Universität Izmir, von Juli bis August 2002 eine geologische Kartierung des Gebietes um den Siedlungshügel Hissarlık durch. Vor Ort wurde das Projekt durch ein internationales Archäologenteam unter der Leitung von Manfred KORFMANN unterstützt. Dabei wurden die neogenen Sedimente des Plateaus bis Gökçalı im Osten und Akçapınar im Südosten, sowie die quartären Schwemmebenen der Flüsse Karamenderes und Dümrek kartiert.

Schwerpunkt der Geländeaufnahmen und der Auswertungen stellten die Wasserleitfähigkeit der einzelnen Schichten, ihre Lithologie und Lagerungsverhältnisse dar. An manchen Stellen konnten im Gelände natürliche Wasseraustritte beobachtet

werden, die teilweise schon früher von Einheimischen ausgebaut wurden. Wasserführende Schichten wurden im Gelände auch an ihrem Bewuchs erkannt, zum Beispiel durch Moose und Flechten. Aus diesen Beobachtungen ließen sich erste Rückschlüsse auf die historische Wasserversorgung des Gebietes ableiten.

An ausgewählten Stellen wurden insgesamt 56 Sedimentproben für weitergehende Untersuchungen an der TU Bergakademie Freiberg entnommen. Anhand von Siebanalysen und Dünnschliffmikroskopie gewonnenen Korngrößenverteilungen lassen Aussagen über die Wasserleitfähigkeit der einzelnen Schichten zu. Mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie wurden Tonminerale bestimmt und Rückschlüsse auf ihr hydrologisches Verhalten gezogen.

Im Zusammenhang mit dieser Kartierung entstanden zwei weitere Arbeiten von BLUME und WEBER, die das Gebiet hydrogeologisch untersuchten. Ziel des Projektes ist die Modellierung der heutigen Grundwasserverhältnisse und die Rekonstruktion der historischen Wasserversorgung Troias.



Abb. 1: Lage Troias in der Türkei (aus ANONYM A 2003).

1.2 Danksagung (KB; PL)

Wir möchten allen Personen danken, die in irgendeiner Form zum Gelingen der Diplomkartierung und Diplomarbeit beigetragen haben.

Besonders bedanken wir uns bei unseren Betreuern Herrn Dr. Christian Wolkersdorfer und Herrn Prof. Dr. Broder Merkel für die Diskussionen und Anregungen bei der Interpretation der Daten und bei der Bereitstellung von Kartenmaterial und Literatur. Weiterhin erhielten wir themenbezogene Veröffentlichungen von Frau Dipl. Geol. Jana Göbel, die uns außerdem bei der Auswertung der Daten mit Rat und Tat zur Seite stand.

Unser Dank gilt ebenso dem internationalen Troia-Team unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. Manfred Korfmann für die Unterstützung vor Ort. Ebenso wäre unsere Geländearbeit ohne die Hilfe von Prof. Dr. Ilhan Kayan und seinen Mitarbeitern und Studenten der Universität Izmir nicht möglich gewesen. Cenk Yalkıtrak möchten wir für die Erklärungen zu den Formationen danken. Für die finanzielle Unterstützung in der Türkei bedanken wir uns bei Daimler Chrysler, dem Förderkreis der „Freunde von Troia“ und dem DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft).

Herrn Prof. Dr. Christoph Breitkreuz und Frau Petra Wohrow danken wir für die Möglichkeit der Nutzung des sedimentologischen Labors zur Aufbereitung des Probenmaterials.

Bei der Bearbeitung der Tonproben und der Auswertungen der Daten unterstützten uns Herr Prof. Dr. Reinhard Kleeberg und seine Mitarbeiterinnen Frau Gerlach, Frau Weiser und Frau Landers im Institut für Mineralogie der TU Bergakademie Freiberg

Ein großes Dankeschön gebührt unseren Kommilitonen Claudia Blume und Claudia Weber für die Zusammenarbeit und Unterstützung.

2 ZUSAMMENFASSUNG (KB; PL)

Vom Juli bis August 2002 wurde im Rahmen der archäologischen Ausgrabungen um die historische Stätte Troia die Geländeaufnahmen zur vorliegenden Kartierung durchgeführt. Ziel der Arbeit war es, die neogenen Sedimente des Troia-Rückens im Nordwesten der Biga-Halbinsel zu kartieren und eine geologische Karte im Maßstab 1:10000 anzufertigen. In den Anlagen 1 und 2 sind die Ergebnisse dieser Arbeit dargestellt. Das Gebiet teilt sich in die alluvialen Schwemmebenen von Karamenderes und Dümrek und die neogenen Sedimente des Troia-Rückens auf. Vermutlich handelt es sich bei den alluvialen Ablagerungen zum Teil um aufgearbeitetes Material aus den magmatischen und metamorphen Gesteinen des Hinterlandes.

Bei der Geländearbeit stellte sich der Troia-Rücken als eine Abfolge verschiedener Sand-, Ton-, Schluff- und Kalksteine dar, die sich unter anderem in Korngröße, Organikgehalt, Fossilführung, Karbonatgehalt, Verfestigungsgrad und Farbe unterscheiden und von quartären Alluvialbildungen umrandet werden. Bei den Auswertungen der im Gelände aufgenommenen Daten stellte sich heraus, daß die Ablagerungen des Troia-Rückens einerseits flachmarinen, andererseits lakustrinen Ursprungs sind. Durch die Erosion wurden die obersten Schichten des Neogens auf dem Rücken bereits abgetragen, was sich durch Gerölle belegen läßt.

Weiterführend wurden von BERGMANN und LIPPMANN zwei Diplomarbeiten angefertigt, in denen zum einen von LIPPMANN die geologischen Schichten, die Wasserführung und die historische Bedeutung der Höhle südwestlich Troias untersucht wurden. Zum anderen wurden die bei der Kartierung aufgenommenen Schichten von BERGMANN petrographisch genauer bestimmt und deren hydraulische Eigenschaften abgeschätzt; weiterhin werden die Schichten in die schon bestehenden Formationen nach YALTIRAK (2000) eingeordnet, deren räumliche Beziehung zueinander zu geklärt und gegebenenfalls eine Lokalstratigraphie entwickelt. Dazu war eine umfassende wissenschaftliche Bearbeitung der Proben (Siebanalyse, Polarisationsmikroskopie und Röntgendiffraktometrie) nötig, deren Beschreibungen und Ergebnisse in den Diplomarbeiten von BERGMANN und LIPPMANN zu finden sind.

3 GEOLOGIE

3.1 Geologie der Biga-Halbinsel (PL)

OKAY et al. (1991) teilen die Biga-Halbinsel in vier Zonen ein, die sich in NE-SW-Richtung erstrecken. Es handelt sich dabei um die Gelibolu-, Ezine-, Ayvacik-Karabiga- und Sakarya-Einheiten. Die Gelibolu-Zone besteht aus einem spät-kretazischen, ophiolitischen Grundgebirge mit einer tertiären Überdeckung und zeigt charakteristische Merkmale eines sedimentationsarmen Akkretionskeils (OKAY, SIYAKO, BÜRKAN 1991). Nach OKAY (1991) setzt sich die Abfolge der Ezine-Zone aus kontinentalen Gesteinen zusammen, welche wiederum in die Karadağ Einheit – bestehend aus Metasandsteinen, Metaquarziten und Kalksteinen – sowie den Denizgören Ophiolit und die Çamlıca Glimmerschiefer unterteilt werden. Ähnliche Merkmale wie die Gelibolu-Zone zeigt die Ayvacik-Karabiga-Zone. Dort befindet sich der Çetmi-Ophiolit über den hochmetamorphen Einheiten der Kazdağ-Gruppe, abgetrennt durch die zwei Kilometer mächtige Alakeçi-Mylonit-Zone (OKAY et al. 1991).

BRINKMANN (1976), ŞENGÖR & YILMAZ (1981) und YILMAZ (1997) deklarieren den Bereich zwischen der Intra-Pontiden-Sutur und der Izmir-Ankara-Sutur als Sakarya-Kontinent. Dessen westliches Ende stellt die Biga-Halbinsel dar. YILMAZ (1997) teilt die Sakarya-Zone in zwei verschiedene metamorphe Assoziationen ein, welche er als die Komplexe von Uludağ und Yenişehir bezeichnet. An der Basis der Uludağ-Gruppe stehen hochmetamorphe Gesteine wie Schiefer, Gneise, Amphibolite und Migmatite an. Sie sind von Arkosen, flachmarinen permischen Kalken und flach- bis tiefmarinen triassischen Karbonaten und Klastiten mit zwischengelagerten Ophioliten überdeckt. Meta-Ophiolite und grünschiefermetamorphe, vulkanisch-sedimentäre Einheiten der späten Trias charakterisieren die Yenişehir-Gruppe (ELMAS & YIĞITBAŞ 1999, 2000, 2001). Eine transgressive Abfolge aus der Zeit von Lias bis Turon überlagert diese metamorphen Einheiten. Diese Deckschichten setzen sich zusammen aus fluviatilen Ablagerungen, flachmarinen Kalken des mittleren bis oberen Jura, Kalksteinen der Unterkreide und Radiolarit-Cherts mit pelagischen Kalken aus dem Cenoman und Turon (ELMAS, YIĞITBAŞ 1999, 2000, 2001). Vulkanische bzw. vulkanoklastische Gesteinen aus dem Tertiär bedecken die Abfolgen in weiten Teilen der Biga-Halbinsel (ELMAS & YIĞITBAŞ 2001). Sie sind im Südwesten des Kartiergebietes aufgeschlossen (Kapitel 3.4). Sedimentäre Einheiten entlang der Dardanellen werden von YALTIRAK & ALPAR (2002) als Ablagerungen der Gazhanedere-, Kirazlı-, Alçitepe-, Conkbayırı-, Özbek- und Marmara-Formation

beschrieben. Diese Ton-, Schluff-, Sand-, Kalksteine und Konglomerate entstanden zwischen dem mittleren Miozän und späten Pleistozän im Gebiet südlich des Ganos-Störungssystems. Im Kapitel 4.6. ist die Ausbildung dieser Einheiten genauer beschrieben. In der Abbildung 2 ist die Einteilung der Biga-Halbinsel nach KNACKE-LOY (1994) dargestellt.

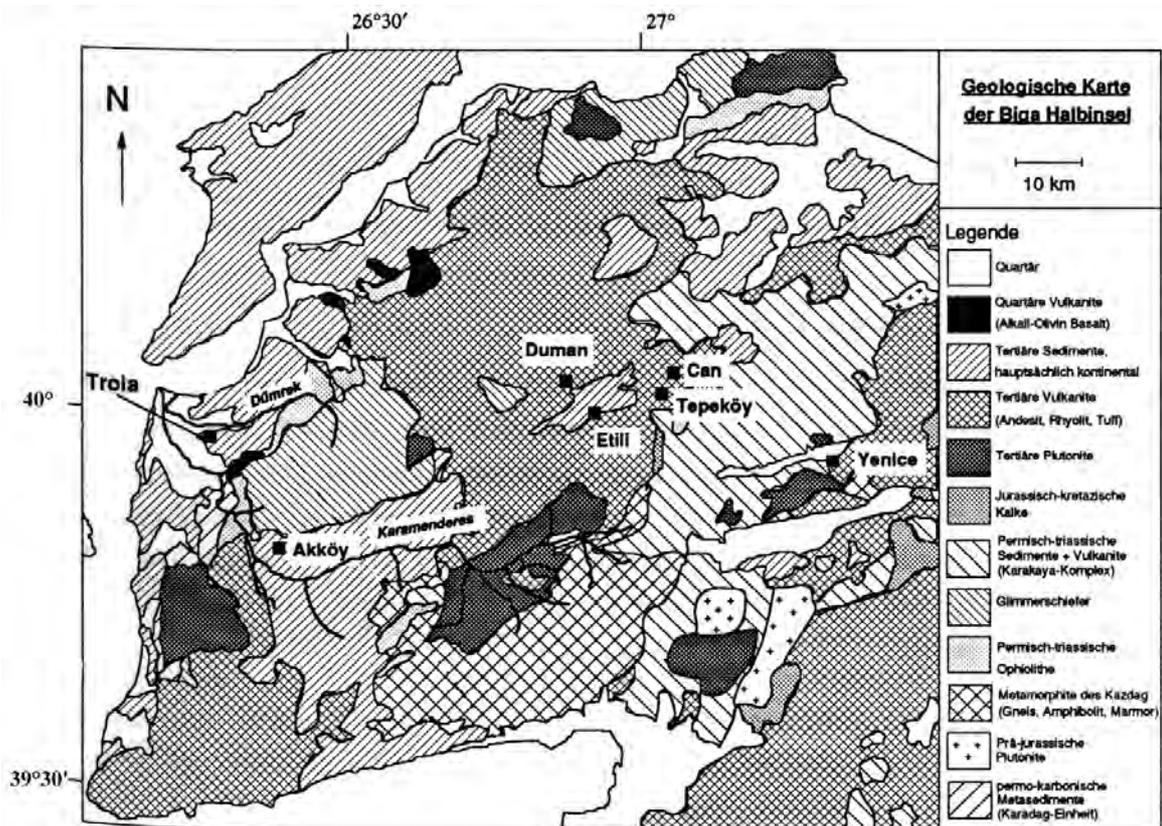


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte der Biga-Halbinsel (nach KNACKE-LOY 1994).

3.2 Tektonik (PL)

Durch die Drift der Arabischen und der Afrikanischen Platte gegen die Eurasische Platte wird ein ausgeprägtes Störungsmuster im Ägäisraum und in der Türkei erzeugt. Als Ausgleich zu dieser nord- bzw. nordöstlich gerichteten Bewegung weicht die anatolische Platte, gebunden an die Nord- und Ostanatolischen Störungszonen, seit dem späten Eozän (ŞENGÖR & YILMAZ 1981) mit einer Rate von 20 mm/a nach Westen aus (YILMAZ 2003). Als Folge expandiert die Ägäis in N-S-Richtung. In Abb. 3 sind die Störungssysteme und die Bewegungen der Platten dargestellt.

YILMAZ (2003) sieht als zweite Ursache der Ägäis-Extension den Rückzug des Hellenic Trench an, wobei der Einfluß eher geringfügig ist. Im Westen der Türkei vergrößert sich dadurch die Transportgeschwindigkeit der anatolischen Platte auf 40 mm/a. Von Ost nach West erstreckt sich das Nordanatolische Störungssystem, welches im Bereich des Marmara-Meers nach Westen in das Ganos Fault System übergeht. Die Entwicklung dieser dextralen strike-slip-Störung begann während des frühen Miozäns und dauert bis heute an (YALTIRAK 2002).

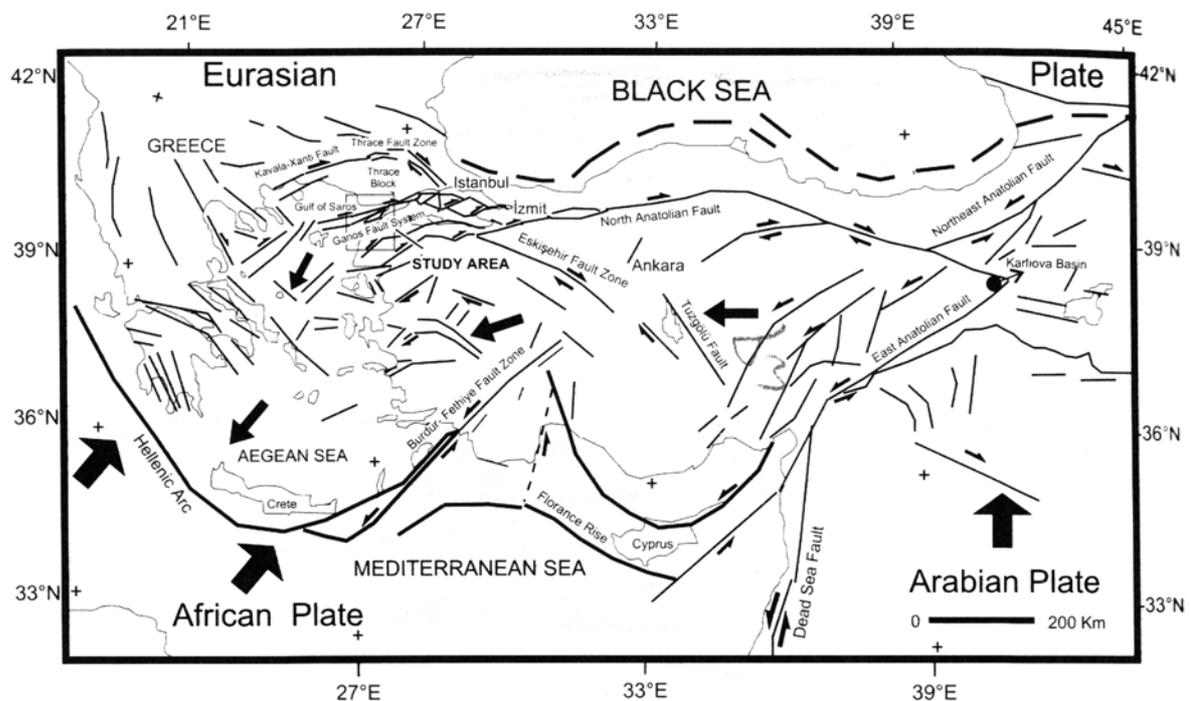


Abb. 3: Tektonische Karte der Türkei und Griechenlands (aus YALTIRAK 1998).

In Zusammenhang mit der Ausbildung 3 des transtensionalen Spannungsregimes entstanden im frühen Pliozän morphologische Einheiten wie der Golf von Saros, die Dardanellen, der Golf von Edremit und der Kazdağ. Listrische Störungen, die sich in Folge der tektonischen Ereignisse bildeten, werden als Ursache der Rotation der Blöcke angesehen. Eine Auswirkung ist die bis heute andauernde Hebung der Region um den Kazdağ. Aufgrund der tektonischen Bewegungen änderte sich die Richtung der Entwässerungswege nach Norden. Mit dem Wasser des Flusses Karamenderes, welcher im Kazdağ-Massiv entspringt, gelangten im Quartär große Massen klastischen Materials in die Troas und wurden in einer alluvialen Ebene aufgeschüttet (OKAY 1991).

Entlang der Störungen der Biga-Halbinsel ist die seismische Aktivität groß. Erdbebenzonen befinden sich in der Saros-Bucht mit ihrer westlichen Verlängerung in den Nord-Ägäis-Trog und im westlichen Teil des Golfes von Edremit (YILMAZ 2003).

Bei der Kartierung wurden drei Störungen in der näheren Umgebung von Troia aufgefunden (Anlagen 1 und 2). Diese stehen mit dem Nordanatolischen Störungssystem in Zusammenhang. YILMAZ (2003) bestimmte die Periodizität der Erdbeben mit einer Magnitude von 6 auf der Richter-Skala auf 110 Jahre; Erdbeben mit Magnituden zwischen 5 und 6 treten alle 25 bis 30 Jahre auf. Dabei können Erdbeben mit Magnituden über 5 in Troia Schäden verursachen.

3.3 Orogenesen (PL)

KAYAN (1994) beschreibt die strukturelle Entwicklung der Türkei als Ergebnisse der paläotektonischen und die neotektonischen Phasen. Demnach überdauerte die paläotektonische Periode einen langen Zeitraum bis zum Ende der alpinen Gebirgsbildung, wobei sich die nördlichen und südlichen Gebirgsgürtel herausbildeten. Im Miozän kollidierten die Afrikanische und Arabische Platte mit der Eurasischen Platte. Dabei war die Geschwindigkeit der Drift der Arabischen Platte höher als die der Afrikanischen, wodurch sich die Erdkruste im östlichen Teil der Türkei verdickte und zu hohen Gebirgsmassiven geformt wurde. Entlang des Nordanatolischen Störungssystems wurden die Spannungskräfte in westliche Richtung abgeleitet.

Vor etwa 5 Millionen Jahren, nachdem in flachmarinen und lakustrinen Milieus die Sedimente abgelagert wurden, welche heute die Rücken des Kartiergebietes bilden, begann die Hebung und Deformation dieser Becken unter dem Einfluß neotektonischer Aktivitäten. Diese setzten sich im Pliozän fort und verringerten sich erst im Laufe des Quartärs. Während der tektonischen Ereignisse fand in den entsprechenden Gebieten intensiver Vulkanismus statt.

Bei der Entwicklung der Strukturen der Biga-Halbinsel spielen vor allem die triassische Karakaya-Orogenese, die alpidische Orogenese im frühen Tertiär sowie strike-slip-Bewegungen des frühen Miozän eine Rolle. In der Ezine-Zone zeigen sich die tektonischen Ereignisse der Trias in Form flach einfallender Überschiebungen (z.B. Çamköy Überschiebung), während im Karakaya-Komplex steile Störungssysteme und kilometergroße Blöcke entstanden. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurden die Gesteine der Sakarya-Zone leicht gefaltet. Die Ophiolit-Komplexe der Biga-Halbinsel wurden dabei über die kontinentalen Gesteine gehoben. Dagegen beeinflussen strike-slip-Störungen seit dem frühen Miozän vor allem den Süden der Biga-Halbinsel. Lakustrine Becken sowie die Heraushebung des Kazdağ werden als Folge dieser Aktivitäten angesehen (OKAY et al. 1991).

3.4 Vulkanismus (PL)

Während der tektonischen Entwicklungen in der Türkei herrschte zumeist auch ein intensiver Vulkanismus. Weite Areale im Osten der Türkei sind von vulkanischen Gesteinen bedeckt, Abb. 4 zeigt die Verteilung der Vulkanite und Plutonite in Westanatolien. Vulkanische Aschen und Pyroklastite sind vor allem in Zentralanatolien anzutreffen.

In Westanatolien werden drei Phasen von intensivem Vulkanismus zwischen Oligozän und Pliozän unterschieden, in denen intrusive und extrusive Gesteine verschiedener Assoziationen entstanden. Plutonite mit granitischer Zusammensetzung wurden auf 20 — 35 Millionen Jahre datiert, während die intermediären Vulkanite 15 — 30 Millionen Jahre alt sind. Vor vier bis zehn Millionen Jahre begann eine zweite Phase vulkanischer Aktivität; dabei wurden u.a. die Basalte im Südwesten des Kartiergebietes gebildet (YILMAZ 1997).



Abb. 4: Verteilung junger Vulkanite und Plutonite in Westanatolien (nach YILMAZ 1997).

3.5 Entwicklungen im Tertiär und Quartär (PL)

Zu Zeit des frühen und mittleren Miozän war das Mittelmeeres mit dem Indischen Ozean verbunden. Nordwestanatolien war durch eine relativ ebene, von dichter Vegetation bedeckte Oberfläche geprägt. Warmes und humides Klima begünstigte die intensive Verwitterung der Gesteine in den Bergmassiven, wobei das erodierte Material innerhalb weiter, flacher Seen unter niedrig energetischen Bedingungen abgelagert wurde. Entlang der N–NE-verlaufenden Störungen entstanden Vulkane (KAYAN 1999). Vor ca. 15 Millionen Jahren begann die Hebung Anatoliens durch die Kollision mit der Afrikanischen und Arabischen Platte, wodurch sich weitere Becken, Gräben und Halbgräben entwickelten. Auch die Gesteine des Arbeitsgebietes entstanden während dieser Zeit.

Gegen Ende des Miozän stellte sich die Morphologie aufgrund der voran gegangenen tektonischen Ereignisse wesentlich unebener dar. Durch die nordwärts gerichtete Drift der Afrikanischen und Arabischen Platte gegen die Eurasische Platte wurde die Verbindung des Mittelmeerraumes mit dem Indischen Ozean unterbrochen. Im Gegensatz zu den warm-humiden Bedingungen zu Beginn des Miozän herrschte am Ende dieser Epoche ein arides bis semi-arides Klima und die Vegetation veränderte sich zu trockener Steppe. Während des Pliozäns fanden die Prozesse der tektonischen Hebung und der daraus resultierenden Erosion der Hochflächen sowie der terrestrischen Sedimentation in den alluvialen Ebenen ihre Fortsetzung (KAYAN 1999).

Vor allem klimatische Veränderungen sind für die morphologischen Entwicklungen im Quartär verantwortlich (KAYAN 1994). Vereisungen hatten zwar keinen direkten Einfluß auf die Troas, jedoch wurde das Gebiet aufgrund seiner küstennahen Lage von den glazial bedingten Meeresspiegelschwankungen betroffen. Änderungen des Küstenverlaufs und der Sedimentationsräume waren die Folge dieser Entwicklungen. Während der Regressionen des Meeresspiegels waren das Schwarze Meer und das Marmara-Meer Binnenseen; die Dardanellen und der Bosphorus waren Flüsse. Sinkende Temperaturen während der Glaziale führten zu einer verringerten Evapotranspiration und damit zu vermehrtem Wasserreichtum in den Fließgewässern, was wiederum zu verstärkter Erosion führte. Die weiterhin andauernde Hebung der Landmasse aufgrund neotektonischer Prozesse (Kapitel 3.4) begünstigte diese Entwicklung. Durch die Kraft des Wassers wurden morphologische Unebenheiten zum Teil ausgeglichen, in dem Material der kristallinen Bergländer durch die Flüsse in Täler und Ebenen transportiert und dort aufgeschüttet wurde.

4 DAS KARTIERGEBIET

4.1 Beschreibung des Kartiergebietes (PL)

Südwestlich von Istanbul, im Westen Anatoliens, erstreckt sich der Historische Nationalpark Troia. Çanakkale als nächst größere Stadt befindet sich etwa 25 km nordöstlich, Izmir ca. 300 km südlich des Arbeitsgebietes. Sechs Dörfer liegen innerhalb des Gebietes: Kalafat, Tevfikiye, Çıplak, Halileli, Akçapınar und Gökçalı (von W nach E). In Nordsüdrichtung durchquert die Straße von Çanakkale nach Ezine das Gebiet. In Abb. 5 ist das Kartiergebiet dargestellt, welches eine etwa 50 km² große Fläche im nördlichen Teil des Nationalparks umfaßt. Im Norden der Biga-Halbinsel befinden sich die Yeniköy-, Kumkale- und Troia-Rücken mit ähnlicher genetischer Ausbildung. Hauptsächlicher Bestandteil des Kartiergebietes ist der Troia-Rücken, welcher sich von West nach Ost erstreckt und aus unterschiedlichen neogenen Sedimentgesteinen aufgebaut ist.

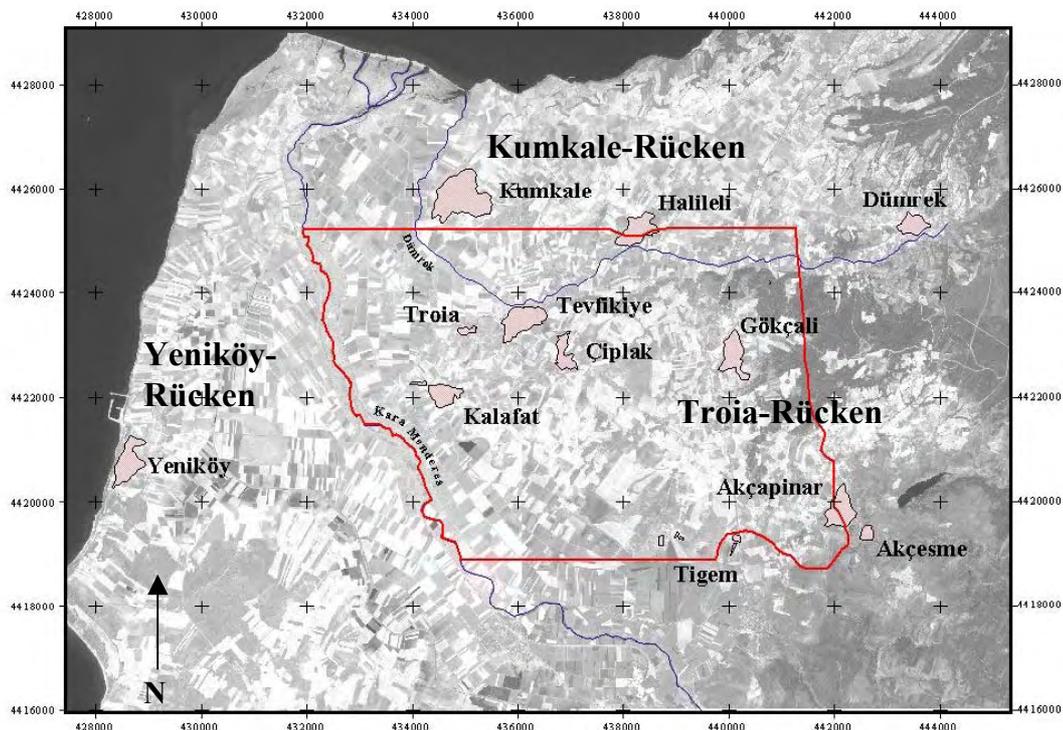


Abb. 5: Lage des Kartiergebietes auf der Biga-Halbinsel im Nordwesten der Türkei. Maßstab 1:72000; Koordinatensystem: UTM WGS 84, basierend auf Ikonos-Daten.

In Form einer flach nach Südwesten einfallende Hochebene, welche im Osten von tertiären Magmatiten und prä-neogenen Metamorphiten begrenzt wird, ist dieser Rücken im Gelände erkennbar. Entlang der steilen Böschung an der Nordseite des Rückens sind in Wasserrissen eine Vielzahl von Aufschlüssen zu finden. Weitere Profile befinden sich an der Straße zwischen Çanakkale und Ezine.

Den höchsten Punkt des Gebietes stellt der Çilin Tepe bei 4423610/440630 (UTM WGS 84) dar. Er erhebt sich 129 Meter über dem Meeresspiegel. Nördlich des Hanges erstreckt sich eine quartäre Ebene, welche Höhen von 10 – 20 Meter über dem Meeresspiegel aufweist. KAYAN et al. teuften hier bereits mehrere Bohrungen ab und rekonstruierten die Entwicklung der Küstenlinie aus den ermittelten Bohrprofilen. Erläuterungen dazu befinden sich in Kapitel 4.7. Zwischen dem Troia- und dem Kumkale-Rücken, deren Lage in Abb. 5 ersichtlich ist, windet sich das Flußbett des Dümrek von Ost nach West. In den Sommermonaten ist der Fluß größtenteils trocken; Gerölle lassen aber auf einen Durchfluß in den regenreichen Wintermonaten schließen. Etwa entlang des Flußbettes verläuft die nördliche Gebietsgrenze. Von Südost nach Nordwest fließt der Karamenderes und bildet die westliche Grenze des Gebietes. Dieser Fluß führt auch im Sommer Wasser und spielt, neben den zahlreichen Bohrungen in der Ebene, für die landwirtschaftliche Bewässerung eine entscheidende Rolle. Nordwestlich des Dorfes Kumkale münden Dümrek und Karamenderes in die Dardanellen. Zwischen Kalafat und Tigem taucht die nach SW einfallende tertiäre Hochfläche unter die alluviale Quartärebene ab. Dieser Kontakt verläuft weitgehend parallel zum Lauf des Karamenderes. Im Osten verläuft die Gebietsgrenze in Nord-Süd-Richtung zwischen Gökçalı und Akçapınar. Abb. 5 zeigt die Ausdehnung des Kartiergebietes und den Verlauf der Grenzen.

In den Fünfziger- und Sechzigerjahren des 20. Jahrhunderts wurden politische Rückwanderer im Bereich der Troas angesiedelt. Sie schufen neue Ackerflächen, indem sie die Sümpfe drainierten und Kanäle und Dämme anlegten (HÖHFELD 2001). Zur Bewässerung der Ackerflächen wird darüber hinaus Wasser aus den oberflächennahen Aquiferen entnommen, teilweise werden auch tiefer liegende Grundwasserleiter genutzt.

4.2 Klima (KB)

Die Troas als westlicher Teil der Biga-Halbinsel wird dem mediterranen Klimabereich zugeordnet. Im Sommer steigen die Temperaturen auf über 40 °C an, während der Niederschlag ein Minimum von unter 10 mm pro Monat erreicht (Tab. 1). Im Durchschnitt liegen die Jahresmittelwerte bei 14,8 °C. Die Winter sind milder als in den gemäßigten Breiten Europas, jedoch kann es in der Troas in manchen Wintern zu Kälteeinbrüchen kommen. Nur an etwa 26 Tagen sinken die Durchschnittstemperaturen unter den Nullpunkt; es gibt durchschnittlich 4 Schneetage pro Jahr. Die Sommer sind wärmer und trockener als in Mitteleuropa, was eine verstärkte Nutzung der Grundwässer für die Landwirtschaft zur Folge hat.

Mit einem durchschnittlichen Jahresniederschlag von 635 mm fallen im Norden der Biga-Halbinsel ähnliche Niederschlagsmengen wie in Deutschland. Im Unterschied zu Deutschland fällt der Hauptanteil des Niederschlags hier im Winter, Frühjahr oder Herbst. Somit herrscht in der Troas ein Winterniederschlagsregime. Der Kazdağ bildet mit Gipfeln über 1700 mNN im Süden der Biga-Halbinsel eine natürliche Klimascheide, welche die Niederschlagsmengen in der Troas beeinflussen. Einen besonders regenarmen Landstrich in der Troas stellt die Schwemmebene des Karamenderes dar. Diese Trockenheit wird ebenfalls durch die starke Nutzung der Grundwässer für die Landwirtschaft begünstigt.

Tab. 1: durchschnittliche ($T_{\text{Ø}}$), maximale (T_{max}) und minimale (T_{min}) monatliche Temperaturen, durchschnittlicher monatlicher Niederschlag (P); Meßzeitraum: für $T_{\text{Ø}}$ und P 1951 bis 1990, für T_{max} und T_{min} 1961 bis 1990, Station Çanakkale (nach HOARE 2002)

	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
$T_{\text{Ø}}$ [°C]	6,3	6,7	8,0	12,3	17,3	21,9	24,5	24,3	20,5	15,6	11,9	8,5	14,8
T_{max} [°C]	9,5	10,1	12,3	17,2	22,4	27,5	30,1	29,8	26,2	20,3	15,8	11,8	19,4
T_{min} [°C]	2,9	3,5	4,7	8,4	12,4	16,2	18,7	18,8	15,5	11,5	8,2	5,2	10,5
P [mm]	107,0	69,4	67,4	45,7	31,6	22,5	12,9	7,5	25,1	49,1	90,9	106,0	635,0

4.3 Flora/Fauna (PL)

Während die Troas vor der Besiedelung weitgehend bewaldet war, ist dieses Gebiet heute durch intensive Landwirtschaft geprägt. Vor allem Sonnenblumen, Baumwolle, Melonen, Oliven, Paprika, Tomaten und Mais werden heute im unmittelbaren Umfeld Troias angebaut. Seit der Trockenlegung der Sümpfe in den Fünfziger- und Sechzigerjahren ist dabei die Bewässerung der Felder notwendig und der Karamenderes wird als „Lebensader“ der Troas angesehen (HUTTER & SCHWADERER 2001).

Der von Kiefern dominierte Hochwald, welcher sich zur Zeit der ersten Siedler großflächig auf dem Bergland erstreckte, ist im Kartiergebiet nur noch östlich von Gökçalı anzutreffen. Entlang des Karamenderes wachsen feuchtigkeits-liebende Pflanzen wie Weiden, Pappeln und Tamarisken. Dagegen sind durch Trockenlegung die großen Schilfbestände in den ehemals sumpfigen Bereichen dezimiert worden. Seltene Irisarten, Orchideen und die Troia-Eiche sind im Gebiet zu finden (HUTTER & SCHWADERER 2001).

Als Rückzugsgebiet zahlreicher Vogelarten spielt die Troas eine entscheidende Rolle. Neben Wiedehopf, Rotkopfwürger und Bienenfresser brüten dort Weißstörche und Reiher. Weiterhin ist das Gebiet von Smaragdeidechsen, Schildkröten und Gottesanbeterinnen bevölkert. Aus archäologischen Befunden ist die Troas vor der anthropogenen Besiedlung als Lebensraum von Tieren wie Löwen, Bären, Wölfen und Schakalen bekannt. Knochenfunde belegen weiterhin, daß sich u.a. Pelikane, Adler, Geier und Flamingos in diesem Areal aufhielten (UERPMANN 2001).

4.4 Historische Stätte Troia (PL, KB)

4.4.1 Siedlungsgeschichte von Troia

Vor 5500 Jahren begann die Entwicklungsgeschichte von Troia. Seit dieser Zeit wuchs die Siedlung auf dem Hissarlık ungefähr 20 m in die Höhe. Neue Siedlungen wurden mit verändertem Grundriß über den vorherigen gebaut. Dabei wurden die existierenden Gebäude teilweise zerstört oder aufgearbeitet. Im folgenden wird in Anlehnung an BRANDAU (1997) ein kurzer Abriß zur Geschichte der Besiedlung am Hissarlık gegeben.

Maritime Troia-Kultur

Troia I: 3000 — 2500 v.u.Z.

Bereits die ersten Siedlungen bestanden aus befestigten Bauten. Ackerbau, Jagd und Fischfang stellten die Lebensgrundlagen der Bewohner dar; es wurde Handel betrieben.

Troia II: 2600 — 2500 v.u.Z.

In der zweiten Besiedlungsphase entstand auf dem Hügel ein Fürsten- oder Königssitz mit Handelsbeziehungen nach Mesopotamien und Nordsyrien. Ein bedeutender Fortschritt dieser Zeit war die Entwicklung der Töpferscheibe, die es ermöglichte, Keramikwaren besser und schneller herstellen zu können. Außerdem besaßen die Bewohner große Kunstfertigkeiten in der Metallverarbeitung, was Schatzfunde von SCHLIEMANN belegen.

Troia III: 2500 — 2300 v.u.Z.

Zur Zeit von Troia III war die Siedlung eher unbedeutend und hatte keinen Herrschersitz. Dicht gedrängte und scheinbar unbefestigte Häuser prägten das Bild der Stadt.

Nach einer Periode mit sehr dünner, teilweise sogar fehlender Besiedlung, schließt sich die anatolische Troia-Kultur an.

Anatolische Troia-Kultur

Troia IV: 2200 — 1900 v.u.Z.

In Troia IV wurden die Mauern wieder befestigt. An der Besiedlungsform änderte sich wenig. Als wichtigste Neuerung wird die Errichtung von Kuppelöfen angesehen.

Troia V: 1900 — 1750 v.u.Z.

Veränderungen traten in Troia IV nur in der Herstellung der Keramik auf.

Über die Siedlungsphasen III bis V ist nur wenig bekannt, da SCHLIEMANN diese bei den Ausgrabungen der von ihm als „verbrannten Stadt“ bezeichneten Periode Troia II weitgehend zerstörte.

Von 1750 bis 1700 v.u.Z. war der Hissarlık erneut dünn besiedelt.

Troianische Hochkultur

Troia VI: 1700 — 1250 v.u.Z.

Troia VI war die mächtigste Stadt in der Geschichte der Besiedlung und wurde von den Griechen zu einem Fürsten- und Königssitz ausgebaut. Von der Bedeutung der Stätte zeugen die gewaltigen Befestigungsmauern mit ihren Toren und Türmen, die schon SCHLIEMANN entdeckt hatte. Aus den Funden verschiedener Keramiken schließen die Archäologen auf Handelsbeziehungen mit dem gesamten Ägäis-Raum. Bei den Ausgrabungen wurden zahlreiche Knochenreste gefunden, die erstmals die Pferdehaltung in diesem Gebiet belegen. BLEGENS Ansicht nach wurde Troia VI durch ein Erdbeben zerstört.

Troia VII: 1250 — 1180 v.u.Z.

BLEGEN interpretierte die von Homer beschriebene Belagerung Troias und den Troianischen Krieg in diese Periode. Grund für seine Annahmen war die Veränderung der Bebauung von großen zu zahlreichen kleineren Häusern. Von Hand hergestellte Keramik deutete auf eine eventuelle Besiedelung durch neue Völker hin. Nachdem der Siedlungshügel durch einen Brand zerstört wurde, blieb er 400 Jahre unbesiedelt.

Griechische Zeit

Troia VIII: 700 — 85 v.u.Z.

Um 700 v.u.Z. besiedelten Äolier die Stadt und nannten sie Ilion. Von den neuen Siedlern wurden unter anderem den Athena-Tempel sowie das große Theater errichtet.

Römische und byzantinische Zeit

Troia IX: 85 v.u.Z. — 5. Jhdt. u.Z.

Nachdem die Römer die Stadt erobert hatten, zerstörten sie diese teilweise und bauten neue Tempel. Hierfür wurde die Spitze des Burgberges eingeebnet, wodurch sich die gesamte Struktur der Stadt veränderte. Wohnhäuser befanden sich nun in der neu errichteten Unterstadt südlich des Burgberges. Um 500 u.Z. wurde die Stadt durch ein Erdbeben zerstört und von der Bevölkerung nahezu verlassen. Troia X: 12 — 13 Jhdt.

In der letzten Besiedlungsperiode wurde in Troia ein Bischofssitz gegründet. Im 14. Jahrhundert verließen die Bewohner nach dessen Auflösung endgültig die Stadt.

4.4.2 Geschichte der Ausgrabungen

1868 befand sich Heinrich SCHLIEMANN erstmals zu Forschungszwecken in der Troas. Er vermutete Troia zunächst in der Nähe des Ortes Pinarbaşı, ca. 25 km südlich des heutigen Ausgrabungsortes. Dort fand er jedoch keine Hinweise auf eine frühere Besiedlung. Frank CALVERT überzeugte SCHLIEMANN davon, Troia auf dem Hissarlık zu suchen, wo SCHLIEMANN 1870 schließlich eine Probegrabung durchführte. Von der Authentizität des Ortes überzeugt, unternahm er von 1871 bis 1873 und 1878/79 offizielle Grabungen. Während dieser 5 Kampagnen untersuchte er die Stratigraphie der Siedlung und teilte sie in 9 Perioden ein. 1882 und bei den Kampagnen 1889/90 wurde SCHLIEMANN von Wilhelm DÖRPFELD unterstützt, welcher nach dem Tod SCHLIEMANNs am 26.12.1890 die Leitung der Grabungen 1893/94 und 1924 übernahm. Von 1932 bis 1938 führte ein Team unter Carl BLEGEN, von der Universität Cincinnati, die Grabungen fort. Dabei wurden die von SCHLIEMANN unterschiedenen neun Perioden in insgesamt 46 Bauphasen gegliedert. Seit 1982 leitet Manfred KORFMANN (Eberhard-Karls-Universität Tübingen) die Arbeiten in der Troas. Zunächst unternahm er Grabungen in der Beşik-Bucht und auf dem Sivri- und Yassitepe, bevor er 1988 die Forschungen auf dem Hissarlık wieder aufnahm. Seitdem forscht ein Team internationaler Wissenschaftler in alljährlichen Kampagnen, um mehr über die Geschichte Troias zu erfahren.

4.5 Geomorphologie (PL)

Während der südliche Bereich der Biga-Halbinsel durch eine Folge tektonisch bedingter, NE—SW-orientierter Horst- und Grabenstrukturen gekennzeichnet ist, prägen flache Plateau-Rücken, bestehend aus tertiären Sedimentiten, das Landschaftsbild der nordwestlichen Biga-Halbinsel. Abb. 6 zeigt die einzelnen morphologischen Elemente der Troas. Im Bereich des Kartiergebietes erhebt sich der Troia-Rücken 20 bis 130 m über dem Meeresspiegel. Entsprechend den Lagerungsverhältnissen der Sedimentschichten, welche mit geringen Beträgen nach Südwesten hin einfallen, paßt sich die Morphologie dem Untergrund an. Die höchsten Erhebungen befinden sich deshalb im Osten des Neogenrückens, welcher nach Norden von einem steil abfallenden, West—Ost-streichenden Hang begrenzt wird. Östlich schließen sich die tertiären Basalte und Metamorphite an.

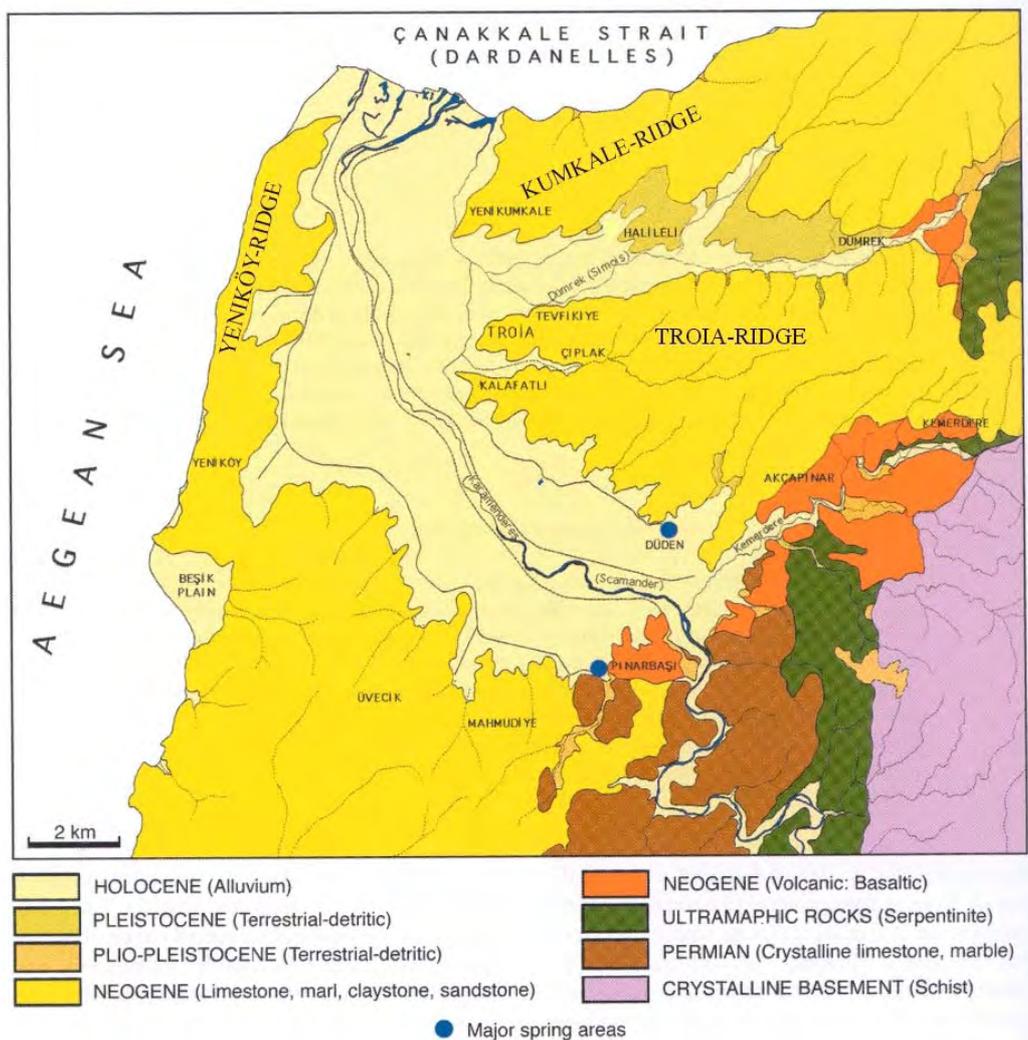


Abb. 6: Vereinfachte geologische Karte der Troas (nach KAYAN 2000).

Durch den Fluß Çıplak wurde die quartäre Ebene zwischen Troia und Kalafat geformt. Unter dem Flußbett wird eine Schwächezone vermutet, in welche sich der Çıplak von Ost nach West einschneidet und die daraufhin mit klastischem Material verfüllt wurde. Heute ist der durch Grundwasserabsenkungen ausgetrocknete Fluß als morphologische Senke im Gelände erkennbar.

Im Norden des Troia-Plateaus liegt, in Ost-West-Richtung orientiert, der Kumkale-Rücken, abgetrennt durch die alluvialen Ablagerungen des Dümrek. Wenige Kilometer nördlich schließt sich die Meerenge der Dardanellen an. Westlich des Hıssarlık befindet sich in Nord-Süd-Orientierung der Yeniköy-Rücken zwischen dem Schwemmland des Karamenderes und der Ägäis. Jede der drei Erhebungen ist aus neogenen Sedimenten aufgebaut, die zusammen unter ähnlichen Bedingungen abgelagert wurden.

Karamenderes und Dümrek schnitten sich in das neogene Gestein und verfüllten die Täler im Quartär mit klastischem Material aus dem Hinterland. Als Resultat dieser Entwicklung entstanden die flache Ebenen zwischen den Rücken.

4.6 Ausbildung des Neogens (KB)

Nach YALTIRAK (2000) wird das Tertiär der Biga-Halbinsel in sechs Einheiten unterteilt: Gazhanedere-, Kirazlı-, Alçıtepe-, Conkbayırı-, Özbek- und Marmara-Formation. Dabei wird das Untersuchungsgebiet in die pliozäne bis pleistozäne Conkbayırı- und die spätmiozäne Alçıtepe-Formation eingegliedert (Abb. 7).

Über dem prä-neogenen Basement lagert, teilweise diskordant, die Gazhanedere-Formation. Diese ist im nördlichen Teil des Golfs von Saros und entlang der Dardanellen weitverbreitet. Allgemein wird die Formation den Bildungen des frühen bis mittleren Miozäns zugeordnet. Typisch sind klastische Ablagerungen mäandrierender Flüsse und teilweise lakustrine Tonsteine, wobei die Mächtigkeiten zwischen 150 und 330 Metern schwanken. In einigen Tonsteinen wurden Süßwasser-Ostrakoden beschrieben (YALTIRAK 2002).

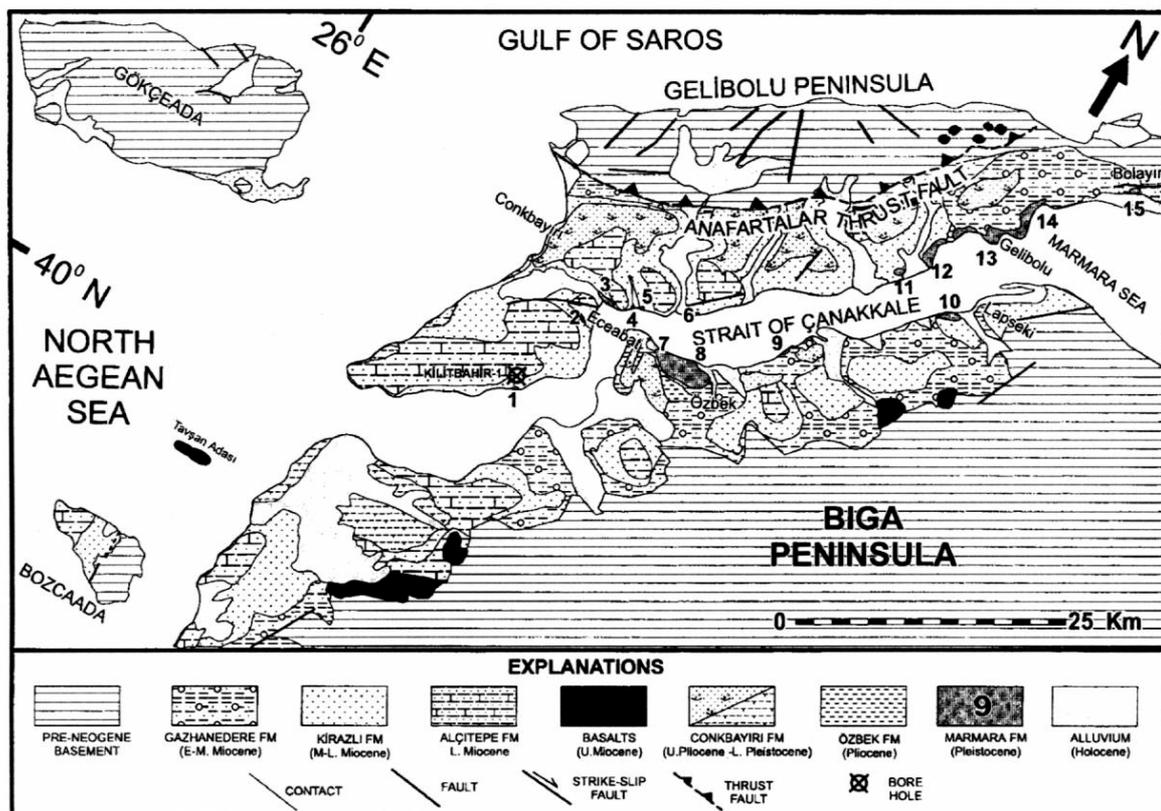


Abb. 7: Geologische Karte der Dardanellen (aus YALTIRAK 2000).

Darüber folgt die Kirazlı-Formation. Im Mittel- bis Spätmiozän lagerten sich fluviatile und Strandablagerungen ab, hauptsächlich massive Sandsteine mit Schluffsteinen. Makro- und Mikromammaliaresten wurden in diesen Schichten gefunden und zur Altersbestimmung genutzt. Im oberen Teil der Formation stehen rötliche Feinsandsteine mit Bivalvenschalenresten an. Vereinzelt Gipslagen sind in diese Sandsteinen eingeschaltet. Im Allgemeinen ist diese Formation 80 bis 120 Meter mächtig und von verfestigten Dünenablagerungen geprägt (YALTIRAK 2002). Im östlichen Teil des Kartiergebietes steht die Alçıtepe-Formation an. Diese lagerte sich im späten Miozän in einem flachmarinen oder lakustrinen Milieu in Form von sandigen und oolithischen Kalksteinen und Sandsteinen ab. Darüber hinaus befinden sich Konglomerate und Sandsteine im Hangenden der durchschnittlich 200 Meter mächtigen Einheit. Oft wurden marine Bivalvenreste, marine Ostrakoden, Fischreste und Mammaliaknochenbruchstücke beschrieben. Nur im Westen des Kartiergebietes ist das Hangende der Formation aufgeschlossen, welches von ÜNAL (1996) als sandiger Kalkstein, unterlagert von einem Sandstein, beschrieben wird. Diese Abfolge läßt sich im westlichsten Block des Troia-Rückens gut erkennen. Markant an der Alçıtepe-Formation im Gebiet ist ein rötlicher Sandstein mit auffallend häufig auftretenden Windkantern, welcher im Südosten ausstreicht (YALTIRAK 2002).

Den westlichen und damit größten Teil des Troia-Rückens bildet die oberpliozäne bis unterpleistozäne Conkbayırı-Formation. Charakterisiert wird diese durch alluviale Fans mit Tonsteinen als Basement, überlagert von Sandsteinen. Anhand von Süßwassermollusken, Sporen und Pollen wurde sie datiert. Im Kartiergebiet stellt sich die Formation als eine Abfolge wenige Meter mächtiger, meist karbonatischer Sand-, Ton-, Schluff- und Kalksteine in unregelmäßiger Reihenfolge dar. Auffällig sind zwei in der recherchierten Literatur nicht beschriebene stromatolithische Kalksteine, die bei der Geländearbeit als Markerhorizonte dienen, aber im größeren Maßstab lateral nicht verfolgbar sind. ÜNAL (1996) beschreibt das Basement der Conkbayırı-Formation als 30 bis 40 Meter mächtigen Feinsandstein, der von einem 80 Meter mächtigen Mergel überlagert wird. Bei der Geländearbeit wurden nur wenige Zentimeter bis Meter mächtige Schichten angetroffen und beschrieben, die eine solche Vereinfachung kaum zulassen.

In der Arbeit von YALTIRAK (2003) wird die Conkbayırı-Formation in die Truva- und die Özbek-Einheiten untergliedert. Details zur Ausbildung der Truva-Formation fehlen. Über der Conkbayırı-Formation (bzw. der Truva-Formation) lagerte sich im Pliozän diskordant

die Özbek-Formation ab. Hauptsächlich werden gut gerundete Konglomerate und Sandsteine mit karbonatischen Zementen beschrieben. Laut YALTIRAK (2003) steht diese Formation etwa 85 bis 115 Metern über dem heutigen Meeresspiegel an.

Im Pleistozän entstand die Marmara-Formation, für die eine stark detritische und aufgearbeitete Strandfazies charakteristisch ist. Abhängig von der morphologischen Ausbildung der Küstenlinie variiert die Mächtigkeit der Formation zwischen 2 und 36 m.

4.7 Entwicklung des Gebietes im Tertiär und Quartär (PL)

In flachmarinen und lakustrinen Milieus wurden während des Neogens verschiedene Sedimente abgelagert. Durch die tektonisch bedingte Hebung (Kapitel 3.6) brachen diese Schichtenabfolgen auseinander und wurden gering geneigt (KAYAN 1998). So entstanden die drei Blöcke, welche heute als morphologische Erhebungen zu erkennen sind: im Westen der Sigeion/Yeniköy-Rücken, im Norden der Kumkale-Rücken und im Südosten der Troia-Rücken. Flüsse folgten den Senken zwischen den gehobenen Gebieten und füllten diese mit alluvialem Material (KAYAN 1998).

In Abb. 8 wird die Entwicklung der Karamenderes-Ebene in den letzten 6000 Jahren dargestellt. Während eiszeitlich bedingter Regressionen im Holozän existierten der Bosphorus und die Dardanellen als Flüsse und der Karamenderes trat als Nebenfluß dieser großen Ströme auf. Dagegen wurden bei Meeresspiegelanstiegen in Interglazialen die Ebenen um Troia mit Meerwasser überflutet. Flachmarine Ablagerungen bildeten sich.

Bis vor 7000 Jahren lag die Küstenlinie in der Nähe von Pınarbaşı. Ausgedehnte Sumpfareale erstreckten sich in Folge in diesem Gebiet. Seit etwa 6000 Jahren liegt der Meeresspiegel, bis auf kleine Schwankungen, auf heutigem Niveau (KAYAN 1996, 2001). Wie in Abb. 6 ersichtlich, begannen Karamenderes und Dümrek in dieser Zeit, die flache Bucht schrittweise mit alluvialen Ablagerungen zu verfüllen. Diese Entwicklung dauert bis heute an.

Vor 5000 Jahren, zur Beginn der Besiedlung Troias, lag die Küste in der Nähe des Hissarlik. Eventuell hatte diese Tatsache Einfluß auf die Gründung der Siedlung. Es gibt Theorien, die den antiken Hafen Troias im Bereich der damals flachen Bucht vermuten.

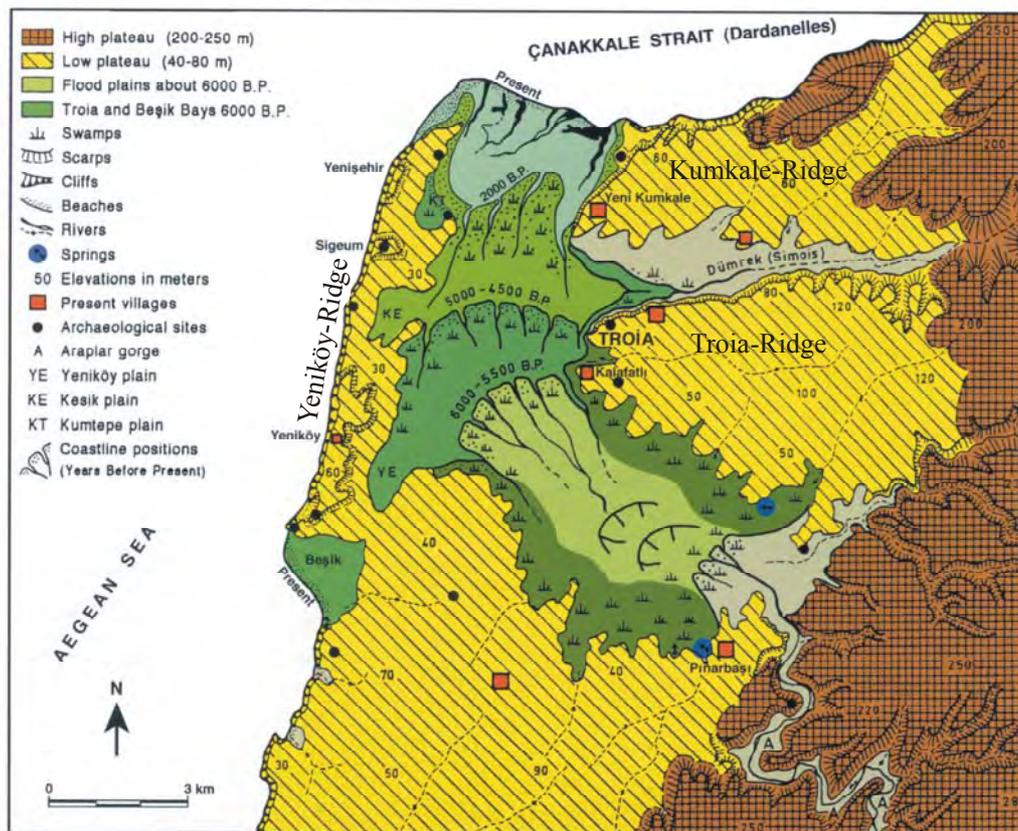


Abb. 8: Paläogeographische Rekonstruktion der Karamenderes-Ebene (nach KAYAN 2000).

4.8 Tektonik und Lagerungsverhältnisse (KB)

Durch zwei NE—SW-streichende Störungen wird der Troia-Rücken in drei Blöcke zerteilt. Entlang der Straße zwischen Çıplak und Halileli verläuft die westliche Störung, die Straße von Çanakkale nach Ezine wurde im Verlauf der östlichen Störung gebaut. Vermutlich sind die Blöcke nach Westen abgeschoben. Zwischen den Blöcken wurde mit Hilfe der stratigraphischen Profile von BERGMANN (2003) unterschiedliche Versätze festgestellt. Gegen den mittleren Block ist der westliche mit einem Betrag von etwa zehn Meter versetzt. Zwischen dem östlichen und dem mittleren Block ist die Verschiebung nicht quantifizierbar. Laut YALTIRAK (2002) steht im Osten des Gebietes die spätmiozäne Alçitepe-Formation an. Durch das flache Einfallen und die Konstruktion der Profile (BERGMANN 2003) wird deutlich, daß sich der mittlere um mehrere Zehnermeter gegen den Ostblock abgesenkt hat. Eine W—E-streichende Störung wurde in der Mitte des Troia-Rückens entdeckt. Vermutlich verlief der Fluß Çıplak entlang dieser Schwächezone und verfüllte sie zwischen Troia und Kalafat im Holozän mit alluvialen Ablagerungen. Ein Versatz von etwa zehn Metern an dieser Störung konnte durch einen markanten Stromatolithenhorizont im Gelände festgestellt werden. Als Resultat der Untersuchungen muß der Troia-Rücken in insgesamt sechs Blöcke unterteilt werden. Wahrscheinlich liegt die Basis der Störungen an der Grenze zum metamorphen Basement. Genauere Bezeichnungen und Beschreibungen der Störungen sind in BERGMANN (2003) zu finden.

Im Gebiet herrscht eine fast horizontale Lagerung der Schichten vor. Durchschnittlich fallen sie in einem flachen Winkel von $5-6^\circ$ nach WSW ein. Dabei entspricht das Einfallen der Blöcke dem der Schichten. Während der mittlere und der östliche Block steiler gestellt sind, fällt der westliche wesentlich flacher ein. Auch die Einfallsrichtungen schwanken stark, jedoch läßt sich eine Vorzugsorientierung von ca. 240° feststellen. Abb. 9 stellt die vor Ort gemessenen Fallrichtungen und -winkel im Schmidtschen Netz dar. Im Gelände war es oft nicht möglich, repräsentative Messungen aller Schichten durchzuführen, da einige Schichten unter den herrschenden Oberflächenbedingungen leicht lösliche Bindemittel enthalten, schwach verfestigt oder stark verwittert sind.

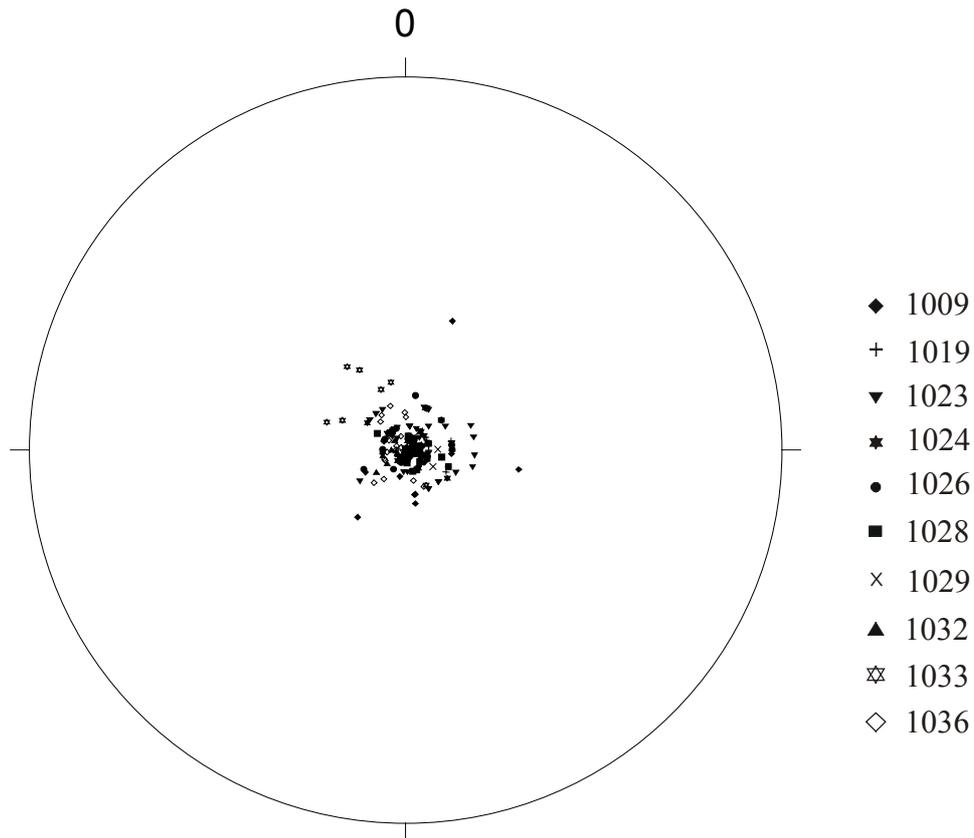


Abb. 9: Einfallen der Schichten in den Aufschlüssen 1009, 1019, 1023, 1024, 1026, 1028, 1029, 1032, 1033 und 1036 im Schmidtschen Netz, untere Halbkugel.

Bei der Messung der Klüfte wurde im Gelände das Vorhandensein einer Hauptkluftrichtung deutlich, in Abbildung 10 sind die Klüftrosen der gemessenen Trennflächen dargestellt. Dabei variieren die Werte zwischen 120° und 160° und mit einem Winkel von 80 bis 90° fallen die Klüfte annähernd vertikal ein. Allerdings sind aufgrund der geringen Wertemenge (teilweise fünf oder sechs Werte) kaum gesicherte Rückschlüsse möglich. Schwierig ist auch die Interpretation der Trennflächen als Klüfte, da durch fehlende Bohrungen auf dem Troia-Rücken nicht belegt ist, ob es sich dabei zum Teil um Trockenrisse oder Verwitterungsbildungen handelt.

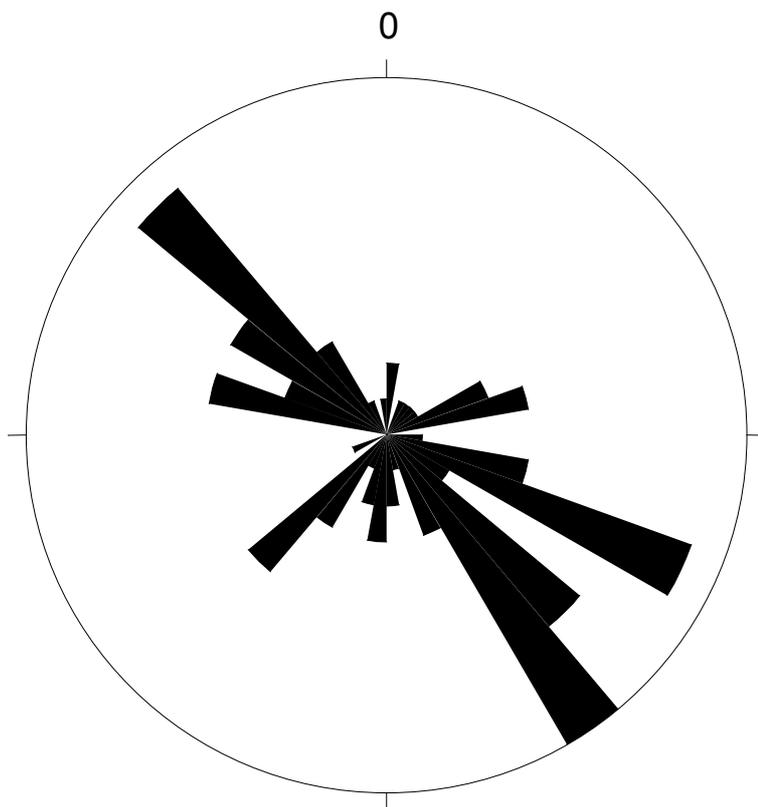


Abb. 10: Einfallen der Klüfte der Aufschlüsse 1023, 1024, 1029, 1033, 1035 und 1036 im Rosen-Diagramm, 10° Klassen.

4.9 Hydrogeologische Verhältnisse (KB)

In Zusammenhang mit der vorliegenden Kartierung untersuchten BLUME und WEBER das Gebiet unter hydrogeologischen Gesichtspunkten. Dabei wurde von BLUME ein hydrogeologisches Modell der nordwestlichen Troas erstellt, während WEBER die Grundwässer hydrochemisch untersuchte und einteilte. Im Untergrund des Troia-Rückens befinden sich karbonatische, tonig-schluffige und sandige Gesteine von denen aufgrund ihrer Petrographie niedrige Durchlässigkeitsbeiwerte (ca. 10^{-6} bis 10^{-8}) angenommen werden. Vermutlich sind die Gesteine insgesamt schlechte Grundwasserleiter oder bilden Geringleiter. Einige Sandschichten lassen höhere k_f -Werte (ca. 10^{-6} bis 10^{-4}) erwarten und könnten somit Grundwasserleiter darstellen. Da die Schichten in einem flachen Winkel nach WSW einfallen, wird vermutlich auch der Troia-Rücken in diese Richtung entwässert. Vereinzelt wurden in den Profilen am Nordhang des Rückens natürliche Wasseraustritte beobachtet. Diese liegen in Bereichen stark verwitterter Biogenkalke mit herausgelösten Fossilienresten in Wechsellagerung mit dünnen Tonsteinen und mächtigeren Sandsteinen. Oft sind diese Schichten an ihrem Moosbewuchs erkennbar. Am Profil 1009 konnten an einer natürlichen Quelle Bearbeitungsspuren entdeckt werden, die laut Auskunft der Bevölkerung von einem früheren Ausbau der Quelle stammen. Gesondert untersucht wird von LIPPMANN (2003) die vermutlich wasserführenden Schichten der Quelhöhle südwestlich Troias.

Von den Flüssen Dümrek und Karamenderes, die das Gebiet am Nord- bzw. am Süd- und Westrand durchfließen, werden die hydrographischen Verhältnisse bestimmt. In den nördlichen Ausläufern des Kazdağ-Massivs (Ida-Gebirge) entspringt der Karamenderes. Er durchquert das Ezine-Bayramiç-Becken von Osten nach Westen und fließt in nördlicher Richtung durch eine alluviale Ebene in die Dardanellen. Im Salihler-Plateau entspringt der Dümrek und bildet auf dem Weg zu den Dardanellen ebenfalls eine alluviale Ebene aus. Durch die Troia-Ebene floß bis vor wenigen Jahrzehnten der Çıplak-Fluß. Dieser fließt heute auf einem weiten Stück nicht mehr, da durch die intensive Landwirtschaft und Grundwassernutzung der Grundwasserspiegel stark absank.

5 AUFSCHLUSSDOKUMENTATION

5.1 Geländearbeit (KB)

Zur Kartierung wurden folgende Hilfsmittel verwendet:

Zollstock

A5-Heft kariert mit festem Einband

Fotoapparat

Garmin GPS 12 (UTM-Zone 35, nördliche Hemisphäre, WGS 84)

Freiberger Geologenkompaß (nach Prof. Dr. Clar)

Lupe mit 10facher Vergrößerung

Geologenhammer

Als Grundlage für die Kartierung dienten Landsat-Karten der Biga-Halbinsel. Bei der ersten Geländebegehung wurde festgestellt, daß sich die meisten Profile am Nordhang des Troiarückens befinden. Durch den Bau der Straße zwischen Ezine und Çanakkale wurden mehrere Hügel im Kartiergebiet zerschnitten, wodurch drei Straßenaufschlüsse entstanden.

In großen Arealen des Gebietes stehen nur zentimeter- bis maximal dezimeter-mächtige Aufschlüsse an den Rändern der Felder an. Oft sind diese noch von Hangschutt überrollt. In den Profilen sind hauptsächlich Tonsteine, Ton/Sandsteine, Mergel und Kalksteine aufgeschlossen. Selten sind dünne Schluffsteine anzutreffen. Da es auf dem Troiarücken kaum Profile gibt, wurde versucht, markante und lateral verfolgbare Horizonte zu finden. Dazu eigneten sich die kompetenten Stromatolithenschichten. Jedoch treten vier Stromatolithen auf, die im Gelände nahezu die gleiche Ausbildung zeigen. Strukturelle Veränderungen einzelner Stromatolithenlagen (domartige Ausbildungen, gröbere klastische Lagen) können zu Verwechslungen führen, lassen sich aber durch laterale Änderungen im Ablageungsmilieu erklären. Dies erschwert eine Verfolgung des Markerhorizontes erheblich. Im Osten des Nordhanges fand sich ein kompetenter, grober, bunter Sandstein, der über den östlichen Nordhang bis zur Straße Ezine/Çanakkale verfolgbar ist. Danach taucht die Schicht unter die quartären Ablagerungen ab.

Von allen Profilen wurden Detailaufnahmen angefertigt. Eine Gliederung der Sedimentabfolgen in den Profilen ist im Gelände nicht möglich, da die Schichten lateralen Änderung und Faziesverzahnungen unterworfen sein können. Zur Charakterisierung eines Horizontes während der Profilbeschreibung gehören Farbe, Korngröße, Kompetenz,

Klüftung, Organikgehalt, Fossilführung und sedimentologische Strukturen. Weiterhin wurden die aufgenommenen Schichten im Gelände auf ihren Karbonatgehalt mit 10 %iger HCl getestet. Insgesamt wurden 54 Sedimentschichten aus unterschiedlichen Profilen beprobt. Ziel war es, ein umfassendes Bild über die Ablagerungsverhältnisse und die Eignung der Schichten als Grundwasserleiter oder Grundwassernichtleiter zu ermitteln. In den Diplomarbeiten von BERGMANN und LIPPMANN sind die Methoden und Ergebnisse, sowie deren Interpretationen im einzelnen dargestellt.

5.2 Aufschlüsse (KB)

Tab. 2: Liste der Aufschlüsse (Lage, Hoch- und Rechtswert Anlage 1).

Ausfluß- nummer	Beschreibung der Aufschlußlokalität
1009	Wasserriß nordöstlich von Tevfikiye
1013	trockenes Bett des Çıplak-Flusses südlich von Gökçalı
1019	nördlicher Straßenaufschluß an der neuen Straße Gökçalı bzw. zwischen Ezine/Çanakkale
1020	mittlerer der drei Straßenaufschlüsse an der neuen Straße Gökçalı bzw. zwischen Ezine/Çanakkale
1021	südlicher Straßenaufschluß an der neuen Straße Gökçalı bzw. zwischen Ezine/Çanakkale
1022	Wasserriß nördlich von Gökçalı
1023	Wasserriß östlich der neuen Straße Gökçalı
1024	Straßenaufschlüsse entlang der alten Straße von Gökçalı
1026	Wasserriß östlich von Gökçalı
1027	Wasserriß am Nordhang des Neogenplateaus zwischen 1026/1023
1028	Wasserriß nordwestlich der neuen Straße von Gökçalı
1029	Wasserriß zwischen der neuen Straße von Gökçalı und der Straße Çıplak/Haleleli
1030	Wasserriß zwischen Çıplak und Halileli
1031	Wasserriß westlich der neuen Straße zwischen Çıplak/Halileli
1032 =	Wasserriß westlich von 1031 westlich der neuen Straße zwischen
1035	Çıplak/Halileli
1033	Straßenaufschluß an der neuen Straße zwischen Çıplak/Halileli
1034	Graben auf dem Troia-Rücken östl. der Straße zwischen Çıplak/Halileli
1036	Quellhöhle südwestlich der Ausgrabungsstätte Troia
1037	Wasserriß am Nordhang des Neogenplateaus mit Wasseraustritt
1038	Kiesgrube in der Quartärebene, westlich von der Siedlung Dümrek
1040	Südostseite des Berges südwestlich von Akçapmar

5.3 Probenstücke (KB)

Tab. 3: Liste der Probenstücke mit Gesteinsbezeichnung, Mächtigkeit, angewandte Methoden; WL = Wechsellagerung, SA = Siebanalyse, DS = Dünnschliff, RD = Röntgendiffraktometrie.

Probennummer	Lithologie	Mächtigkeit [cm]	SA	DS	RD	erläutert bei
1019-6	Sandstein	20 — 43				KB
1019-8	Sandstein mit Schill	38	x			KB
1019-16	Sandstein	150	x	x		KB
1019-26	Tonstein-Sandstein-WL	130	x			KB
1019-37	Schlufftonstein	20			x	KB
1019-42	Tonkalkstein, salzig	57	x	x	x	KB
1019-51	Tonstein	100	x		x	KB
1019-67	Tonstein-Sandstein-WL	110	x			KB
1019-87	Sandstein	210	x	x		KB
1019-97/89	Tonstein-Sandstein-WL	115	x	x		KB
1019-103	Kalkstein	30		x		KB
1019-105	Kalkstein	75		x		KB
1019-114	Sandstein	100	x			KB
1019-115	Kalkstein	100		x		KB
1019-117	Kalkstein	20 — 25		x		KB
1021-1	Tonkalkstein	30-35	x			KB
1021-2	Sandkiesstein	220	x			KB
1022	Kalkstein	20 — 30		x		KB
1023	Tonstein-Sandstein-WL	105	x			KB
1024	Kalkstein, versintert	110		x		KB
1026-1	Toniger Sandstein	10	x			KB
1026-2	Feinsandstein	12		x		KB
1026-3	Sandstein	60		x		KB
1029-1	Kalkstein	120		x		KB
1030-4	Biogenkalk	9		x		KB
1033-8	Stromatolith	30		x		KB
1035-4	Biogenkalk	80		x		KB

Probennummer	Lithologie	Mächtigkeit [cm]	SA	DS	RD	erläutert bei
1036-1	Tonschluffstein	15	x		x	PL
1036-2/1	Tonschluffstein	50	x	x		PL
1036-2/2	Tonschluffstein	50			x	PL
1036-3a/1	Tonstein	20	x			PL
1036-3a/2	Tonstein	20			x	PL
1036-3b	Tonstein	45	x			PL
1036-4/1	Tonstein	13				PL
1036-4/2	Tonstein	13	x		x	PL
1036-4/3	Tonstein	13				PL
1036-5	Tonschluffstein	0 — 40	x	x		PL
1036-6/1	Sandstein	70	x			PL
1036-6/2	Sandstein	70				PL
1036-7	schluffiger Sandstein	10		x		PL
1036-8	Sandstein	60		x		PL
1036-9	toniger Sandstein	120	x		x	PL
1036-10	Tonstein	20	x			PL
1036-11	Biogenkalk	10	x			PL
1036-12	Oolithischer Sandstein	240		x		PL
1037-1	Tonstein	80	x		x	KB
1037-2	Kalkstein, schillreich	18		x		KB
1037-5	Tonkalkstein	60	x		x	KB
1037-6	Tonstein	3	x			KB
1037-7	Sandstein	10	x			KB
1037-8	Biogenkalk	130		x		KB
1038-1	Sandstein	250	x			KB
1038-2	Sandstein	350	x	x		KB
3004-2	Basalt	4000			x	KB

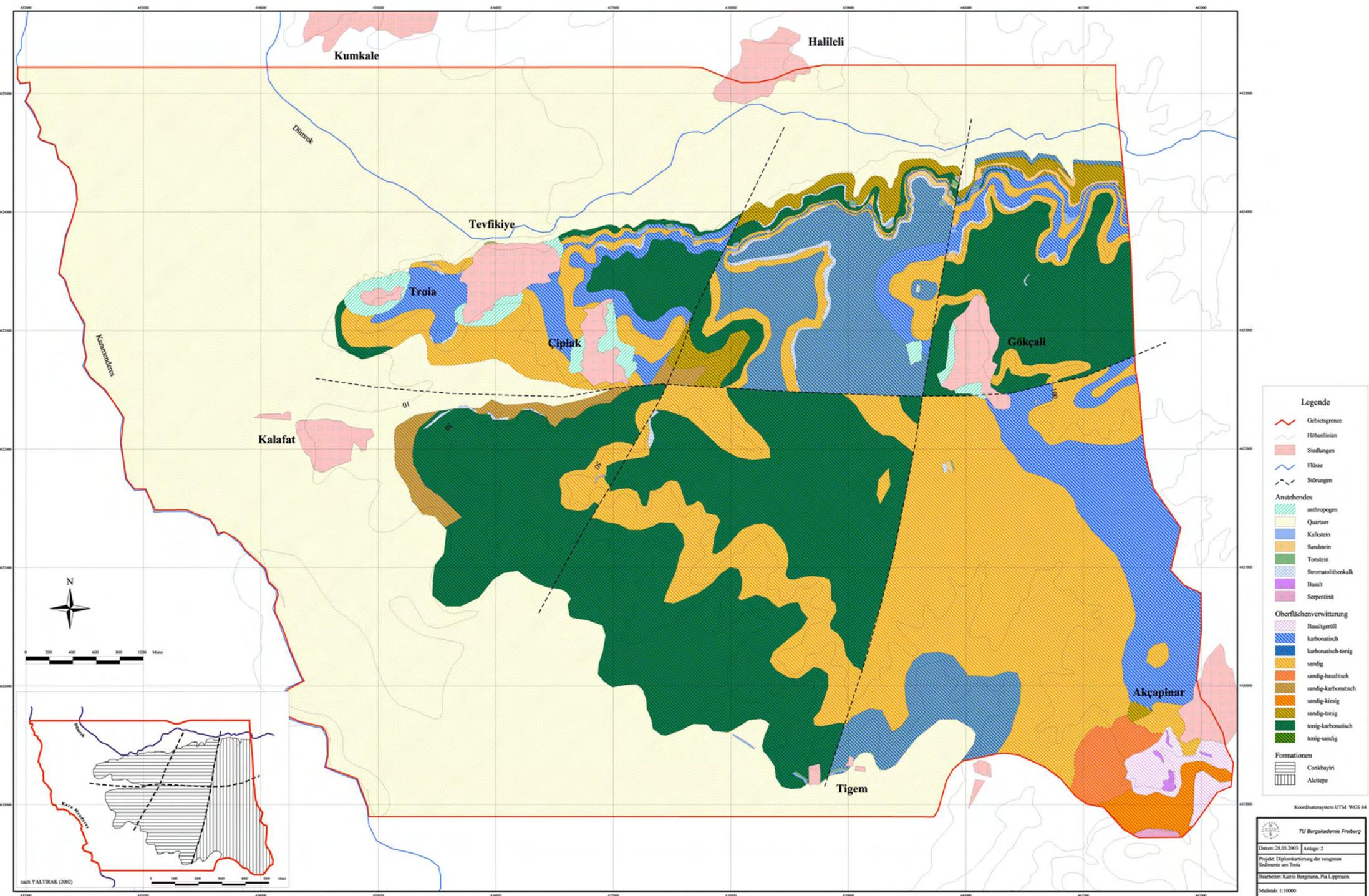
Die in der Tabelle 3 aufgeführte Aufschlußnummer 3004 beruht auf der Bezeichnung der Bearbeiterinnen BLUME & WEBER (2003). Analysen und Ergebnisse der Probenaufbereitung sind bei BERGMANN (2003), bzw. bei LIPPMANN (2003) für den Aufschluß 1036, beschrieben.



Legende	
	Gebietsgrenze
	Flüsse
	Siedlungen
	Höhenlinien
	Aufschlüsse
	Einfallen
	Störungen
	Profilschnitt
	Quellen

Koordinatensystem UTM WGS 84

	TU Bergakademie Freiberg
Datum: 28.05.2003	Anlage: 1
Projekt: Digitalisierung der geogenen Sedimente um Troia	
Bearbeiter: Katrin Bergmann, Pia Lippmann	
Maßstab: 1:10000	



Legende

- Gebietsgrenze
- Höhenlinien
- Siedlungen
- Flüsse
- Störungen

Ansteihendes

- anthropogen
- Quartar
- Kalkstein
- Sandstein
- Tonstein
- Stronatiolithenkalk
- Basalt
- Serpentin

Oberflächenverwitterung

- Basaltgeröll
- karbonatisch
- karbonatisch-tonig
- sandig
- sandig-basaltisch
- sandig-karbonatisch
- sandig-kiesig
- sandig-tonig
- tonig-karbonatisch
- tonig-sandig

Formationen

- Conkbayırı
- Alçıtepe

Koordinatensystem UTM WGS 84

TU Bergakademie Freiberg

Datum: 28.05.2003 Anlage: 2

Projekt: Diplombekanntmachung der rezenten Sedimente am Troia

Bearbeiter: Karin Bergmann, Pia Lippmann

M Maßstab: 1:10000

maß: YALTRAK (2002)