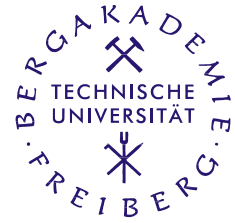


Technische Universität Bergakademie Freiberg

Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau

Institut für Geologie

Studiengang Geologie



Diplomarbeit

Hydrogeologisches Modell der östlichen Troas

vorgelegt von

cand. geol. Claudia Blume

betreut von

Prof. Dr. Broder Merkel

und

Dr. Christian Wolkersdorfer

TU Bergakademie Freiberg

Institut für Geologie

Lehrstuhl für Hydrogeologie

Freiberg, Juli 2003

INHALTSVERZEICHNIS

1	Vorwort	3
1.1	Einleitung und Aufgabenstellung	3
1.2	Danksagung	4
2	Zusammenfassung	5
3	Untersuchungsgebiet	6
3.1	Einleitung	6
3.2	Geographische Einordnung	6
3.3	Geologische Verhältnisse der Biga-Halbinsel	7
3.4	Tertiäre und quartäre Entwicklung	8
3.5	Klimatische Verhältnisse	10
3.6	Hydrographie	11
3.7	Morphologische Beschreibung des Untersuchungsgebietes	11
3.8	Geschichte Troias	13
3.9	Überblick über die archäologischen Tätigkeiten	15
3.10	Möglichkeiten der Wasserversorgung in Troia	15
4	Hydrogeologische Systemanalyse	17
4.1	Geologie	17
4.1.1	Troia-Rücken	17
4.1.2	Alluvialebenen	20
4.2	Darstellung der Geländeoberfläche	21
4.3	Hydrologie	23
4.3.1	Datengrundlage	23
4.3.2	Berechnung der realen Evapotranspiration	23
4.3.3	Berechnung der Grundwasserneubildung	25
4.4	Hydrogeologie	27
4.4.1	Grundwasserstände	27
4.4.2	Quellschüttungen	29
4.4.3	Grundwasserbilanz	33
4.4.4	Zusammenfassung/Schlußfolgerung	36
4.4.5	Hydrochemische Verhältnisse	37

5	Modellierung	39
5.1	Konzeptionelles Modell	39
5.1.1	Modellgeometrie	39
5.1.2	Hydrogeologische Einheiten	40
5.1.3	Randbedingungen	42
5.1.4	Stationäre Modellierung	44
5.2	Numerisches Strömungsmodell	45
5.2.1	Grundlagen Strömungsmodellierung	45
5.2.2	Umsetzung des konzeptionellen Modells	48
5.2.3	Ergebnis der Berechnungen	51
6	Auswertung	54
6.1	Ergebnisse und Diskussion	54
6.2	Ausblick	58
7	Verzeichnisse	59
7.1	Literaturverzeichnis	59
7.2	Verzeichnis der Abbildungen	63
7.3	Verzeichnis der Tabellen	64
7.4	Verzeichnis der Anhänge	65

Anhang

1 VORWORT

1.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist die Modellierung der hydrogeologischen Verhältnisse im näheren Umfeld des Burgberges von Troia (Hisarlık). Das Modell soll zum Verständnis der hydrogeologischen Situation beitragen und Aussagen über die Herkunft der Wässer auf dem Troia-Rücken ermöglichen. Im Zusammenhang mit dieser Arbeit wurden vom 19.07.2002 bis 28.08.2002 hydrogeologische (BLUME & WEBER 2003) und geologische (BERGMANN & LIPPMANN 2003) Kartierungen im Historischen Nationalpark Troia durchgeführt. In diesen Arbeiten gewonnene Kenntnisse und Daten zu den geologischen, hydrologischen und hydrogeologischen Verhältnissen bilden die Grundlage der Modellierung.

Der Historische Nationalpark Troia liegt im Nordwesten der Türkei auf der Biga-Halbinsel (Abb. 1). In dieser Landschaft, der Troas, siedeln seit mehr als 5000 Jahren Menschen. Zum Schutz der alten Kulturlandschaft wurde 1996 der nordwestliche Teil der Troas zum Historischen Nationalpark erklärt. Troia ist durch die Überlieferung in den Werken Homers einer der bekanntesten historischen Siedlungsplätze. Seit 1988 setzt eine internationale Forschungsgruppe unter der Leitung von Prof. Manfred Korfmann die archäologischen Ausgrabungen in Troia fort, die im Jahre 1871 von Heinrich Schliemann begonnen und von Wilhelm Dörpfeld und Carl Blegen weitergeführt wurden. Im Rahmen dieser Forschungsarbeiten ergab sich die Frage nach der Wasserversorgung zur Zeit der Besiedlung Troias. Zur Beantwortung dieser Frage sollen zunächst die heute herrschenden hydrologischen und hydrogeologischen Verhältnisse untersucht und aus deren Analyse Aussagen über Entwicklungen in den vergangenen Jahrtausenden abgeleitet werden.



Abb. 1: Karte der Türkei (ANONYM (a) 2003)

1.2 Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand am Lehrstuhl Hydrogeologie des Instituts für Geologie der TU Bergakademie Freiberg. Meinen Betreuern Prof. Merkel und Dr. Wolkersdorfer danke ich für die Bereitstellung des Themas sowie die zahlreichen Anregungen und Diskussionen bei der Anfertigung der Arbeit.

Für die Möglichkeit, die Geländearbeiten in der Türkei unter sehr guten Bedingungen durchführen zu können, gilt mein Dank den Mitarbeitern der Troia-Ausgrabung unter Leitung von Prof. Korfmann. Die Forschungsarbeiten in Troia werden von DaimlerChrysler, dem Förderkreis „Freunde von Troia“ und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) finanziell unterstützt.

Für die Einführung in die lokale Geologie, die Diskussionen vor Ort und die Bereitstellung von Daten bedanke ich mich bei Prof. Kayan (Universität Izmir).

Einen entscheidenden Beitrag zum Gelingen der Geländearbeiten leisteten die Studenten Figen Ozbay, Çağdaş Yüksel und Seyhmus Yaşın von der Universität Izmir, die uns dank ihrer Übersetzungen den Kontakt zur einheimischen Bevölkerung vermittelten und uns bei der Probenahme unterstützten. Für die Bereitstellung von Literatur und die Anregungen und Hinweise möchte ich mich bei Prof. Pernicka, Diplom-Geologin Jana Göbel und Dr. Dunger bedanken.

Besonderer Dank gilt meinen Kommilitoninnen Pia Lippmann, Katrin Bergmann und Claudia Weber für die gute Zusammenarbeit und die Unterstützung im Gelände und bei der Anfertigung der Arbeit.

2 ZUSAMMENFASSUNG

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Erstellung eines hydrogeologischen Modells des Troia-Rückens. Es standen Daten zum geologischen Aufbau, zu den Durchlässigkeiten der Sedimentgesteine, zu den Grundwasserständen in 43 Brunnen, zu den Schüttungsmengen von 13 Quellen sowie Klimadaten der Station Çanakkale zur Verfügung.

Der Troia-Rücken besteht aus einer Abfolge von drei Sandsteinschichten mit k_f -Werten um 10^{-5} bis 10^{-6} m/s, die als Grundwasserleiter wirken, wobei der Transport von Grundwasser sowohl in Poren als auch in Klüften erfolgt. Zwischen und unter den Sandsteinen lagern Kalksteine und Kalktonsteine, die mit k_f -Werten im Bereich von 10^{-7} bis 10^{-8} m/s Grundwassergeringleiter bilden. Die Speisung des Grundwassers erfolgt über die Versickerung von Niederschlägen; ein unterirdischer Wasserzustrom in das Modellgebiet wird nicht angenommen. Die ermittelte Grundwasserneubildung von 60 mm/a gilt für die gut durchlässigen Sandsteine und wird für die schlecht durchlässigen Kalk- und Tonsteine auf 10 mm/a verringert.

Trotz der niedrigen Grundwasserneubildung beträgt der Anteil des Grundwasserabstroms aus den hangenden Schichten nur etwa sechs Prozent. Eine zusätzliche Grundwasserzehrung wird im wesentlichen auf Versickerung in tiefere Schichten zurückgeführt, des weiteren ist eine Verdunstung aus dem Grundwasser möglich. Ein großer Teil des auf dem Troia-Rücken infiltrierten Wassers tritt demnach wahrscheinlich in den fluviatilen Ebenen an die Oberfläche. Als sehr gering wird der anthropogene Einfluß auf den Grundwasserhaushalt bewertet. Dagegen wirkt sich, bedingt durch die Versickerung von Oberflächenwasser, die landwirtschaftliche Nutzung des Gebietes auf den Grundwasserchemismus aus.

Aus den niedrigen k_f -Werten resultieren geringe Fließgeschwindigkeiten des Grundwassers, die einen Ausgleich der jahreszeitlich stark schwankenden Niederschlagshöhen bewirken. Somit kann der Grundwasserabstrom als etwa gleichbleibend im Jahresverlauf angesehen werden.

Aus den Grundwassergleichenkarten läßt sich eine von Ost nach West gerichtete Fließrichtung des Grundwassers ableiten, die dem Einfallen der Sedimentschichten folgt. Für die Düdenquelle konnte anhand der Grundwasserbilanz ein Einzugsgebiet außerhalb des Troia-Rückens nachgewiesen werden.

Zur Überprüfung des konzeptionellen Modells wurde eine numerische Modellierung mit dem Programm Visual MODFLOW durchgeführt. Es konnte jedoch keine zufriedenstellende Kalibrierung des Strömungsmodells erreicht werden.

3 UNTERSUCHUNGSGEBIET

3.1 Einleitung

Als Untersuchungsgebiet wird im folgenden die etwa 100 km² große Fläche in der Troas bezeichnet, die von BLUME & WEBER (2003) vom 19.07. bis 28.08.2002 unter hydrogeologischen Gesichtspunkten kartiert wurde. Zu diesem Bereich gehören die aus neogenen Sedimenten bestehenden Erhebungen (Kumkale-, Troia-Rücken), die mit quartären Sedimenten verfüllten Ebenen der Flüsse Karamenderes und Dümrek sowie die im Osten und Südosten anstehenden Hochplateaus aus Serpentiniten und Basalten. Im Untersuchungsgebiet wurden an 155 Meßpunkten physikochemische Vor-Ort-Parameter der Wässer bestimmt und 44 Proben zur Bestimmung von Haupt-, Neben- und Spurenelementen entnommen.

Der eigentliche Modellraum beschränkt sich auf den Troia-Rücken und umfaßt eine Fläche von etwa 22 km². Zu diesem Gebiet liegen Daten zu den geologischen Verhältnissen und den Gesteinseigenschaften aus den Arbeiten von BERGMANN (2003) und BERGMANN & LIPPMANN (2003) vor.

3.2 Geographische Einordnung

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nordwestteil der Biga-Halbinsel, die den nordwestlichen Abschluß des anatolischen Festlandes bildet. Sie erstreckt sich vom Golf von Edremit im Süden bis zum Marmara-Meer und den Dardanellen im Norden. Im Westen wird sie durch das Ägäische Meer begrenzt (Abb 3). Die Landschaft im Nordwesten der Biga-Halbinsel wird als Troas bezeichnet. Ihren Namen verdankt sie der antiken Siedlung Troia, die dort vor etwa 5000 Jahren gegründet wurde. Die Ausgrabungsstätte Troia liegt in 4 km Entfernung zur Küste der Dardanellen und 6 km Entfernung zum Ägäischen Meer. Çanakkale als nächstgelegene größere Stadt befindet sich ca. 25 km in nordöstlicher Richtung. Im Westen und Südwesten wird das Arbeitsgebiet vom Fluß Karamenderes begrenzt, die südliche Begrenzung verläuft in Höhe der Ortschaften Pınarbaşı, Taştepe und Derbentbaşı. In östlicher Richtung erstreckt sich das Gebiet etwa bis zu den Ortschaften Dümrek und Akçeşme. Im Norden bildet die Küste der Dardanellen den Abschluß. Das Arbeitsgebiet (Abb.2) liegt im Bereich der UTM-Koordinaten (WGS 84) 4415000 bis 4429500 (N-S) und 431500 bis 447500 (E-W).

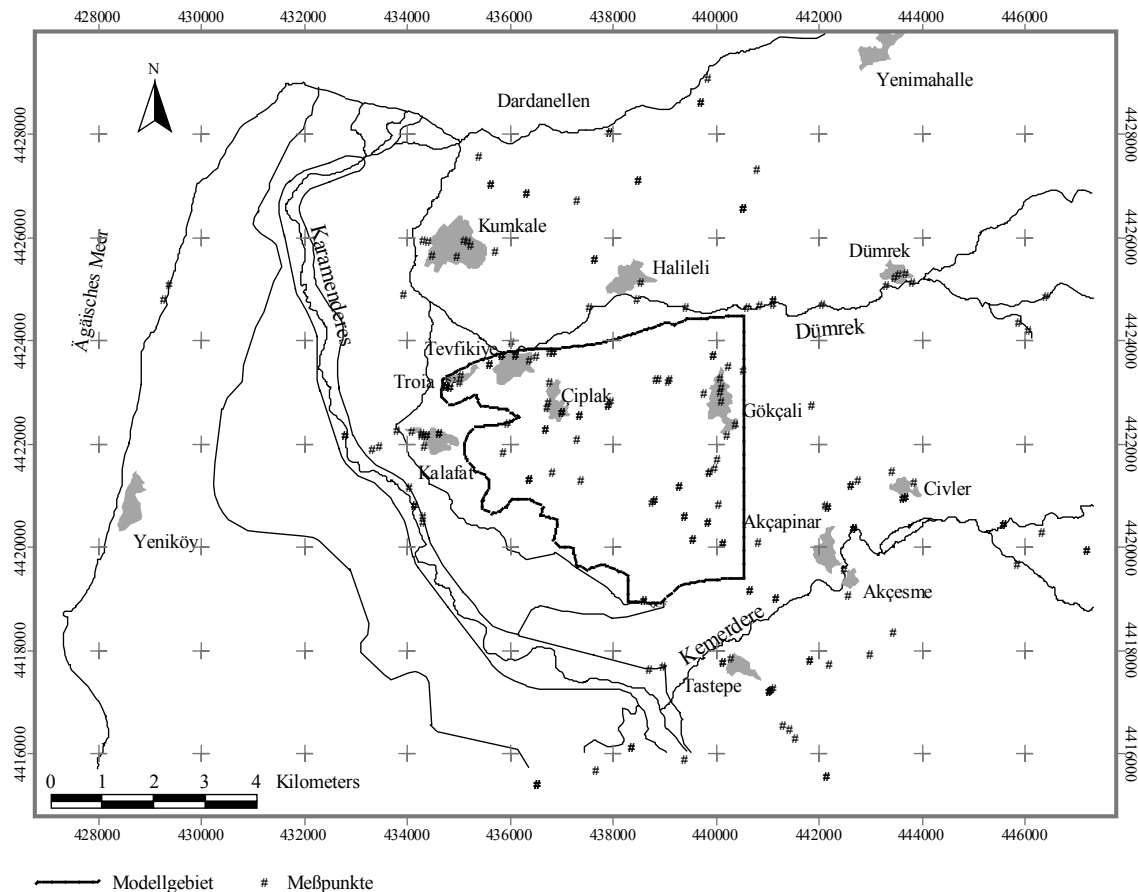


Abb. 2: Karte des Untersuchungsgebietes mit Lage des Modellgebietes und der Meßpunkte (Koordinaten UTM WGS 84)

3.3 Geologische Verhältnisse der Biga-Halbinsel

Die nachfolgende Beschreibung der geologischen Verhältnisse der Biga-Halbinsel stützt sich im wesentlichen auf die Arbeiten von OKAY et al. (1991) und KNACKE-LOY (1994).

Von den Autoren werden in der Marmararegion die vier NE-SW streichenden tektonischen Zonen Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga und Sakarya (von NW nach SE) unterschieden. Wichtigste Einheit der Gelibolu-Zone und der Ayvacık-Karabiga-Zone ist der Çetmi-Ophiolith, bestehend aus Kalkstein, Eklogit, Spilit, pelagischem Schiefer, turbiditischem Sandstein sowie Serpentin und Radiolarit. Das Alter dieses Ophiolith-Komplexes wird mit Oberkreide bis Paläozän angegeben. Die Gelibolu-Zone im Norden erstreckt sich von der Halbinsel Gelibolu bis zur Insel Marmara (KNACKE-LOY 1994). In der sich südlich anschließenden Ezine-Zone werden die permokarbonen Sedimente der Karadağ-Einheit vom Denizgören-Ophiolith überlagert. Beide Einheiten stehen in tektonischem Kontakt zu metamorph überprägten Sedimentgesteinen (Çamlıca-Glimmerschiefer). Eine zwei km mächtige Mylonitzone (Alakeçi-Mylonit) bildet den Übergang zwischen der Ayvacık-

Karabiga-Zone und der Sakarya-Zone im Süden. Zur Sakarya-Zone zählen neben den Myloniten die Kazdağ-Gruppe, der triassische Karakaya-Komplex und jura- bis kreidezeitliche Sedimente. Nach YILMAZ (1997) bilden paläozoische Gesteine, die dem Karakaya-Komplex, der Uludağ-Gruppe und dem Yenişehir-Komplex angehören, die Basis der Sakarya-Zone. Die Uludağ-Gruppe wird von Gneis, Schiefer, Migmatiten, Grünschiefer und Phylliten gebildet und von einer spätpaläozoischen bis mesozoischen Sedimentfolge überlagert. Zum Yenişehir-Komplex gehören regionalmetamorphe Gesteine, v.a. Pyroklastite und Metasedimente und ein Ophiolithkomplex. Begrenzt wird diese, als westlicher Teil des Sakarya-Kontinentes interpretierte Zone (ŞENGÖR & YILMAZ 1981), von der Intra-Pontiden-Sutur im Norden und der Izmir-Ankara-Sutur im Süden. Südlich der Izmir-Ankara-Sutur schließt sich der Metamorphit-Komplex des Menderes-Massivs an. Über den beschriebenen Einheiten lagern die Schichten des tertiären/postoligozänen Deckgebirges.

3.4 Tertiäre und quartäre Entwicklung

Bei den ältesten tertiären Sedimenten handelt es sich um mitteleozäne Kalke, die von miozänen Turbiditserien mit Lagen von Andesit und andesitischen Tuffen überlagert werden. Durch die im Oligozän einsetzende tektonische Hebung der Biga-Halbinsel wurden diese Gesteine großflächig erodiert. Nach YILMAZ (1997) setzt der tertiäre Magmatismus in Westanatolien im Oligozän ein, verstärkt sich ab dem Unteren Miozän und klingt im Oberen Miozän und Pliozän ab. Die gebildeten Gesteine lassen sich drei Gruppen zuordnen. Plutonite granitischer Zusammensetzung, die auf 35 bis 20 Millionen Jahre datiert wurden, stellen die älteste der Gruppen dar. Vor 30 bis 15 Millionen Jahren entstanden die intermediären Vulkanite der zweiten Einheit. Die jüngste Gruppe bilden 10 bis 4 Millionen Jahre alte Basalte. Geochemisch lassen sich die beiden frühen Phasen einer kalk-alkalischen Gruppe zuordnen, während die dritte Phase alkalischen bzw. Übergangscharakter zeigt (YILMAZ 1997). Während der vom späten Oligozän bis zum mittleren Miozän andauernden Phase kalk-alkalischen Magmatismus bildeten sich mehrere intermediäre bis saure Intrusionen. Im frühen und mittleren Miozän wurden in weiten Teilen der Halbinsel andesitische, dazitische und rhyolitische Vulkanite und Tuffe abgelagert, die durch Einschaltungen limnischer Ablagerungen mit Braunkohlevorkommen unterbrochen werden. Im späten Miozän begann im nördlichen Teil der Halbinsel die Bildung fluviatiler und flachmariner klastischer Sedimente. Während des Pliozäns wurden

fluviatile und limnische Sedimente abgelagert. Der im Quartär einsetzende alkali-basaltische Vulkanismus führte zur Bildung von Alkali-Olivin-Basalten, die eine geringere Verbreitung als die tertiären Vulkanite zeigen.

Holozäne Entwicklung der Karamenderes-Dümrek Ebene

Während einer ab 10.000 B.P. einsetzenden Transgression im Gebiet der heutigen Karamenderes-Dümrek-Ebene erreichte der Meeresspiegel etwa um 6000 B.P. annähernd das rezente Niveau. Die Landoberfläche lag zu dieser Zeit bis zu 50 m tiefer als heute, so daß sich flache Buchten entwickelten, in denen marine Sedimentation einsetzte, die bis zu einem Meeresspiegelmrückgang zwischen 5000 und 4000 B.P. andauerte. Durch den Rückzug des Meeres wurden fluviatile Ablagerung und Deltaschüttung zu vorherrschenden Sedimentationsprozessen. Der zwischen 3000 und 2000 B.P. erfolgende langsame Anstieg des Meeresspiegels auf die heutige Höhe wurde durch alluviale Ablagerung und Deltaprogradation kompensiert, so daß keine erneute Ingression stattfand. Die Ursachen dieser Meeresspiegelschwankungen sind wahrscheinlich klimatisch-eustatischer Natur.

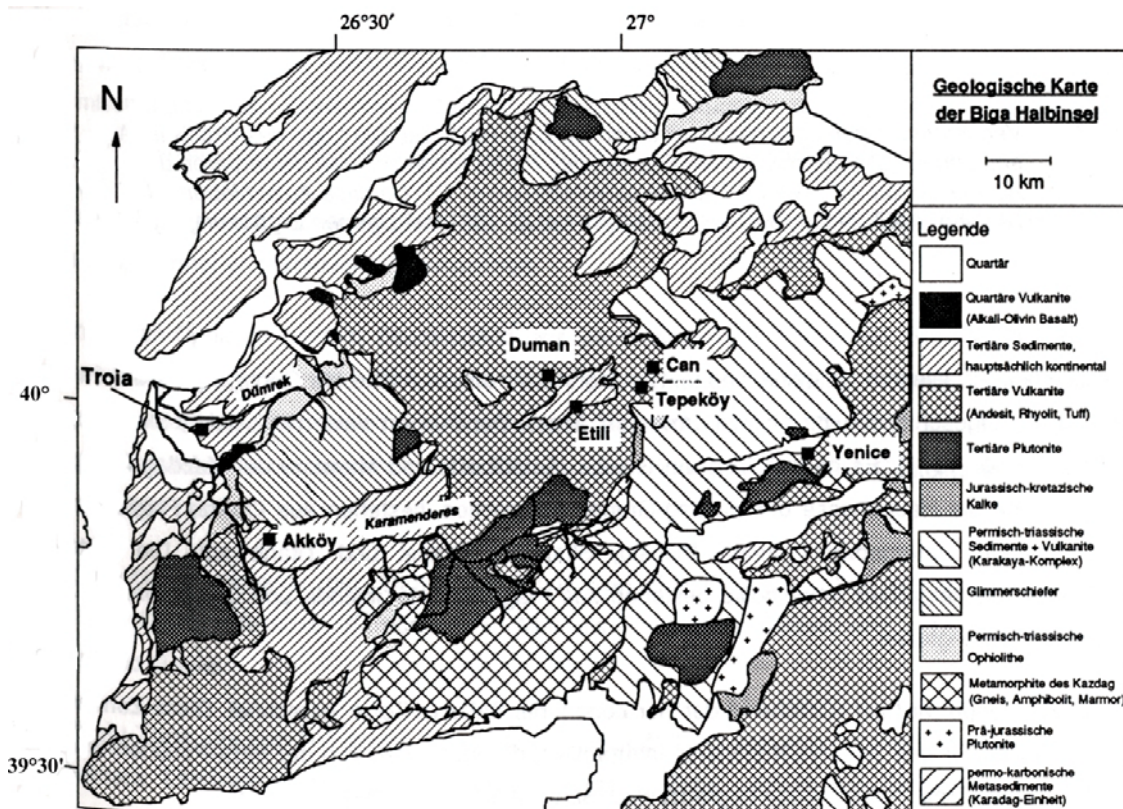


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Biga-Halbinsel (nach Knacke-Loy 1994)

3.5 Klimatische Verhältnisse

Nach HÜTTEROTH & HÖHFELD (2002) unterliegt das Marmaragebiet, dessen nordwestlichen Abschluß die Biga-Halbinsel bildet, hinsichtlich der Niederschlagsverteilung überwiegend Einflüssen des mediterranen, z.T. auch des pontischen Klimabereichs. In der Zone des Mittelmeerklimas fällt der überwiegende Teil der Niederschläge in den Wintermonaten, mit einem Maximum im Dezember und Januar. Die Niederschläge fallen z.T. als kurzfristige Starkregen, nach HÜTTEROTH & HÖHFELD (2002) liegt der statistisch zu erwartende maximale Tagesniederschlag innerhalb eines 10-Jahres-Zeitraumes bei 50 bis 80 mm. In den Monaten Juni bis September fallen nur ca. 10 bis 20 % der jährlichen Niederschläge. Im Gebiet des Schwarzen Meeres fehlt die sommerliche Trockenperiode; die Niederschläge sind über das ganze Jahr verteilt, wobei sich auch dort ein Maximum im Winter zeigt. Obwohl im Marmaragebiet die mediterrane Niederschlagsverteilung dominiert, bringen Nordwinde auch im Sommer Regen. Das Untersuchungsgebiet liegt am Westrand des Marmaragebietes, in unmittelbarer Nähe zur Ägäis, so daß der Einfluß des mediterranen Klimas überwiegt. Im Temperaturverlauf macht sich der Einfluß des Meeres bemerkbar, Sommermonaten mit hohen Temperaturen folgen milde Winter. Nach HÜTTEROTH & HÖHFELD (2002) liegt das untersuchte Gebiet innerhalb der $+5\text{ °C}$ -Januarisotherme, die Wiederholungswahrscheinlichkeit von Frösten unter -10 °C beträgt 2 bis 10 Jahre. Im Abflußverhalten der Flüsse spiegelt sich die Niederschlagsverteilung wieder, wobei die Abflußmengen im Winter Höchstwerte erreichen, im Frühjahr abnehmen und im Herbst auf ein Minimum sinken.

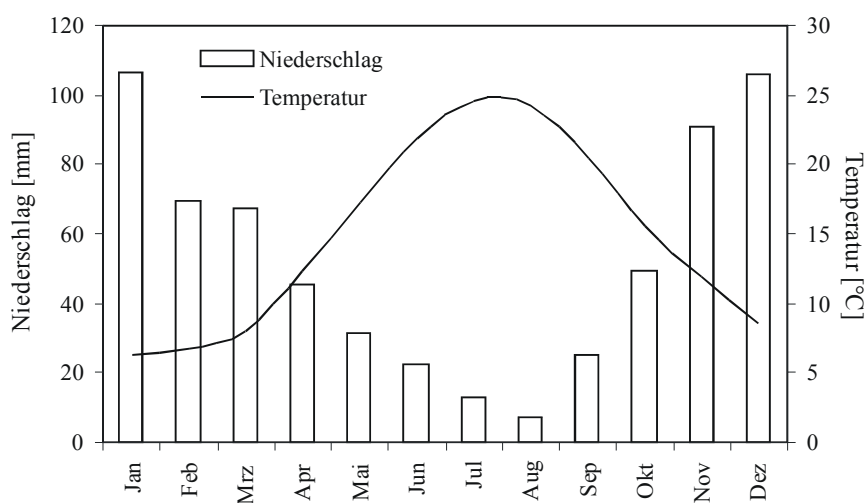


Abb. 4: monatliche Durchschnittswerte der Temperatur und des Niederschlages
Station Çanakkale, Meßzeitraum 1951 – 1990, (nach HOARE 2002)

3.6 Hydrographie

Größtes Oberflächengewässer im Arbeitsgebiet ist der Karamenderes, dessen Einzugsgebiet eine Größe von 1584 km² hat (YÜZER 1997). Der Fluß entspringt im Kazdağ-Gebirge im Süden der Biga-Halbinsel, durchquert das Ezine-Bayramiç-Becken und bildet nördlich der Araplar-Schlucht eine Schwemmebene aus. Oberhalb eines Staudammes an der Araplar-Schlucht wurde die Durchflußmenge mit etwa 13 m³/s bestimmt (YÜZER 1997). Im Arbeitsgebiet betrug der Durchfluß bei einem am 22.07.2002 durchgeführten Tracertest etwa 0,3 m³/s (BLUME & WEBER 2003). In einem Delta mündet der Fluß nordwestlich von Troia in die Dardanellen. Im Norden des Untersuchungsgebietes, zwischen dem Kumkale- und dem Troia-Rücken liegt die Ebene des Dümrek, der im Salihler-Plateau entspringt, in westliche Richtung fließt und in die Dardanellen mündet. Zur Zeit der Untersuchungen in den niederschlagsarmen Sommermonaten war er im Arbeitsgebiet auf großen Strecken trocken gefallen.

Die Quelle des Kemerdere, der das Gebiet im Süden durchquert, liegt im Salihler-Plateau. Er wird östlich des Dorfes Akçesme angestaut und mündet nördlich des Ortes Taştepe in den Karamenderes. In den landwirtschaftlich genutzten Ebenen um Troia existieren Bewässerungskanäle, die ihr Wasser aus der Düdenquelle, ca. 5 km südlich von Troia, und aus dem Stausee des Karamenderes bei Pınarbaşı beziehen.

Südwestlich des Karamenderes liegen die Quellen von Pınarbaşı, die mit einer Schüttung zwischen 600 und 1500 L/s (YÜZER 1997) die größten natürlichen Grundwasseraustritte im untersuchten Areal bilden. Für die Düdenquelle wird eine Abflußmenge von 1200 L/min angegeben. Beide Quellen liegen im Bereich von Störungszonen, Verkarstungserscheinungen im anstehenden Kalkstein begünstigen zusätzlich den Aufstieg von Grundwasser (KAYAN 2000).

3.7 Morphologische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Der zentrale Teil des Untersuchungsgebietes wird von flachen Rücken eingenommen, zwischen denen sich breite Alluvialebenen erstrecken. Mit einer Länge von 15 km und einer Breite von 4 km bildet die Karamenderesebene die größte der fluviatilen Ebenen, die sich nordwestlich von Troia mit der Dümrekebene vereinigt. Östlich des Karamenderes verlaufen in Ost-West-Richtung zwei der flachen Erhebungen. Der Kumkale-Rücken im Norden erhebt sich zwischen der Ebene des Flusses Dümrek und der Küste der Dardanellen. Südlich der Dümrekebene erstreckt sich der Troia-Rücken. Beide Rücken

haben steil einfallende Nordhänge und wesentlich flacher auslaufende Südseiten. Die Höhe des Troia-Rückens steigt von etwa 20 m NN im Westen auf etwas über 100m NN im Osten an. Südlich von Troia erstreckt sich das Tal des heute nicht mehr existierenden Flusses Çıplak als schmale Senke bis zu dem Ort Çıplak (KAYAN 1997).

Westlich des Karamenderes liegt der Nord-Süd- streichende Yeniköy-Rücken, der den Fluß vom Ägäischen Meer trennt. Im Osten und Süden des Arbeitsgebietes erheben sich Plateaus, die Höhen bis 250 m erreichen. Im Südosten des Untersuchungsraumes hat der Kemerdere ein Tal in die dort anstehenden magmatischen und metamorphen Gesteine eingeschnitten. Abbildung 5 zeigt neben den geologischen Verhältnissen des Untersuchungsgebietes die beschriebenen morphologischen Einheiten.

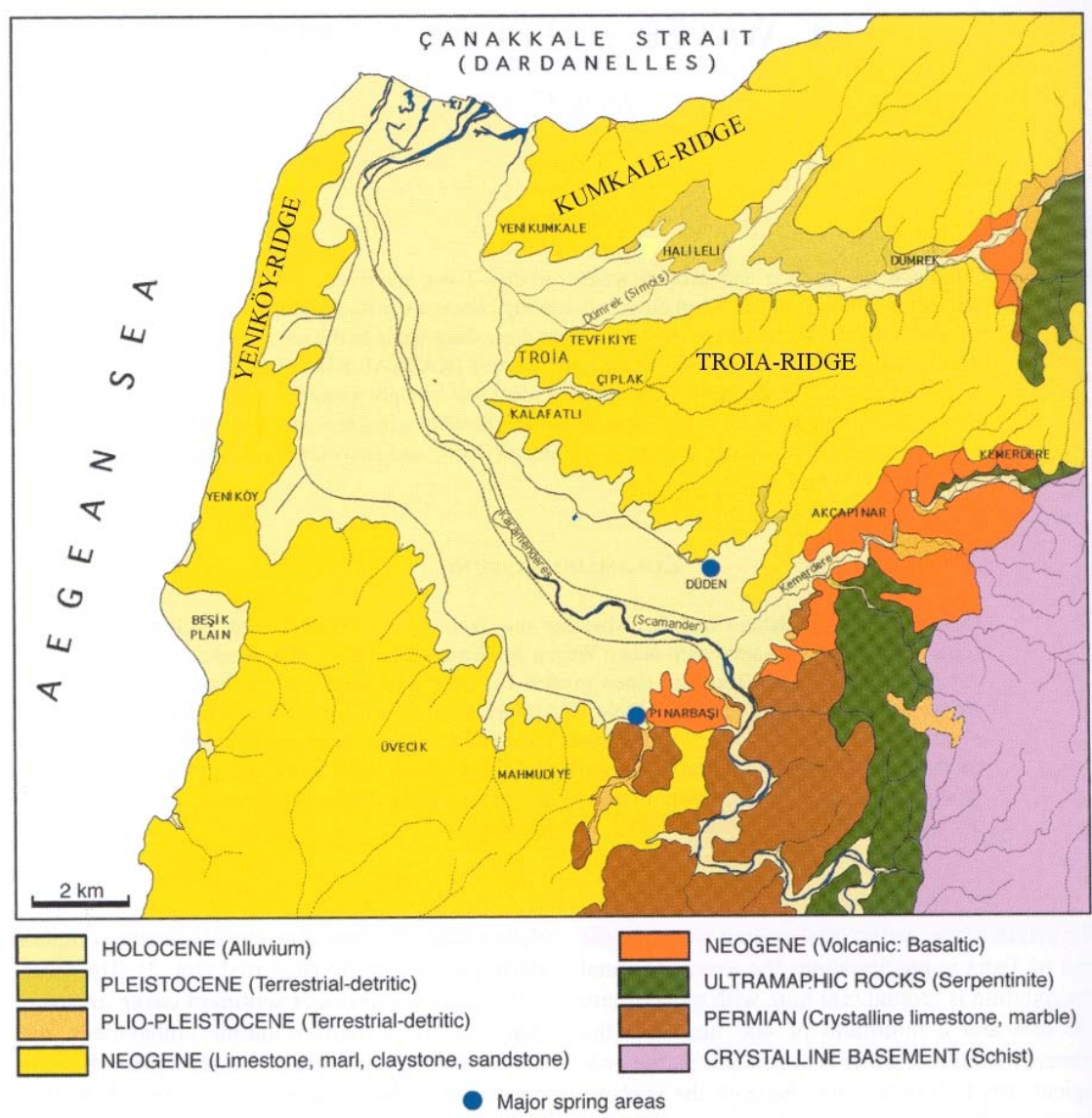


Abb. 5: Geologische Karte der Troas mit morphologischen Einheiten
(nach KAYAN 2000)

3.8 Geschichte Troias

Innerhalb des Arbeitsgebietes liegt die Siedlung Troia, welche durch die Überlieferung in den Epen Homers bis in die heutige Zeit bekannt ist. Die im folgenden Überblick über die Geschichte Troias verwendeten Informationen stammen aus KORFMANN (2001) sowie BRANDAU (1997).

Auf dem einige km nordwestlich von Troia gelegenen Kumtepe wurden die ältesten Spuren menschlicher Besiedlung in der Troas gefunden. Sie wurden auf das 6. Jahrtausend v.u.Z. datiert. Um 2920 v.u.Z. begann die eigentliche Besiedlung des Hisarlık. Die Bewohner dieser als **Troia I** bezeichneten, befestigten Siedlung lebten von Ackerbau, Viehzucht, Fischfang und Jagd, fertigten handgetöpferte Keramik und kannten die Verwendung von Kupfer und Bronze. Sie unterhielten Handelsbeziehungen in die Küstenregionen der nördlichen Ägäis und des Marmara-Meeres, später auch bis ins Mittelmeergebiet sowie nach Europa und Kleinasien.

Ab 2550 v.u.Z. wurde die Stadt durch eine neue Außensiedlung im Süden vergrößert. Innerhalb der Stadtmauern entstand eine Burganlage mit Herrschafts- und Kultbauten, die als **Troia II** bezeichnet wird, da sie bei den ersten Ausgrabungen für eine Neugründung gehalten wurde. In den Siedlungsschichten finden sich Hinweise auf drei große Brandkatastrophen. In der Zeit von Troia II setzte die Herstellung von Keramik mit der Töpferscheibe ein, es entstand eine verbesserte Brenntechnik und die Metallverarbeitung wurde weiterentwickelt, wovon u.a. zahlreiche hochwertige Goldschmiedearbeiten zeugen. Der Handel dehnte sich weiter aus, u.a. bis in die Regionen der heutigen Staaten Afghanistan, Rumänien, Syrien und in den Kaukasus.

Troia III (2250 bis 2200 v.u.Z.) stellt eine Fortsetzung der vorhergehenden Besiedlungen dar, die sich vor allem durch eine dichtere und kleinräumigere Bebauung innerhalb des Burgareals auszeichnet. Die Phasen Troia I bis Troia III werden der Maritimen Troia-Kultur zugerechnet.

Ab 2200 v.u.Z. begann mit der Einwanderung anatolischer Siedler die Periode **Troia IV**. Neben Neuerungen, wie der Verwendung von Kuppelöfen, blieben Traditionen z.B. in der Keramikherstellung erhalten. Ab 1900 v.u.Z. mehren sich die Hinweise auf einen zunehmenden Wohlstand des Ortes, der von dieser Zeit an als **Troia V** bezeichnet wird. Neuerrichtete Häuser waren größer und die Keramikherstellung wurde verfeinert. Ab 1750

v.u.Z. wurde die Stadt aus unbekannter Ursache aufgegeben und blieb bis 1700 v.u.Z. unbewohnt. Die Perioden Troia IV und V werden als Anatolische Troia-Kultur bezeichnet.

Um 1700 v.u.Z. begann die Entwicklung von **Troia VI**, einer wichtigen Residenz- und Handelsstadt. Die Siedlung profitierte von ihrer günstigen Lage zu den Dardanellen und entwickelte sich zu einem bedeutenden Handelsplatz. In dieser Zeit wurde auf dem Hügel eine mächtige Burganlage mit Palastbauten errichtet, während der Großteil der Wohnhäuser sich vermutlich in der südlich gelegenen Unterstadt befand. Um 1300 v.u.Z. wurde diese Periode durch ein Erdbeben beendet. Die von den Bewohnern wieder aufgebaute Siedlung, als **Troia VIIa** bezeichnet, wird um 1200 v.u.Z. durch einen Krieg zerstört. Troia VI und Troia VIIa bilden die Troianische Hochkultur.

Von 1200 bis nach 1000 v.u.Z. existierte die balkanisch beeinflusste Kultur von **Troia VIIb**, in der sich sowohl traditionellen Elemente als auch neue Einflüsse finden. Neben der Töpferscheibenkeramik findet sich wieder handgefertigte Keramik. Von der Jahrtausendwende bis ca. 700 v.u.Z. war die Siedlung teilweise verlassen, jedoch nie völlig unbewohnt.

Um 700 v.u.Z. begann die Entwicklung von **Troia VIII** mit der Einwanderung vermutlich aus Griechenland stammender Siedler, die den Ort Ilion nannten und verschiedene Kultbauten errichteten. Ein Grund für die nachlassende Bedeutung Troias in dieser Zeit lag in der Gründung neuer Siedlungen in der Troas (z.B. Sigeion). Im Jahre 85 v.u.Z. eroberte der Römer Fimbria den bereits seit 133 v.u.Z. zum römischen Herrschaftsgebiet gehörenden Ort und zerstörte ihn teilweise.

Im römischen und später byzantinischen **Troia IX** (85 v.u.Z – 500 u.Z.), Ilium bzw. Ilion genannt, sind neben Um- und Neubauten wie Bouleuterion und Odeion die zahlreichen Brunnen bemerkenswert. Aus römischer Zeit stammt ein bis heute erhaltenes Aquädukt über den Kemerdere, einige km südöstlich von Troia. Mit Beginn des 4. Jahrhunderts wurde Troia Bischofssitz und behielt diese Funktion bis ins 14./15. Jahrhundert bei, obwohl die Stadt nach einem schweren Erdbeben um 500 und dem Ausbruch einer Seuche um 542 wahrscheinlich nahezu verlassen war.

Im 12. und 13. Jahrhundert siedelten sich im byzantinischen **Troia X** wieder mehr Menschen an, hinterließen aber kaum Spuren. Nach der Aufgabe des Bischofssitzes wurde die Siedlung endgültig verlassen, der Mythos von Troia blieb jedoch über die Jahrhunderte hinweg erhalten.

3.9 Überblick über die archäologischen Tätigkeiten

Im Jahre 1863 führte der Amerikaner Frank Calvert auf der Suche nach dem von Homer beschriebenen Troia erste Grabungen am Hisarlik durch. Calvert war es auch, der den Anstoß für die 1870 von Heinrich Schliemann durchgeführte Probegrabung gab. In den Jahren 1871 bis 1894 schlossen sich mehrere Grabungskampagnen an, deren Leitung nach Schliemanns Tod (1890) von Wilhelm Dörpfeld übernommen wurde. Von 1932 bis 1938 folgten mehrere von der Universität Cincinnati durchgeführte Ausgrabungen, die unter der Leitung von Carl Blegen standen. 1988 wurden die Arbeiten durch die Universität Tübingen unter der Leitung von Manfred Korfmann in Zusammenarbeit mit der University of Cincinnati und dem Deutschen Archäologischen Institut wieder aufgenommen.

3.10 Möglichkeiten der Wasserversorgung in Troia

Die Untersuchung der rezenten hydrogeologischen Verhältnisse des Troia-Rückens soll erste Anhaltspunkte zur Rekonstruktion der paläohydrogeologischen Situation liefern. Sie soll im Hinblick auf die Frage erfolgen, wieviel Menschen in Troia mit Trinkwasser versorgt werden konnten. Deshalb soll an dieser Stelle unter Bezug auf KAYAN (2000) und eigene Beobachtungen eine Übersicht über verfügbare Wasserressourcen gegeben werden. Als direkt nutzbare Oberflächengewässer kommen der ganzjährig wasserführende Karamenderes und eingeschränkt auch der Dümrek in Betracht, die jedoch als Fließgewässer anfällig für Verschmutzungen sind. Südlich von Troia befinden sich in wenigen Kilometern Entfernung mit der Düdenquelle und den Kırkgöz-Quellen bei Pınarbaşı ergiebige Süßwasservorkommen. Bis in die 1950er Jahre speisten die Kırkgöz-Quellen Sumpfgebiete zu beiden Seiten des Karamenderes, heute wird das Wasser u.a. zur Trinkwasserversorgung der umliegenden Dörfer genutzt. Die Düdenquelle wurde durch den Kalafat-Bach entwässert und speist heute landwirtschaftliche Bewässerungskanäle. An den steileren Nordhängen der Geländerücken treten Quellen auf, die allerdings meist nur geringe Schüttungsmengen aufweisen und unbeständig sind, d.h. im Laufe der Zeit versiegen oder ihre Lage verändern. Im Ausgrabungsgelände Troia befinden sich 31 Brunnen. Eine große Zisterne an der Nordostbastion diente wahrscheinlich gleichzeitig als Brunnen und Speicher für Regenwasser.

Eine künstliche Höhle am Westrand des Troia-Rückens, die als KASKAL.KUR bezeichnet wird (KORFMANN 1999), hat möglicherweise zur Sammlung und Speicherung von Grundwasser gedient. Ausführlichere Informationen zur Quellschale finden sich bei

LIPPMANN (2003). Aus römischer Zeit stammen ein Aquädukt über den Kemerdere und Reste von Rohrleitungen, die Wasser in das etwa 10 km entfernte Troia führten (Abb. 6).



Abb. 6: Römisches Aquädukt über den Kemerdere

4 HYDROGEOLOGISCHE SYSTEMANALYSE

4.1 Geologie

Im Verlauf der Bearbeitung wurde das zu erstellende hydrogeologische Modell auf den Troia-Rücken begrenzt. Dieser Abschnitt enthält der Vollständigkeit halber zusätzlich Angaben zu den geologischen Verhältnissen in den fluviatilen Ebenen, die den Rücken an drei Seiten umgeben. Da ein Teil des Grundwasserabstroms aus dem Modellgebiet vermutlich in diese Zonen erfolgt, werden die hydraulischen Eigenschaften der Sedimente kurz beschrieben.

4.1.1 Troia-Rücken

Nach KAYAN (2000) können die Gesteine im Arbeitsgebiet zwei Haupteinheiten zugeordnet werden. Kristalline Schiefer, Kalksteine und Serpentinite des Grundgebirges sind in den Hochplateaus südlich und östlich der Karamenderesebene aufgeschlossen. Flachmarine Sedimente aus dem Neogen bilden die zweite Einheit, die in den flachen Rücken aufgeschlossen ist (Abb. 5).

Nach YALTIRAK & ALPAR (2002) gehören die neogenen Sedimente der Troia-, Yeniköy- und Kumkale-Rücken der Truva-Formation (Oberes Pliozän – Unteres Pleistozän) an. In früheren Veröffentlichungen (YALTIRAK et al. 2000) werden die Ablagerungen in die Conkbayırı-Formation eingeordnet. Da aus der jüngsten Arbeit nicht hervorgeht, ob die Truva-Formation einen Teil der Conkbayırı-Formation darstellt oder sich lateral mit dieser verzahnt und eine Beschreibung der Ausbildung fehlt, wird im folgenden die Bezeichnung Conkbayırı-Formation verwendet. Im östlichen Bereich des Troia-Rückens steht diese Formation in tektonischem Kontakt mit den karbonatischen Sandsteinen und Kiesen der Alçıtepe-Formation (Unteres Miozän). Östlich der Alçıtepe-Formation sind früh- bis mittelmiozäne Schluffsteine der Gazhanedere-Formation aufgeschlossen. Für die Basalte südlich und östlich des Untersuchungsgebietes geben die Autoren ein spätoligozänes bis miozänes Alter an.

Nach BERGMANN & LIPPMANN (2003) sowie BERGMANN (2003) ist der Troia-Rücken aus einer Abfolge von tonig-schluffigen, sandigen und karbonatischen Sedimentgesteinen aufgebaut. Die folgende Beschreibung bezieht sich auf die Sedimente der Conkbayırı-Formation, die den größten Teil des Rückens einnehmen. Östlich der Gökçali-Störung stehen die Gesteine der Alçıtepe-Formation an, die nicht zum Modellgebiet gehören.

Die aufgeschlossene Abfolge beginnt im Liegenden mit einer 30 bis 40 m mächtigen Schicht aus Tonkalksteinen. Darüber folgt eine ca. 5 m mächtige Sandsteinschicht (D), die von etwa 5 m mächtigen karbonatischen Ton- und Schluffsteinen überlagert wird. Sie gehen in Tonsandsteine (C) über, die Mächtigkeiten bis etwa 7 m erreichen. Es schließen sich etwa 5 Meter tonige Kalksteine an, über denen Mittelsandsteine (B) von 6 Meter Mächtigkeit lagern. Darüber folgen etwa 6 Meter Kalkstein, die wiederum von einer Sandsteinschicht (A) etwas geringerer Mächtigkeit überlagert werden. Tonige Kalksteine mit einer Schichtdicke von ca. 8 m bilden den oberen Abschluß der Sedimentfolge. Im Liegenden der beiden oberen Karbonate stehen stromatolithische Kalksteine an, die Mächtigkeiten von maximal 2 m erreichen. Kalksteine und stromatolithische Kalksteine unterscheiden sich in ihren Eigenschaften nur wenig, so daß sie zusammengefaßt wurden.

In Abbildung 7 ist das Normalprofil der betrachteten Abfolge dargestellt.

Die im Normalprofil beschriebenen Einheiten sind jeweils aus einer Folge wesentlich geringmächtigerer Schichten zusammengefaßt, die in ihren Eigenschaften z.T. variieren. So sind innerhalb der Sandsteinschichten beispielsweise Tonlagen enthalten. Durch diesen heterogenen Aufbau verändern sich auch die hydraulischen Gesteinseigenschaften innerhalb einer Schicht.

Die Sandsteine umfassen ein Korngrößenspektrum von Fein- bis Grobsandstein und beinhalten tonige und schluffige Beimengungen. In den dichten Karbonatgesteinen wurden keine Verkarstungserscheinungen beobachtet. Für die anstehenden Gesteine wird die Ausbildung von Klüften beschrieben, die in einer Vorzugsrichtung von 120° bis 160° streichen und ein steiles Einfallen von 80° bis 90° zeigen. Alle Schichten fallen mit 5° bis 6° leicht in südwestliche bis westliche Richtung ein.

Von BERGMANN (2003) wird das Vorhandensein von drei Störungen vermutet. Eine etwa Ost-West verlaufende Störung, deren Verlauf der Taleinschnitt des Çıplak-Flusses nachzeichnet, wird als Troia-Störung bezeichnet. An dieser Störung wurde der südliche Block gegen den nördlichen abgeschoben, wobei der Versatz vermutlich nur wenige Meter beträgt. Entlang der NE-SW-streichenden Çıplak-Störung wurde der westliche Block um wenige Meter abgeschoben. Der mittlere Block wurde an der Gökçalı-Störung wahrscheinlich um mehrere Zehnermeter gegen den östlichen Block abgesenkt. Die Alçıtepe-Formation östlich der Störung besteht wie die Conkbayırı-Formation aus einer Abfolge sandiger und karbonatisch-toniger Sedimente.

Zur Berechnung der Durchlässigkeitsbeiwerte der klastischen Sedimente führten BERGMANN und LIPPMANN (2003) Siebanalysen sowie Messungen mit dem

Photosedimentometer durch. Aus diesen Untersuchungen ergeben sich für die Sandsteine k_F -Werte in der Größenordnung von 10^{-6} m/s bis 10^{-7} m/s. Die Durchlässigkeitsbeiwerte der Ton- und Schluffsteine liegen im Bereich von 10^{-8} m/s bis 10^{-9} m/s. Für die Karbonate wurden keine Durchlässigkeiten bestimmt.

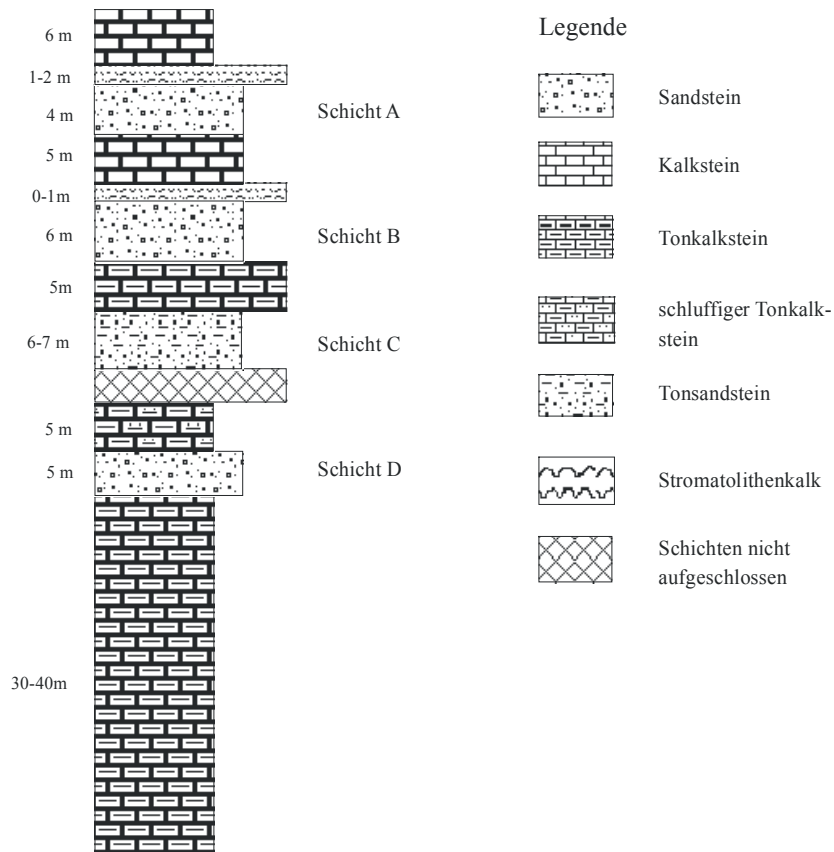


Abb. 7: Normalprofil der Sedimente des Troia-Rückens (nach Bergmann 2003)

4.1.2 Alluvialebenen

Als Quelle der Beschreibungen dienen Veröffentlichungen von KAYAN und GÖBEL et al. (2003) sowie Hinweise von GÖBEL (pers. Mitt. 2003). In den quartären Ebenen an der Oberfläche stehen fluviatile Sedimente an, deren Basis weiträumig marine Sedimente bilden. Zwischen diesen Schichten ist teilweise eine sandige terrestrisch-marine Übergangszone ausgebildet. Bei den marinen Sedimenten handelt es sich um feinkörnige Ablagerungen, die als Schluffe mit Beimengungen von Feinsand beschrieben werden. Sie können von größeren Strandablagerungen und Deltaschüttungen unterbrochen sein. An der Basis der marinen Sedimente finden sich teilweise grobkörnige Ablagerungen der Transgressionsphase. Für diese feinkörnigen Sedimente kann mit geringen Durchlässigkeiten in der Größenordnung von 10^{-6} m/s und geringer gerechnet werden.

Die fluviatilen Sedimente setzen sich aus einer wechselnden Abfolge von Schluffen, sandigen Schluffen und Fein- bis Grobsanden zusammen, wobei der Feinkornanteil überwiegt. In die fluviatilen Ablagerungen ist teilweise Hangschutt eingeschaltet. Die nicht durchgängig vorhandene terrestrisch-marine Übergangszone ist in der Korngrößenverteilung den fluviatilen Sedimenten sehr ähnlich und kann deshalb mit diesen zusammengefaßt werden. In MATTHESS & UBELL (1983) werden für Sedimente dieser Korngrößenbereiche k_f -Werte zwischen 10^{-4} m/s und 10^{-6} m/s angegeben. Der Grundwasserspiegel wurde in den fluviatilen Sedimenten bei 1,50 m bis 2,40 m unter der Geländeoberkante angetroffen (GÖBEL et al. 2003).

4.2 Darstellung der Geländeoberfläche

Im Modellgebiet steigt die Geländeoberfläche von West nach Ost von etwa 20 m NN auf ca. 120 m NN an. Nach Norden fällt der Troia-Rücken steil zur Dümrekebene hin ab, der südliche und der westliche Hang zeigen dagegen ein wesentlich flacheres Einfallen. Im Osten steigt die Geländehöhe außerhalb des Modellgebietes weiter an. Zwischen Troia und Kalafat erstreckt sich der Einschnitt eines alten Flußbettes bis nach Çıplak.

Die Geländeoberfläche als obere Begrenzung des Modellraumes wurde mit Hilfe des Programms SURFER (Golden Software) als digitales Geländemodell (DGM) dargestellt.

Grundlage zur Erstellung des DGM war ein bereits vorhandenes Vektorobjekt, in welchem jedoch allen Linien der Höhenwert 0 zugewiesen war. Mit der Software WGEO der Firma Wasy wurde die notwendige Georeferenzierung durchgeführt, wobei die topographischen Karten 1:25000 als Referenzgrundlage dienten.

Für die Zuordnung der Höhenwerte zu den vorhandenen Linien wurde das Programm ArcView eingesetzt. Die Höhenlinien wurden zuerst in ein neues Shapefile kopiert. Nach der Korrektur einiger Digitalisierfehler (z.B. Ergänzung fehlender Höhenlinien) erfolgte durch den Eintrag in die Attributtabelle die Zuweisung der Höhenwerte. Bei dem Versuch, die nicht durchgängig digitalisierten Linien zu verbinden, wurde wiederholt ein Fehler („error in reading shape type“) angezeigt, der nicht behoben werden konnte und die Weiterarbeit verhinderte. Nur bei der abschnittsweisen Bearbeitung der Karte konnte das Auftreten des Fehlers vermieden werden.

Zur Berechnung des DGM werden als Eingangsdaten Höhenpunkte benötigt. Die Umwandlung von Linienthemen in Punkte mit Rechts-, Hoch-, und Höhenwerten in ArcView ermöglichte das Skript AS10997/Polyline To XYZ (NOBREGA, 1998). Aus der Umwandlung ergaben sich 255854 Punkte mit x,y,z-Koordinaten, die als dbase-Datei ausgegeben wurden. Aus diesem Datensatz wurde mit dem Programm SURFER (Golden Software) ein digitales Höhenmodell der Geländeoberfläche erzeugt (Abb.8). Von den zur Auswahl stehenden Interpolationsverfahren lieferte Lineare Interpolation/Triangulation das beste Ergebnis. Als Eckpunkte wurden die Koordinaten des Modellgebietes eingesetzt (Rechtswerte 434000/440500, Hochwerte 4419000/4425000). Als Gitterweite wurden 100 m gewählt. In die Berechnung des DGM wurden auch die außerhalb des Modellgebietes liegenden Punkte einbezogen.

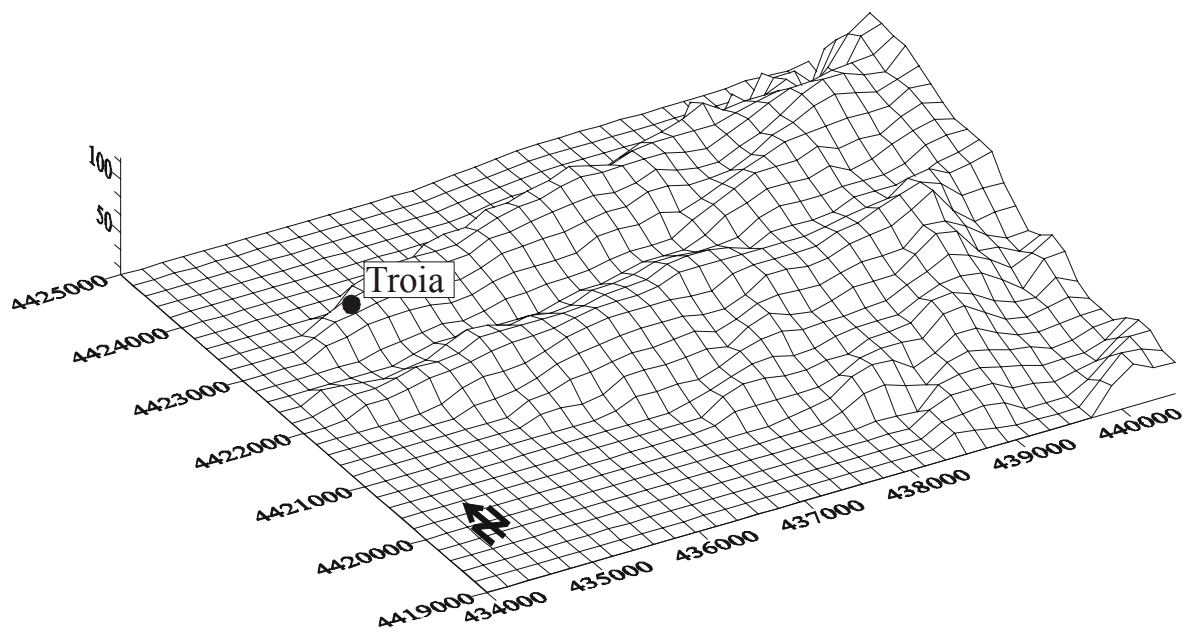


Abb. 8: Digitales Geländemodell des Troia-Rückens

4.3 Hydrologie

4.3.1 Datengrundlage

Als Grundlage zur Berechnung der Grundwasserneubildung dienten Tageswerte der Temperatur und des Niederschlages der Station Çanakkale vom 01.01.1994 bis 09.11.2002 (NCDC 2003). Durch Bildung der arithmetischen Mittel ergaben sich die Jahresmittelwerte der Temperatur. Die Niederschlagswerte wurden zu Jahressummen addiert. Wegen der Unvollständigkeit der Daten wird das Jahr 2002 nicht in die Berechnung einbezogen.

Für die Station Çanakkale stehen für den Zeitraum 1990 bis 2001 zusätzliche Niederschlagsdaten zur Verfügung (pers. Mitteilung KAYAN), die aber eine Abweichung um bis zu 113 mm im Jahr von den erstgenannten Werten zeigen. Eine Ursache für diese Differenzen konnte nicht ermittelt werden. In einem Agrarbetrieb (Tigem) ca. 5 km südlich von Troia wurde seit 1991 eine zehnjährige Meßreihe von Niederschlagswerten aufgenommen. Für die Jahre 2000 und 2001 wurden auffallend niedrige Werte gemessen, die in den Daten aus Çanakkale keine Entsprechung finden. Aus diesem Grund wurden mittels Regressionsanalyse für die beiden wahrscheinlich fehlerhaften Daten Schätzwerte ermittelt. Die Berechnung der realen Evapotranspiration basiert auf täglich gemessenen Daten aus dem Zeitraum 1994 bis 2001. Alle anderen Werte wurden nur zum Vergleich herangezogen.

4.3.2 Berechnung der realen Evapotranspiration

Zur Abschätzung der realen Evapotranspiration kann die empirische Gleichung von TURC (1) verwendet werden.

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{P}{I}\right)^2}} \quad I = 300 + 25 * T + 0,05 * T^3 \quad (1)$$

mit ETR: Jahreswert der realen Verdunstung (mm)

P: Jahressumme des unkorrigierten Niederschlages (mm)

T: Jahresmittel der Lufttemperatur (°C)

aus: MATTHESS & UBELL (1983)

Eine weitere Möglichkeit zur Berechnung der realen Verdunstung bietet die Gleichung von COUTAGNE (Gleichung 2).

$$\text{ETR} = P - \Lambda * P^2 \quad \Lambda = 1 / (0,8 + 0,14 * T) \quad (2)$$

mit ETR: Jahreswert der realen Verdunstung (m)

P : Jahresniederschlag (m)

T : Jahresmittel der Lufttemperatur (°C)

aus: BIRKLE (1998)

In Tabelle 1 sind die Jahresmittelwerte für Niederschlag, Temperatur und reale Evapotranspiration zusammengestellt. Bei Anwendung der TURC-Formel ergibt sich eine um durchschnittlich 30 mm höhere Verdunstung. In BIRKLE (1998) wird für die Coutagne-Formel ein Gültigkeitskriterium ($1/8 \Lambda < P < 1/2 \Lambda$) angegeben, das von den vorliegenden Daten nicht erfüllt wird. Für die folgenden Berechnungen werden deshalb die nach TURC ermittelten Daten benutzt. Es ergibt sich eine mittlere jährliche Evapotranspiration von 540 mm.

Tab. 1: Niederschlag (P), Temperatur (T) und reale Evapotranspiration (ETR) nach TURC und COUTAGNE

Jahr	P [mm]	T [°C]	ETR/TURC [mm]	ETR/COUTAGNE [mm]
1994	662,7	15,6	547	515
1995	671,9	15,2	547	518
1996	659,9	14,7	532	508
1997	783,0	14,5	579	566
1998	690,1	15,3	556	529
1999	639,1	16,3	544	507
2000	535,6	15,4	473	439
2001	805,6	16,1	622	594

4.3.3 Berechnung der Grundwasserneubildung

Den Zusammenhang zwischen Niederschlag, Evapotranspiration sowie oberirdischem und unterirdischem Zufluß und Abfluß für ein beliebiges Gebiet beschreibt die Wasserhaushaltsgleichung:

$$P + RO_i + RU_i = RO + ETR + RU \pm \Delta S \quad (3)$$

P:	Niederschlag	RO _i :	oberirdischer Zufluß
RU _i :	unterirdischer Zufluß	RO:	oberirdischer Abfluß
RU:	unterirdischer Abfluß	ETR:	reale Verdunstung
ΔS:	Speicheränderung		

Bei Betrachtung eines abgeschlossenen Einzugsgebietes über lange Zeiträume nehmen RO_i, RU_i und ΔS den Wert Null an. Damit vereinfacht sich die Wasserhaushaltsgleichung zu Gleichung (4).

$$P = ETR + RU + RO \quad (4)$$

Für den Fall, daß der Grundwasserleiter nicht durch eine stauende Schicht von der Bodenzone getrennt ist, kann der unterirdische Abfluß der Grundwasserneubildung gleichgesetzt werden. Für die hangende Schicht wird ein Durchlässigkeitsbeiwert von $5 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $5 \cdot 10^{-6}$ m/s angenommen. Somit ist diese Schicht durchlässig für Sickerwässer. Neben Daten zu Niederschlag und Evapotranspiration werden zur Abschätzung der Grundwasserneubildung Werte des Oberflächenabflusses benötigt. Eine Methode zur Abschätzung des oberirdischen Abflusses stellt das Abflußbeiwertverfahren dar (DUNGER 2001). Danach gilt:

$$RO = \psi * (P - V_a) \quad (5)$$

mit:	RO:	Oberflächenabfluß (mm)	ψ:	Abflußbeiwert
	P:	Niederschlag (Tageswerte) (mm)	V _a :	Anfangsverlust (mm)

Der Anfangsverlust umfaßt den Teil des Niederschlages, der zur Benetzung der Oberfläche notwendig ist. Höhe von Abflußbeiwert und Anfangsverlust sind abhängig von der

Nutzung der betrachteten Fläche, d.h. von Eigenschaften wie Bewuchs und Versiegelungsgrad. Für den Untersuchungsraum, in dem großflächig Ackerbau betrieben wird, ergeben sich ein Anfangsverlust von 5 mm und Abflußbeiwerte zwischen 0,15 und 0,25. Für die Niederschläge im Zeitraum 1994 bis 2002 ergeben sich die in Tabelle 2 erfaßten Werte für die mittleren Oberflächenabflüsse RO (mm pro Tag) sowie als Anteil am Niederschlag.

Tab. 2: Oberflächenabfluß

	RO (mm/d)	RO in % von P
$\Psi = 0,15$	1,9	7,8
$\Psi = 0,25$	3,1	13,0

Ausgehend von diesen Zahlen wird ein Oberflächenabfluß in der Höhe von 10 % des Niederschlages angenommen. Aus den ermittelten Daten kann nach Gleichung (6) die Grundwasserneubildung für das Modellgebiet berechnet werden.

$$\text{GWN} = P - \text{ETR} - \text{RO} \quad (6)$$

mit: GWN: Grundwasserneubildung (mm)
 P : Niederschlag (mm)
 RO: oberirdischer Abfluß (mm)

Tab. 3: Niederschlag (P), reale Evapotranspiration (ETR) nach TURC, Oberflächenabfluß (RO) und Grundwasserneubildung (GWN), Jahreswerte 1994 - 2001

Jahr	P (mm)	ETR/TURC (mm)	RO (mm)	GWN (mm)
1994	663	547	66	50
1995	672	546	67	59
1996	660	532	66	62
1997	783	579	78	125
1998	690	556	69	65
1999	639	544	64	31
2000	536	473	54	9
2001	806	622	81	103

Über den Beobachtungszeitraum liegt die mittlere Grundwasserneubildung bei ca. 60 mm/a bzw. 2 L/(s*km²). Das angewandte Verfahren liefert jedoch nur grobe Schätzwerte für die Höhe des unterirdischen Abflusses. Genauere Werte lassen sich beispielsweise aus Lysimetermessungen oder Analysen der Grundwasserganglinien ermitteln.

4.4 Hydrogeologie

4.4.1 Grundwasserstände

In 43 Schacht- und Bohrbrunnen wurden mittels eines Kabellichtlotes Grundwasserstände und Teufen gemessen. Zum Ausbau der Bohrbrunnen und zur Lage der Filterstrecken liegen keine Informationen vor. Die Zuordnung der Brunnen zu den grundwasserleitenden Schichten erfolgte deshalb unter Verwendung der Geologischen Karte des Troia-Rückens im Maßstab 1:10 000 von BERGMANN & LIPPMANN (2003) sowie der geologischen Profile des Troia-Rückens von BERGMANN (2003).

Die für den oberen Grundwasserleiter erstellte Grundwassergleichenkarte des Modellgebietes (Abb.9) basiert auf den im Zeitraum 24.07. bis 16.08.2002 gemessenen Grundwasserständen. Im Untersuchungsgebiet liegen die Flurabstände zwischen 0,5 m und 14,4 m, die Wasserstände erreichen 7 m NN bis 214 m NN. Zur Berechnung der Wasserstände in m NN wurden Höhen der Geländeoberkante aus dem digitalen Modell der Geländeoberfläche berechnet. Aus den Grundwassergleichenkarten ist erkennbar, daß die Grundwasserbewegung nach Westen/Südwesten gerichtet ist. Sie folgt damit dem von BERGMANN (2003) angegebenen Einfallen der Sedimentschichten des Troia-Rückens.

Im Ausgrabungsgelände Troia existieren 31 Schachtbrunnen. Nur der Brunnen BT4 führte zur Zeit der Geländearbeiten Wasser. In diesem Brunnen wurde mit 14,4 m der größte Flurabstand im Untersuchungsgebiet gemessen. Es handelt sich bei den Brunnen im Ausgrabungsgelände um gemauerte Schachtbrunnen meist großen Durchmessers. In Brunnen dieser Art erfolgt der Wasserzutritt vorwiegend über die Sohle (SCHENK 1994). Als Ursache für das Trockenfallen wird eine Kolmation der Sohlschichten vermutet, die eine Zusickerung von Grundwasser aus dem Sediment verhindert. Gründe für diese Abdichtung können die Ablagerung von Sedimentpartikeln im Porenraum und die Einlagerung von Fällungsprodukten wie Kolloiden oder Eisenverbindungen sein (HÖLTING 1996). Zusätzlich werden die Infiltrationsbedingungen durch die Verfüllung der Brunnen verschlechtert.

Wird der Brunnen BT4 in Troia nicht berücksichtigt, so liegen die Flurabstände innerhalb des Modellraumes zwischen 0,5 m und 6,5 m, wobei sich eine Zunahme von Ost nach West abzeichnet. Im Modell wird davon ausgegangen werden, daß die jahreszeitlichen Schwankungen der Wasserstände vernachlässigbar sind. Ob diese Annahme den realen Verhältnissen entspricht, läßt sich mit den vorliegenden Daten nicht überprüfen. Weitere Angaben zu möglichen Veränderungen der Strömungsverhältnisse im Jahresverlauf enthält Abschnitt 4.4.2. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß die ausgeprägten Unterschiede in der Niederschlagsverteilung durch die geringe Durchlässigkeit der grundwasserleitenden Sedimente ausgeglichen werden. Zur Überprüfung dieser Theorie wird die Einrichtung von Grundwassermeßstellen zur kontinuierlichen Messung des Grundwasserspiegels empfohlen.

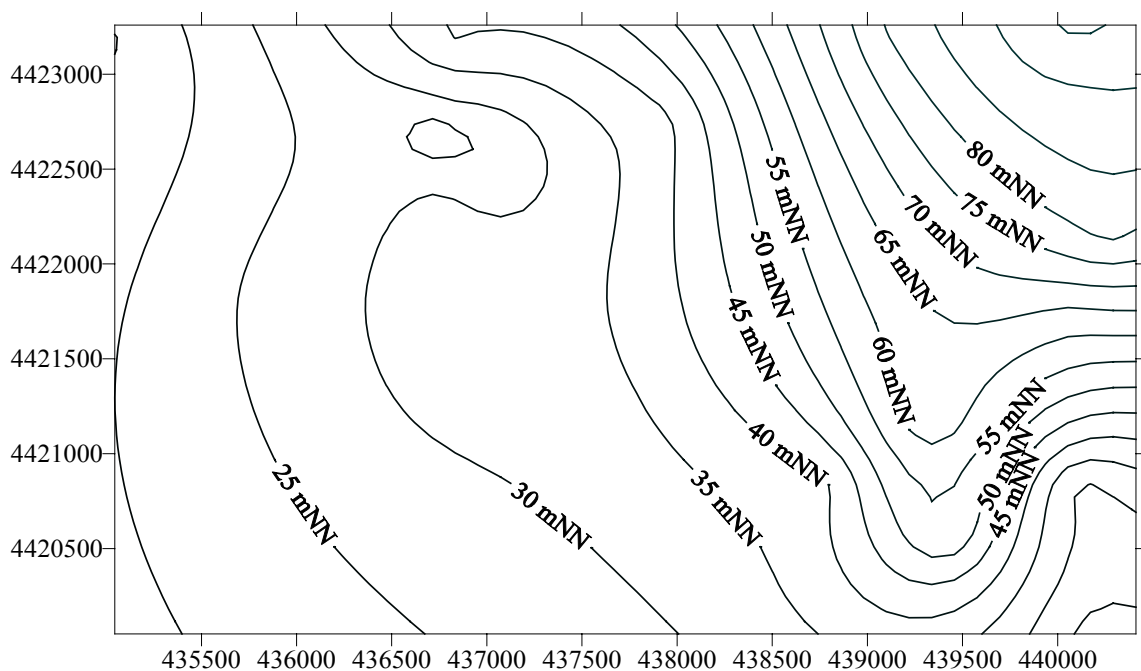


Abb. 9: Grundwassergleichenkarte des Modellgebietes für den oberen Grundwasserleiter

4.4.2 Quellschüttungen

An 40 Wasseraustritten, von denen 13 im Modellgebiet liegen, wurden volumetrische Abflußmessungen durchgeführt. Bei dieser Methode wird die zum Füllen eines Auffanggefäßes mit bekanntem Volumen benötigte Zeit gemessen (MATTHESS & UBELL 1983). Im Untersuchungsgebiet wurden durch eigene Messungen Abflußwerte zwischen 0,8 mL/s und 0,5 L/s ermittelt. Im Modellgebiet liegen die Abflüsse zwischen 0,01 L/s und 0,3 L/s. Die Angabe zur Schüttung der Düdenquelle stammt von Mitarbeitern des Agrarbetriebes Tigem, auf dessen Gelände die Quelle liegt.

Bei den Meßpunkten BCL und QWT handelt es sich um freie Wasseraustritte ohne Fassung. Eine Messung der Auslaufmenge war an beiden Quellen nicht möglich, da es sich um diffuse Austritte mit sehr niedrigen Schüttungen handelt. Die Austrittsmengen wurden auf weniger als 5 mL/s geschätzt. QS2 bezeichnet den Wasserauslauf aus einem Gang der Höhle KASKAL.KUR südwestlich von Troia (BLUME&WEBER 2003; LIPPMANN 2003). Bei den übrigen Meßpunkten handelt es sich um gefaßte Quellaustritte, an denen das Wasser aus einem Rohr austritt und in ein oder mehrere zusammenhängende Becken läuft.

Bei der Darstellung der Quellverteilung auf der geologischen Karte des Troia-Rückens (Anhang 1) fällt auf, daß im Bereich westlich der Gökçalı- und südlich der Troia-Störung keine Grundwasseraustritte in den Sandsteinschichten vorkommen. Die Quelle QPT liegt dagegen in den Tonkalksteinen, denen sehr geringe Durchlässigkeiten zugeordnet werden. Ursachen können in Inhomogenitäten innerhalb der Schichten liegen, die lokal zur Erhöhung oder Verringerung der Wasserdurchlässigkeit führen können. Auf die heterogene Zusammensetzung der Schichten wurde im Abschnitt 4.1.1 verwiesen.

Im Modellgebiet vermutete Störungen (BERGMANN 2003) lassen sich nicht durch verstärktes Auftreten von Quellen nachweisen. Eine mögliche Ursache kann in dem geringen Versatz gesehen werden, der die Transmissivität der Schichten kaum beeinflusst und damit nicht zu wesentlichen Wasseraustritten führt.

Tab. 4: Lage und Schüttung der Quellen im Modellgebiet

Quelle	Rechtswert	Hochwert	Schüttung (L/s),	Schüttung (L/s),
			1. Messung	2. Messung
BAF	437940	4422741	0,07	0,1
BAH	439908	4421441	0,03	0,03
BAI	440016	4421515	0,02	-
BCL	439598	4420145	-	-
BDO	438916	4423230	0,03	-
BDQ	437381	4422560	0,06	0,07
BDS	437048	4422598	0,28	0,28
BT2	436419	4423597	0,01	-
BT3	436529	4423676	0,01	-
QCF	438632	4418967	20 ¹	-
QEE	436138	4423728	-	-
QEG	439976	4423706	0,03	-
QET	435878	4423703	0,18	-
QNT	435632	4423541	0,13	-
QPT	436396	4421298	0,08	0,13
QS2	434800	4423111	0,02	0,02
QWT	436797	4423769	-	-

- nicht bestimmt

¹ keine eigene Messung

Die Quellen QNT, QET, QEE, QWT, BT2 und BT3 liegen am Nordwestrand des Modellgebietes. Als zusätzliche Entlastungszone in diesem Bereich kann die Höhle KASKAL.KUR (QS2) angesehen werden, aus der ein ständiger Wasseraustritt erfolgt. Am östlichen Rand befinden sich die Meßstellen BAH, BAI und QEG. Entlastungszonen innerhalb des Modellgebietes stellen die Quellen BAF, BDO, BDQ, BCL, QPT und BDS dar. Am südlichen Rand des Modellgebietes liegt die Düdenquelle (QCF). Sie hebt sich durch ihre hohe Schüttungsmenge deutlich von den anderen Meßpunkten ab. Unterschiede zeigen sich auch in anderen Parametern, wie der Leitfähigkeit und den Nitratgehalten, die

niedriger sind als in den Quellen auf dem Troia-Rücken. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß ihr Einzugsgebiet südlich des Troia-Rückens liegt.

Im Nordwesten beträgt der gemessene Abfluß insgesamt 0,3 L/s. Die tatsächliche Menge ist jedoch etwas höher anzusetzen, da an einigen Quellaustritten (z.B. QWT, QEE) wegen des geringen Abflusses keine Bestimmungen durchgeführt werden konnten. Die einzige Meßstelle im Gebiet, an der über einen längeren Zeitraum Schüttungsmessungen durchgeführt wurden, ist der Wasserauslauf unterhalb des Schachtes 2 in der Höhle südwestlich von Troia. Mit einigen Unterbrechungen wurden von Oktober 2001 bis Dezember 2002 durch Auslitern Messungen der Wasseraustrittsmenge durchgeführt. In Abb. 10 sind die ermittelten Schüttungsmengen (Q) zusammen mit der Niederschlagsverteilung (P) graphisch dargestellt.

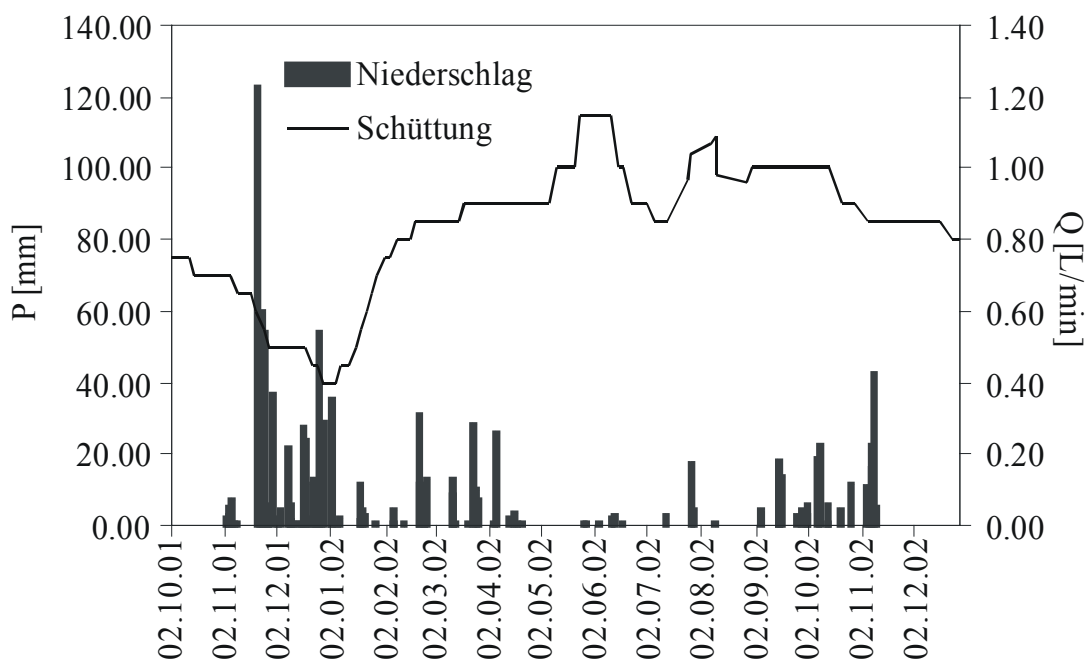


Abb. 10: Abfluß am Meßpunkt QS2 (Quellhöhle) und tägliche Niederschlagswerte
(Station Çanakkale), Meßzeitraum: 02.10.2001 – 27.12.2002

Im Kurvenverlauf zeigt sich ein allmählicher Rückgang der Schüttungsmengen von 0,8 L/min auf 0,4 L/min im Zeitraum Oktober bis Dezember 2001. Im Januar und Februar ist ein Anstieg von 0,4 L/min auf 0,9 L/min erkennbar. In den folgenden Monaten ist eine ähnliche Tendenz zu beobachten, allerdings wird der Kurvenverlauf flacher. Im Mai und Juni 2002 erreichen die Auslaufmengen mit 1,2 L/min ihr Maximum, anschließend zeigt

sich ein leichter Rückgang auf 0,9 L/min. In den von Oktober bis Dezember 2002 gemessenen Werten zeichnet sich erneut eine Abnahme der Auslaufmenge ab. Aus dem Zeitraum Juli bis Oktober 2002 liegen für eine Interpretation nicht genügend Werte vor, die dargestellten Werte sind interpoliert.

Angesichts des kurzen Meßzeitraums ist die Untersuchung eines Zusammenhanges zwischen Niederschlägen und Schüttungsmengen der Quelhöhle schwierig. Es kann nicht mit Sicherheit geklärt werden, ob ein Zusammenhang zwischen den hohen Niederschlägen von November 2001 bis Januar 2002 und dem Anstieg der Schüttungsmenge von Februar bis Mai 2002 besteht. Voraussetzung für diese Interpretation ist außerdem, daß der Meßpunkt einem natürlichen Quellaustritt gleichgesetzt wird, die gemessene Auslaufmenge demnach dem Grundwasserabfluß entspricht. Nach LIPPMANN (2003) ist es jedoch möglich, daß der Abfluß an QS2 durch die Speicherwirkung der Höhle beeinflusst wird.

Angesichts der niedrigen Durchlässigkeiten der grundwasserführenden Schichten kann davon ausgegangen werden, daß sich durch die entsprechend geringe Fließgeschwindigkeit ein Ausgleich der Niederschlagsschwankungen einstellt. Für ein Gefälle von 0,006 und einen k_f -Wert von $6 \cdot 10^{-5}$ m/s liegt die Fließgeschwindigkeit nach dem Darcy-Gesetz (7) bei $4 \cdot 10^{-7}$ m/s bzw. 11 m/a.

$$v_f = k_f \cdot i \quad i = \Delta h / \Delta l \quad (7)$$

mit: v_f : Filtergeschwindigkeit
 k_f : Durchlässigkeitsbeiwert
 h : Höhe
 l : Länge

Wird ein k_f -Wert von $1 \cdot 10^{-6}$ zugrunde gelegt, verringert sich die Geschwindigkeit auf 0,2 m/a. Folglich kann mit einem verhältnismäßig gleichbleibenden Grundwasserabstrom im gesamten Jahr gerechnet werden. Aufschluß könnten regelmäßige Messungen von Quellschüttungen unter gleichbleibenden Bedingungen über längere Zeiträume geben.

4.4.3 Grundwasserbilanz

Für den Grundwasserhaushalt kann nach folgender Gleichung eine Bilanz erstellt werden (MATTHESS & UBELL 1983):

$$\text{GWN} + \text{R}_{\text{G}+} = \text{R}_{\text{U}} + \text{R}_{\text{G}-} + \text{ET}_{\text{G}} + \text{S}_{\text{G}\pm} \quad (8)$$

mit:	GWN	Grundwasserneubildung im Bilanzgebiet
	$\text{R}_{\text{G}+}$	Grundwasserzustrom
	R_{U}	Grundwasserabfluß in die Vorfluter
	ET_{G}	Verdunstung von Grundwasser
	$\text{S}_{\text{G}\pm}$	Vorratsänderung im Grundwasser
	$\text{R}_{\text{G}-}$	Grundwasserabstrom

Herrschen stationäre Verhältnisse, ist die Grundwasserbilanz ausgeglichen. In diesem Fall entspricht der Zufluß eines Gebietes dem Abfluß. Änderungen des Speicherinhaltes spielen bei instationären Betrachtungen zusätzlich eine Rolle (FH-DGG 2002).

Für das gesamte Modellgebiet ergibt sich die Summe der Quellschüttungen mit ca. 1 L/s (ohne QCF) bzw. 21 L/s (einschließlich QCF). Bezogen auf die Größe des Einzugsgebietes ($A = 22 \text{ km}^2$) erreicht der Grundwasserabfluß (ohne QCF) etwa 2 % der jährlichen Grundwasserneubildung (44 L/s auf 22 km^2). Wird die Düdenquelle (QCF) in die Berechnung einbezogen, liegt der Abfluß bei ca. 50 %.

An der Oberfläche des Gebietes stehen Sandsteine und Tonkalksteine an, die sich hinsichtlich der Infiltrationseigenschaften unterscheiden. Während für die Sandsteine die berechnete Infiltrationsrate beibehalten werden kann, ist der Anteil des Oberflächenabflusses für die schlechter durchlässigen Kalk- und Tonsteine wesentlich höher. Bedeutsam für die Grundwasserneubildung sind demnach vor allem die Sandsteine. Mit Hilfe des ArcView-Skripts zur Berechnung von Flächengrößen wurde aus der Geologischen Karte des Troia-Rückens (BERGMANN 2003) für die Sandsteine eine Ausstrichfläche von etwa 8 km^2 berechnet. Bezogen auf diese Fläche liegt die Grundwasserneubildung bei 16 L/s, der Anteil der Quellschüttung erreicht in diesem Fall 6 %. Wird die Schüttung der Düdenquelle berücksichtigt, ist der Grundwasserabfluß mit 20 L/s des Gebietes höher als die Grundwasserneubildung. Damit wird die Vermutung unterstützt, daß der Troia-Rücken nicht das Einzugsgebiet dieser Quelle bildet. Um mögliche Erklärungen für die hohe Differenz zwischen Grundwasserneubildung und

Grundwasserabfluß zu finden, müssen die anderen Parameter des Grundwasserhaushaltes betrachtet werden.

Grundwasserabstrom

Nach MATTHESS & UBELL (1983) ergibt sich der gesamte Grundwasserabfluß eines Einzugsgebietes aus dem Grundwasserabfluß (R_U) an der Oberfläche und dem unterirdischen Grundwasserabstrom (R_G), der einen großen Anteil am Gesamtabfluß haben kann. Die Höhe des Grundwassersabstroms kann anhand von Grundwassergleichenplänen, durch Dauerpumpversuche oder Grundwassermodelle bestimmt werden.

Eine hydraulische Verbindung zwischen den grundwasserleitenden Sandsteinschichten über die Kalk- und Tonsteine und über die vermuteten Störungen ist wahrscheinlich. Ein Teil des in den oberen Grundwasserleiter infiltrierenden Niederschlags kann demnach in tiefere Schichten gelangen. Diese unteren Schichten (C und D im Normalprofil) streichen im Modellgebiet nur auf einer sehr kleinen Fläche aus und gehen am West- und Südrand des Troia-Rückens in die quartären Flußebenen über. Grundwasseraustritte aus diesen Schichten sind somit in den Quartärebenen zu erwarten und werden im Modell nicht erfaßt. Eine Abschätzung des Grundwasserabstroms kann nur aus der Differenz von Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluß erfolgen. Für das untersuchte Gebiet ergibt sich damit ein Grundwasserabstrom in Höhe von 15 L/s.

Verdunstung aus dem Grundwasser

In oberflächennahen Grundwasserleitern wie im Modellgebiet kann eine direkte Verdunstung von Grundwasser beobachtet werden, die bei wassergesättigten Böden die Höhe der potentiellen Evaporation erreichen kann (MATTHESS & UBELL 1983). Als Nachweis sind Schwankungen der Grundwasserstände im Tagesverlauf anzusehen, die über kontinuierliche Messungen erfaßt werden können. Ist die Erdoberfläche unbewachsen, wird aus dem Bodenwasservorrat verdunstetes Wasser durch kapillar aufsteigendes Grundwasser ersetzt. Existiert eine Vegetationsdecke, dann wird Grundwasser durch Transpiration entzogen (MATTHESS & UBELL 1983). Das Konzept des Grenzflurabstandes ermöglicht eine Abschätzung der Tiefe, bis zu welcher mit Verdunstungsverlusten aus dem Grundwasser zu rechnen ist. In Abhängigkeit von

Pflanzen- und Bodenart liegt der maximale wirksame Flurabstand bei ca. 3,8 m. Da der mittlere Flurabstand der Brunnen im Modellgebiet etwa 3 Meter beträgt, kann eine Grundwasserzehrung durch Evapotranspiration nicht ausgeschlossen werden. Eine Quantifizierung ist ohne weiterführende Untersuchungen allerdings kaum möglich.

Anthropogene Einflüsse

Auf dem Troia-Rücken befinden zwei Bohrbrunnen, die Wasser für landwirtschaftliche Zwecke fördern (Tab. 5). Angaben zu den Fördermengen stammen von den Eigentümern der Brunnen. Im Gegensatz zu den zahlreicheren Schachtbrunnen dienen sie zumindest im Sommer einer kontinuierlichen Wassergewinnung. Die Lage der Filterstrecken dieser Brunnen ist nicht bekannt, es kann jedoch vermutet werden, daß das geförderte Wasser unter anderem aus den Sandsteinschichten des untersuchten Profils stammt. Damit würde ein Teil des infiltrierten Niederschlages in diesen Brunnen wieder an die Oberfläche gelangen. Da sie jedoch zur Bewässerung der Felder dienen, ist anzunehmen, daß sie nur in den Sommermonaten eingesetzt werden. Alle anderen Brunnen werden nur gelegentlich zur Entnahme von Trinkwasser genutzt. Das Trinkwasser für die Ortschaften im Modellgebiet stammt nicht aus den Sedimenten des Troia-Rückens, sondern wird aus Bohrbrunnen in der Dümrekebene gewonnen (BLUME & WEBER 2003). Insgesamt wird der anthropogene Einfluß auf den Grundwasserhaushalt im Modellgebiet aus den angeführten Gründen als gering bewertet.

Tab. 5: Lage, Teufe und Fördermengen der Bohrbrunnen im Modellgebiet

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Teufe	Fördermenge
BDZ	437330	4422059	113 m	32 m ³ /h
BEB	435971	4422388	96 m	43 m ³ /h

4.4.4 Zusammenfassung/Schlußfolgerung

Für das Modellgebiet kann aus den vorliegenden Daten der Grundwasserneubildung und des Grundwasserabstroms keine schlüssige Bilanz des Grundwasserhaushaltes erstellt werden. Die geschätzte Grundwasserneubildung ist mit etwa 16 L/s wesentlich höher als die Quellschüttung von ca. 1 L/s. Einschränkend muß gesagt werden, daß die Messungen der Quellschüttungen über einen Zeitraum von nur 2 Monaten innerhalb der niederschlagsarmen Periode des Jahres durchgeführt wurden. Dabei wurden an den Quellen keine Meßreihen, sondern nur einzelne Meßwerte aufgenommen.

In der Bilanz fehlen zudem Höhen der Verdunstung aus dem Grundwasserleiter und des unterirdischen Abstroms aus dem Modellgebiet. Ein Einfluß dieser Prozesse auf die untersuchte Fläche wird zwar vermutet, kann derzeitig jedoch weder nachgewiesen noch quantifiziert werden. Mögliche anthropogene Beeinflussungen bleiben ebenfalls unberücksichtigt, haben jedoch wahrscheinlich nur geringe Bedeutung. Des weiteren ist es denkbar, daß der Oberflächenabfluß wegen des geringen Bewuchses und der z.T. heftigen Niederschläge höher ist als berechnet. In diesem Fall lägen die Werte der Grundwasserneubildung niedriger.

Eine instationäre Modellierung, bei welcher eine Änderung des Speicherinhaltes einbezogen wird, ist nicht möglich, da keine Meßreihen existieren, die Aufschluß über zeitliche Veränderungen in den Strömungsverhältnissen geben könnten.

4.4.5 Hydrochemische Verhältnisse

Die folgende Beschreibung der hydrochemischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet bezieht sich auf WEBER (2003). In dieser Arbeit wurden 44 im Arbeitsgebiet entnommene Wasserproben auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht, wobei 18 der analysierten Proben aus dem Modellgebiet stammen. Aus den Analysendaten ergibt sich eine Einteilung der Wässer im Arbeitsgebiet in drei Klassen (Tab.6)

Gruppe 1, die durch niedrige Leitfähigkeiten (0,4 mS/cm bis 1,9 mS/cm) und geringe Konzentrationen an Chlorid, Strontium und Natrium gekennzeichnet ist, wird in zwei Untergruppen gegliedert. Wässer der Gruppe 1a kommen einerseits aus den quartären Sedimenten der Flußebenen und andererseits aus dem Bereich der magmatischen und metamorphen Gesteine (vorwiegend Basalte und Serpentine) im Osten des Arbeitsgebietes. Durch ihre sehr niedrigen Chlorid-, Sulfat-, Calcium-, Natrium- und Strontiumgehalte unterscheiden sie sich deutlich von den übrigen Proben.

Im Bereich des Kumkale- und des Troia-Rückens treten Wässer der Klassen 1b und 2 auf. In den Proben der Gruppe 1b wurden mittlere Leitfähigkeiten und Chlorid-, Natrium- und Strontiumkonzentrationen bestimmt. Sie stammen aus den Sandsteinschichten A und B der tertiären Sedimentfolge. Gruppe 2 weist hohe Gehalte an Chlorid, Natrium, Magnesium, Silikat und Strontium auf. Diese Wässer treten an der Nordseite des Kumkale-Rückens sowie am Südhang des Troia-Rückens auf und werden den Sandsteinschichten C und D (Abb.7) zugeordnet.

Im Modellgebiet treten folglich überwiegend Wässer auf, die den Gruppen 1b und 2 angehören, deren Einzugsgebiet im Bereich des Troia-Rückens liegt. Es handelt sich demnach um infiltriertes Niederschlagswasser, das nach unterschiedlich langen Fließwegen und -zeiten wieder an die Oberfläche tritt. Die stärkere Mineralisation in der zweiten Gruppe wird auf Lösungsvorgänge in den Kalk- und Tonsteinen zurückgeführt, die zwischen den Sandsteinschichten lagern.

Gruppe 3 besteht aus einer einzelnen Probe (BAH), die sich durch ihre sehr hohe Leitfähigkeit (4 mS/cm) und ihren hohen Chloridgehalt (1 g/L) von den anderen Wässern deutlich unterscheidet. Es handelt sich um eine gefaßte Quelle südwestlich des Dorfes Gökçalı, die ebenfalls innerhalb des Modellbereiches liegt.

Tab. 6: Klassifizierung der Wässer im Untersuchungsgebiet

Gruppe	LF	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Sr
1a	4,4-1,1	25-70	5-38	12-70	9-33	-	13-365
1b	>1,1-1,9	81-233	38-73	-	-	-	400-1400
2	>1,9-3,0	260-500	-	-	85-170	100-170	1400-3700
3	>4,0	1027	-	204	-	238	-

Einheiten:

Leitfähigkeit (LF): mS/cm

Cl⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺: mg/L

Sr: µg/L

Fehlen die Konzentrationsangaben für einzelne Gruppen, so sind die entsprechenden Elemente nicht signifikant für die jeweilige Gruppe. Es wird erkennbar, daß die Einteilung der Klassen im wesentlichen auf der Leitfähigkeit sowie den Konzentrationen an Chlorid und Strontium beruht.

5 MODELLIERUNG

Grundlage der Numerischen Modellierung ist die Erstellung eines konzeptionellen Modells (auch: Hydrogeologisches Modell), welches die Einflußgrößen und ihre Zusammenhänge in schematisierter Weise wiedergibt. Dazu zählen die Festlegung der hydrogeologischen Einheiten und ihrer Eigenschaften, der Zu- und Abstromverhältnisse, der Randbedingungen sowie der Diskretisierung.

5.1 Konzeptionelles Modell

5.1.1 Modellgeometrie

Ziel der Arbeit ist die Untersuchung der hydrogeologischen Verhältnisse im näheren Umfeld des Burgberges von Troia, der am Nordwestende der als Troia-Rücken bezeichneten Erhebung liegt. Dieser Ost-West-streichende Rücken ist der eigentliche Modellbereich (Abb.2). Im Verlauf der Modellierung soll geklärt werden, ob sich das Einzugsgebiet der Wässer in Troia auf diesen Bereich beschränkt oder eine größere Fläche zugrunde gelegt werden muß. Als obere Modellbegrenzung wirkt die Geländeoberfläche und die im Normalprofil mit D gekennzeichnete Sandsteinschicht bildet den unteren Abschluß. Die östliche Begrenzung entspricht etwa dem Verlauf der Gökçalı-Störung, welche die Conkbayırı-Formation von der Alçitepe-Formation trennt (Abschnitt 4.4.1). Da der Versatzbetrag und die Veränderung der stratigraphischen Abfolge nicht bekannt sind, bleibt das Modell auf den Bereich der Conkbayırı-Formation beschränkt.

Der Modellrand im Westen und Süden folgt dem Übergang des Troia-Rückens in die Ebene des Karamenderes. Im Norden verläuft die Grenze des Modellgebietes in der Dümrekebene am Fuß des Troia-Rückens. Die Eckpunkte des Gebietes entsprechen den UTM-Koordinaten 4425000 und 4419000 in Nord-Süd-Richtung und 434000 und 440500 in Ost-West-Richtung. Da die quartären Sedimente der Flußebenen nicht in das Modell einbezogen werden, beträgt die Größe des untersuchten Gebietes ca. 22 km².

5.1.2 Hydrogeologische Einheiten

Bei den anstehenden Gesteinen handelt es sich im wesentlichen um z.T. tonführende Sandsteine sowie Kalksteine mit wechselndem Ton- bzw. Schluffanteil. Abschnitt 4.1.1 enthält eine Beschreibung sowie ein Normalprofil der Schichtenfolge. In den Kalksteinen wurden weder hohe Porositäten noch Verkarstungserscheinungen beobachtet (BERGMANN 2003), so daß die Durchlässigkeit dieser Schichten als niedrig eingestuft wird. Nach MATTHESS & UBELL (1983) liegen Durchlässigkeitswerte in Karbonatgesteinen zwischen $< 10^{-8}$ und $> 10^{-2}$ m/s. Da von BERGMANN & LIPPMANN (2003) eine Klüftung der Gesteine beschrieben wird, werden für die Strömungsmodellierung k_f -Werte zwischen $5 \cdot 10^{-7}$ bis $5 \cdot 10^{-8}$ m/s verwendet.

Für die Sandsteine ermittelte k_f -Werte in der Größenordnung von 10^{-6} m/s bis 10^{-7} m/s charakterisieren diese Sedimente als Grundwassergeringleiter. Mit der angewandten Methode der k_f -Wert Berechnung nach BEYER können jedoch nur Werte der Gesteinsdurchlässigkeit ermittelt werden. Im Falle von teilweise verfestigten grobklastischen Sedimentgesteinen, wie sie im Modellgebiet anstehen, kann jedoch auch die Gebirgsdurchlässigkeit einen großen Einfluß auf die Wasserleitfähigkeit haben. Die Grundwasserströmung kann sowohl in Klüften als auch über den Porenraum erfolgen, wobei der Kluftleitfähigkeit im allgemeinen eine größere Bedeutung zukommt. Gesteine dieser Art werden als double-porosity Aquifere bezeichnet. In Sandsteinen wirksame Durchlässigkeiten hängen von Ausbildung und Eigenschaften der Klüftung, wie Kluftabstand und -weite, und der Porosität ab, die durch Kompaktion und Mineralabscheidungen während der Diagenese verringert wird. Durchlässigkeitsbeiwerte, die in Sandsteinen gemessen wurden, umfassen deshalb einen weiten Bereich von 10^{-9} bis 10^{-4} m/s (MATTHESS & UBELL 1983). Für die Annahme, daß die horizontale Grundwasserströmung im Modellgebiet vorrangig in den Sandsteinen erfolgt, spricht das Auftreten von Quellen in diesen Schichten bzw. an den Übergängen zwischen Sand- und Kalksteinen. In den Kalksteinen wird dagegen vermutlich nur ein geringer Anteil des Wassers transportiert. Da das Untersuchungsgebiet in einer tektonisch aktiven Region (u.a. YALTIRAK 2002.) liegt, ist eine durch die tektonische Beanspruchung entstandene Klüftung der Gesteine zu erwarten. BERGMANN & LIPPMANN (2003) weisen in den Sedimenten des Troia-Rückens eine NW-SE streichende Hauptklufttrichtung nach. Damit wird, ausgehend von der Annahme, daß die Gebirgsdurchlässigkeit größer als die ermittelte Gesteinsdurchlässigkeit ist, der k_f -Wert der Sandsteine auf $5 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-6}$ m/s erhöht. Für den tonigen Sandstein in der Mitte der Abfolge wird aufgrund seiner

Feinkörnigkeit eine etwas geringere Durchlässigkeit angenommen und ein k_f -Wert von $5 \cdot 10^{-6}$ bis $5 \cdot 10^{-7}$ m/s festgesetzt. Zur Feststellung der tatsächlich wirksamen Durchlässigkeit wird die Durchführung eines Pumpversuches empfohlen.

Aus diesen Daten ergibt sich für das Modell das Bild einer wechselnden Abfolge von Schichten mittlerer und geringer Durchlässigkeit. Über die nicht völlig impermeablen Kalk- und Tonkalksteine können hydraulische Verbindungen zwischen den Sandsteinen existieren, die sowohl die Versickerung von Oberflächenwasser in tiefere Schichten als auch einen in beide Richtungen wirksamen vertikalen Austausch von Grundwasser ermöglichen. An der Basis der Abfolge steht ein mächtiger Tonkalkstein an, der den unteren Abschluß des Modellgebietes bildet. Er wird vereinfachend als undurchlässig betrachtet und nicht in die Modellierung einbezogen. Die Wechsellagerung aus Sandsteinen, Kalksteinen und Tonsteinen am Top der Abfolge wird mit der darunter liegenden Sandsteinschicht (B) zu einer hydrogeologischen Einheit zusammengefaßt, deren Eigenschaften von den Sandsteinen bestimmt werden. Damit wird berücksichtigt, daß die oberen Schichten nicht im gesamten Modellgebiet anstehen und überwiegend geringe Mächtigkeiten aufweisen. Für diese Vereinfachung sprechen zudem die im folgenden dargelegten Argumente. Zahlreiche Schachtbrunnen, in denen der Wasserzutritt über die Sohle erfolgt, durchteufen die obere Schicht nicht, die folglich grundwasserführend ist. In den Quellen QET, QEE, QNT und in der Höhle KASKAL.KUR, die dem oberen Grundwasserleiter angehören, wurden hohe Nitratwerte von 189 bis 449 mg/L gemessen, die auf einen anthropogenen Einfluß zurückzuführen sind (WEBER 2003). Demzufolge erreichen versickernde Wässer von der Erdoberfläche den oberen Grundwasserleiter. Für die liegenden Sandsteinschichten werden aufgrund der Überdeckung mit schlecht durchlässigen Gesteinen gespannte Verhältnisse angenommen. Tabelle 7 enthält eine Zusammenfassung der hydrogeologischen Einheiten und ihrer Eigenschaften (Beschreibung vom Hangenden zum Liegenden).

Tab. 7: Lithologie und Durchlässigkeiten der hydrogeologischen Einheiten

Einheit	Lithologie	k_f -Wert in m/s
1	Sandstein	$5 \cdot 10^{-5} \dots 5 \cdot 10^{-6}$
2	Kalk-/Tonstein	$5 \cdot 10^{-7} \dots 5 \cdot 10^{-8}$
3	Sandstein, tonig	$5 \cdot 10^{-6} \dots 5 \cdot 10^{-7}$
4	Kalk-/Tonstein	$5 \cdot 10^{-7} \dots 5 \cdot 10^{-8}$
5	Sandstein	$5 \cdot 10^{-5} \dots 5 \cdot 10^{-6}$

Von BERGMANN (2003) werden innerhalb des Modellgebietes die Ost-West-streichende Troia-Störung und die NE-SW-streichende Çıplak-Störung beschrieben. Da der Versatz an beiden Störungen nur wenige Meter beträgt, kann ihr Einfluß auf die Strömungsverhältnisse als vernachlässigbar klein betrachtet und ein gleichmäßiger Schichtenverlauf angenommen werden. Für die geringe Bedeutung der Störungen in Bezug auf die hydrogeologischen Verhältnisse spricht auch, daß entlang des vermuteten Störungsverlaufs kein vermehrtes Auftreten von Quellen nachgewiesen werden konnte. Denkbar ist jedoch, daß Versickerung von Oberflächenwasser bevorzugt entlang der Störungen erfolgt.

5.1.3 Randbedingungen

Zufluß

Die Grundwasserneubildung im Modellgebiet liegt bei etwa 60 mm pro Jahr. Da die Infiltrationsbedingungen in den Sandsteine als wesentlich günstiger zu bewerten sind als in den Karbonaten und Tonsteinen, wird die Grundwasserneubildung nach den Ausstrichflächen der verschiedenen Gesteine differenziert. Für die Sandsteine wird mit einer Grundwasserneubildung von etwa 60 mm/a gerechnet, für die Kalksteine wird sie auf etwa 10 mm/a herabgesetzt.

Östlich des Modellgebietes steigt das Gelände an, so daß aus dieser Richtung theoretisch ein Zustrom von Grundwasser möglich ist. Die östliche Begrenzung zeichnet annähernd den Verlauf der Gökçalı-Störung nach, die als Grenze zwischen den Sedimenten der Conkbayırı- und der Alcıtepe-Formation betrachtet wird (BERGMANN 2003). Da sichere Erkenntnisse über die Veränderung des Schichtenverlaufs durch die Störung fehlen,

können keine Angaben zur Beeinflussung der Strömungsverhältnisse gemacht werden. Aus der Grundwasserbilanz (Abschnitt 4.4.3) ergibt sich, daß der Zufluß von Wasser durch die Grundwasserneubildung bereits deutlich höher als der Abfluß aus dem Gebiet ist. Zunächst wird deshalb von einem undurchlässigen Rand ausgegangen. Der Einfluß eines Grundwasserzustroms aus dem Osten soll untersucht werden, indem diese Modellgrenze sowohl als undurchlässig (*no flow-boundary*) als auch über die Festlegung von Festpotentialen (*constant head*) definiert wird.

Abstrom

Im Westen, Südwesten und Norden fällt das Gelände in Richtung der Flußebenen ab. Am steilen Nordhang streichen alle betrachteten Schichten aus, an den flacher einfallenden Rändern im Westen und Süden nur die hangende Sandstein- und Kalksteinschicht. Da das Modellgebiet eine morphologische Erhebung bildet, kann über diese Ränder nur ein Abstrom von Wasser erfolgen. Quellaustritte wurden nur an der Nordwestseite, am Ostrand sowie an mehreren Stellen innerhalb des Modellgebietes nachgewiesen. Für den südlichen, den westlichen und den nordöstlichen Rand wird deshalb zunächst vereinfachend angenommen, daß weder ein Zu- noch ein Abstrom existiert. Die entsprechende Randbedingung zweiter Art (*no flow-boundary*) ist in Visual MODFLOW für alle nicht definierten Ränder voreingestellt. Im Nordwesten wird für die Quellen QNT, QET und die Höhle KASKAL.KUR (QS2) über die Festlegung von Festpotentialen (Randbedingung 1. Art) ein ständiger Abstrom von Wasser aus dem Gebiet angenommen. Zunächst wird das in der Hangendschicht festgelegte Potential auf alle Schichten übertragen. Die gesamte Quellschüttung liegt bei nur etwa sechs Prozent der Grundwasserneubildungsmenge. Daraus läßt sich schlußfolgern, daß ein Teil des infiltrierten Oberflächenwassers über hydraulische Verbindungen zwischen den Grundwasserleitern in tiefere Schichten gelangt. Um den Wasseraustausch zwischen den Grundwasserleitern zu berücksichtigen, werden in den folgenden Berechnungen die Festpotentiale am Nordwestrand in den unteren Schichten niedriger gewählt. Zusätzlich können an den anderen Rändern Randbedingungen festgelegt werden, die den unterirdischen Abstrom in die quartären Sedimente simulieren.

Als Problem bei der Definition von Festpotentialen erweist sich das Fehlen längerer Meßreihen von Grundwasserständen. Als Grundlage der Randbedingungen müssen

einmalige Meßwerte der Flurabstände herangezogen werden, die nicht aus einer Stichtagsmessung stammen. Über mögliche Schwankungen des Grundwasserspiegels können somit keinerlei Angaben gemacht werden. Hinzu kommt, daß die Mehrzahl der Schacht- und Bohrbrunnen nicht an den Rändern, sondern innerhalb der Modellfläche liegt. Nur am östlichen Rand können gemessene Flurabstände zur Bestimmung der Festpotentiale herangezogen werden. Da alle untersuchten Brunnen in den oberen Schichten der Abfolge liegen, müssen Werte für die unteren Schichten aus den vorhandenen Daten abgeleitet werden. Innerhalb des Modellgebietes liegende Quellen werden durch Förderbrunnen simuliert, deren Filterstrecke der Mächtigkeit der Schicht entspricht, aus der die Quellen austreten. Die Quellschüttung wird als Förderrate eingegeben.

5.1.4 Stationäre Modellierung

Die Strömungsverhältnisse des Modellgebietes werden für einen längeren Beobachtungszeitraum als quasistationär betrachtet, d.h. es wird angenommen, daß die Summe der Zuflüsse der Summe der Abflüsse entspricht. Gemessene Potentiale bleiben damit über den Beobachtungszeitraum konstant. Tatsächlich erfolgt die Grundwasserneubildung überwiegend im Winterhalbjahr. Im Abschnitt 4.4.2 wird erläutert, daß die geringen Grundwasserfließgeschwindigkeiten zu einem Ausgleich der unregelmäßigen Niederschlagsverteilung führen und damit wahrscheinlich zu einer gleichmäßigen Quellschüttung im gesamten Jahr. Bleiben die Quellschüttungen im ganzen Jahr konstant, so verändert sich der Inhalt des Grundwasserspeichers und es herrschen instationäre Verhältnisse. In den niederschlagsarmen Sommermonaten erfolgt demnach eine Zehrung des Grundwasserreservoirs, in den Wintermonaten dagegen eine Speisung. Ein zusätzlicher Grundwasserzustrom in das Modellgebiet wird nicht angenommen. Anthropogene Einflüsse auf den Grundwasserhaushalt werden als vernachlässigbar klein angesehen. Bei Untersuchung eines längeren Zeitraumes gleichen sich die genannten Prozesse aus und Zu- und Abfluß sind im Gleichgewicht. Zur Überprüfung dieser Annahme werden regelmäßige Messungen der Grundwasserstände und der Quellschüttungen über einen längeren Zeitraum empfohlen.

5.2 Numerisches Strömungsmodell

5.2.1 Grundlagen Strömungsmodellierung

Das Strömungsverhalten von Wasser kann mit Hilfe von Fließgesetzen beschrieben werden. Für laminare Strömungen in porösen Medien gilt das Darcy-Gesetz:

$$Q = v_f \cdot A = k_f \cdot \Delta h / \Delta L \cdot A \quad (9)$$

Q:	Grundwasserdurchfluß	Δh :	Differenz der Standrohrspiegelhöhen
A:	durchströmter Querschnitt		über eine Länge ΔL
v_f :	Filtergeschwindigkeit	ΔL :	Länge des Volumelements in
k_f :	Durchlässigkeit		Fließrichtung

Für ein betrachtetes Volumelement muß die Kontinuitätsbedingung (Gleichung 10) erfüllt sein, d.h. die Differenz aller Ab- und Zuflüsse muß der Masseninhaltsänderung entsprechen.

$$\sum Q_i = S_s \cdot \Delta h / \Delta t \cdot \Delta V \quad (10)$$

mit:	Q_i :	Zuflußmenge in die Zelle
	S_s :	spezifischer Speicherkoeffizient
	Δh :	Änderung des Wasserstandes
	Δt :	Zeitintervall
	ΔV :	Volumen der Zelle

Aus diesen Gesetzen lassen sich Differentialgleichungen zur Beschreibung der Grundwasserbewegung ableiten. Für einen inhomogenen Porengrundwasserleiter ergibt sich unter Berücksichtigung von Quellen und Senken Gleichung 11.

$$\text{div}(k_f \text{grad} h) = S_s \delta h / \delta t \pm q(x, y, z, t) \quad (11)$$

Unter stationären Verhältnissen gilt für einen homogenen isotropen Betrachtungsraum ohne Quellen und Senken die Laplace-Gleichung:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (12)$$

Zur Lösung dieser Differentialgleichungen müssen Rand- und Anfangsbedingungen definiert werden. Randbedingungen beschreiben die Zu- und Abstromverhältnisse an den Rändern des Systems. In Tab. 8 sind die verschiedenen Arten dargestellt.

Tab. 8: Randbedingungen

Bezeichnung	Beschreibung	Beispiel
1. Art/ Dirichlet	Potentialrand	<ul style="list-style-type: none"> Grenzflächen zwischen gut und schlecht durchlässigen Schichten bei Betrachtung der schlecht durchlässigen Schicht Sohlflächen von Seen
2. Art/ Neumann	Zu-/Abstrom	<ul style="list-style-type: none"> Grenzflächen zwischen gut und schwach durchlässigen Schichten bei Betrachtung der gut durchlässigen Schicht Grenzflächen mit bekannten Zusickerungen
3. Art/ Cauchy	halbdurchlässiger Rand	<ul style="list-style-type: none"> kolmatierte Sohlschichten von Oberflächen-gewässern

(nach LEGE et al. 1996 und BUSCH & LUCKNER 1973)

Anfangsbedingungen werden nur bei instationärer Betrachtung festgelegt und beschreiben z. B. die Potentialfunktion zu Beginn des Untersuchungszeitraumes. Zur Lösung der Differentialgleichungen können analytische oder numerische Verfahren herangezogen werden. Zu letzteren zählen z. B. die Finite-Elemente-Methode und die Finite-Differenzen-Methode.

Grundlage der numerischen Verfahren ist die Zerlegung des Modellgebietes in endliche Elemente (Diskretisierung). An den Verknüpfungsstellen der Elemente gelten die Bilanzgleichungen, die das zu lösende Gleichungssystem bilden. Zur Lösung mittels des Finite-Differenzen-Verfahrens werden die Differentialgleichungen in Differenzengleichungen umgeformt. Als Ergebnis der Berechnungen liegen Standrohrspiegelhöhe h für diskrete Punkte vor. In einem blockzentrierten Ansatz, wie ihn MODFLOW verwendet, liegen die Knotenpunkte, an denen die gesuchte Variable berechnet wird im Zentrum der Zellen. Die Parameter werden als konstant für die gesamte Zelle betrachtet, an den Zellrändern erfolgen Zu- und Abstrom.

Zur numerischen Modellierung wurde das Programm Visual MODFLOW verwendet. Zu MODFLOW, vom U.S. Geological Survey (McDonald & Harbaugh 1988) entwickelt, wird von der Fa. Waterloo Hydrogeologic, Inc eine graphische Benutzeroberfläche (Visual MODFLOW) angeboten. Das Programm ermöglicht die Simulation der gesättigten und ungesättigten dreidimensionalen Grundwasserströmung auf Grundlage der Finite-Differenzen-Methode. Die Anwendung ist für den Gültigkeitsbereich des Darcy-Gesetzes möglich, d.h. es ist besonders zur Modellierung laminarer Strömungen in Porengrundwasserleitern geeignet. Es kann jedoch auch zur Untersuchung von Kluft- und double-porosity-Aquiferen eingesetzt werden, wenn die Betrachtung im regionalen Maßstab erfolgt. MODFLOW kann sowohl für stationäre als auch für instationäre Prozesse in gespannten und ungespannten Grundwasserleitern verwendet werden (HEINZER et al. 1996).

5.2.2 Umsetzung des konzeptionellen Modells

Mit dem numerischen Modell sollen vorrangig die im Konzeptionellen Modell getroffenen Annahmen überprüft werden. Es soll als Grundlage für weiterführende Untersuchungen dienen und unter Einbeziehung zusätzlicher Daten verbessert werden. Das Modell wurde in Visual MODFLOW als Gitter aus 65 Spalten und 60 Zeilen angelegt und ist aus 5 Schichten aufgebaut. Es besteht aus 19500 Zellen, die in x- und in y-Richtung eine Länge von jeweils 100 m besitzen. Im Fall eines 2,5 d-Ansatzes (layer conception), wie er in der vorliegenden Arbeit gewählt wurde, entspricht jede Schicht des Modells einer hydrogeologischen Einheit. Entsprechend richtet sich die Form des Gitters in z-Richtung nach der Schichtgeometrie, die Ausdehnung der Zellen in vertikaler Richtung hängt somit von der Mächtigkeit der jeweiligen Schicht ab.

Als obere Modellbegrenzung wurde das mit dem Programm SURFER erstellte digitale Modell der Geländeoberfläche importiert. Höhen der Schichtunterkanten wurden aus den Profilschnitten und der geologischen Karte (BERGMANN 2003 und BERGMANN & LIPPMANN 2003) entnommen. Aus diesen Daten in SURFER erstellte digitale Modelle wurden als Begrenzungen der layer verwendet. In ArcView erstellte shape-Dateien, welche die Grenzen des Modellgebietes und die Lage der Ortschaften darstellen, wurden zur Orientierung eingefügt. Außerhalb des Modellgebietes liegende Zellen in den Flußebenen wurden als inaktiv markiert und haben damit keinen Einfluß auf die Strömungsverhältnisse. Um die Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von den an der Oberfläche austreichenden Gesteinen festzulegen, wurde die geologische Karte des Troia-Rückens als shape-Datei importiert (Tab. 8)

Tab. 9: Grundwasserneubildung, differenziert nach Lithologie

Lithologie	GWN (mm/a)	Fläche (km ²)
Kalkstein/Tonstein	10	14
Sandstein	60	8

Für die hydrogeologische Einheit 1 (Tab. 7) wird zunächst ein k_f -Wert von $5 \cdot 10^{-5}$ m/s, eine Porosität (n) von 0,3 und eine effektive Porosität (n_{eff}) von 0,1 festgelegt. Der Speicherkoeffizient beträgt 0,1, entsprechend der effektiven Porosität, da es sich um freies Grundwasser handelt (LEGE et al.1996). In der hydrogeologischen Einheit 5, die eine ähnliche Ausbildung wie Einheit 1 aufweist, stimmen k_f -Wert, n und n_{eff} mit denen der

ersten Einheit überein, während der Speicherkoeffizient S $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ beträgt, da es sich um einen gespannten Grundwasserleiter handelt. Dem mittleren Grundwasserleiter (hydrogeologische Einheit 3), einem tonigen Sandstein, wurden ein k_f -Wert von $5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ und eine effektive Porosität von 0,05 zugewiesen, die übrigen Parameter entsprechen Einheit 5. Für die hydrogeologischen Einheiten 2 und 4 (tonig-schluffige Karbonate) liegen die k_f -Werte bei $5 \cdot 10^{-7}$, n bei 0,1, n_{eff} bei 0,05 und S bei $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$.

Als Randbedingungen wurden zunächst Festpotentiale für die Quellen QNT, QET und die Höhle KASKAL.KUR am nordwestlichen Modellrand verwendet und auf alle Schichten übertragen. Auf diese Weise wird ein ständiger Abstrom von Wasser angenommen. Für alle anderen Grenzen wurden keine Randbedingungen definiert, somit werden sie als undurchlässig betrachtet (no-flow-boundary).

Innerhalb des Modellgebietes liegende Quellen wurden durch Förderbrunnen simuliert (Tab. 10/Abb. 11).

Tab. 10: Schüttung (Q) der Quellen im Modellgebiet

Quelle	BAF	BAH	BAI	BDO	BDQ	BDS	QEG	QPT
Q (m ³ /d)	7,2	2,6	1,2	2,1	5,8	24,0	2,6	11,5

Die Berechnung der Strömungsverhältnisse erfolgte mit dem WHS-Solver mit den folgenden voreingestellten Parametern:

Maximum outer iterations:	50
Maximum inner iterations:	25
Head change criterion:	0,01
Residual criterion:	0,01
Damping factor:	1
Relative residual criterion:	0
Factorization level:	0

Über den Vergleich von berechneten und gemessenen Potentialen erfolgt eine Kalibrierung des Modells. Dazu wurden die Schachtbrunnen mit bekannten Grundwasserständen als Grundwassermeßstellen eingerichtet (Abb.11).

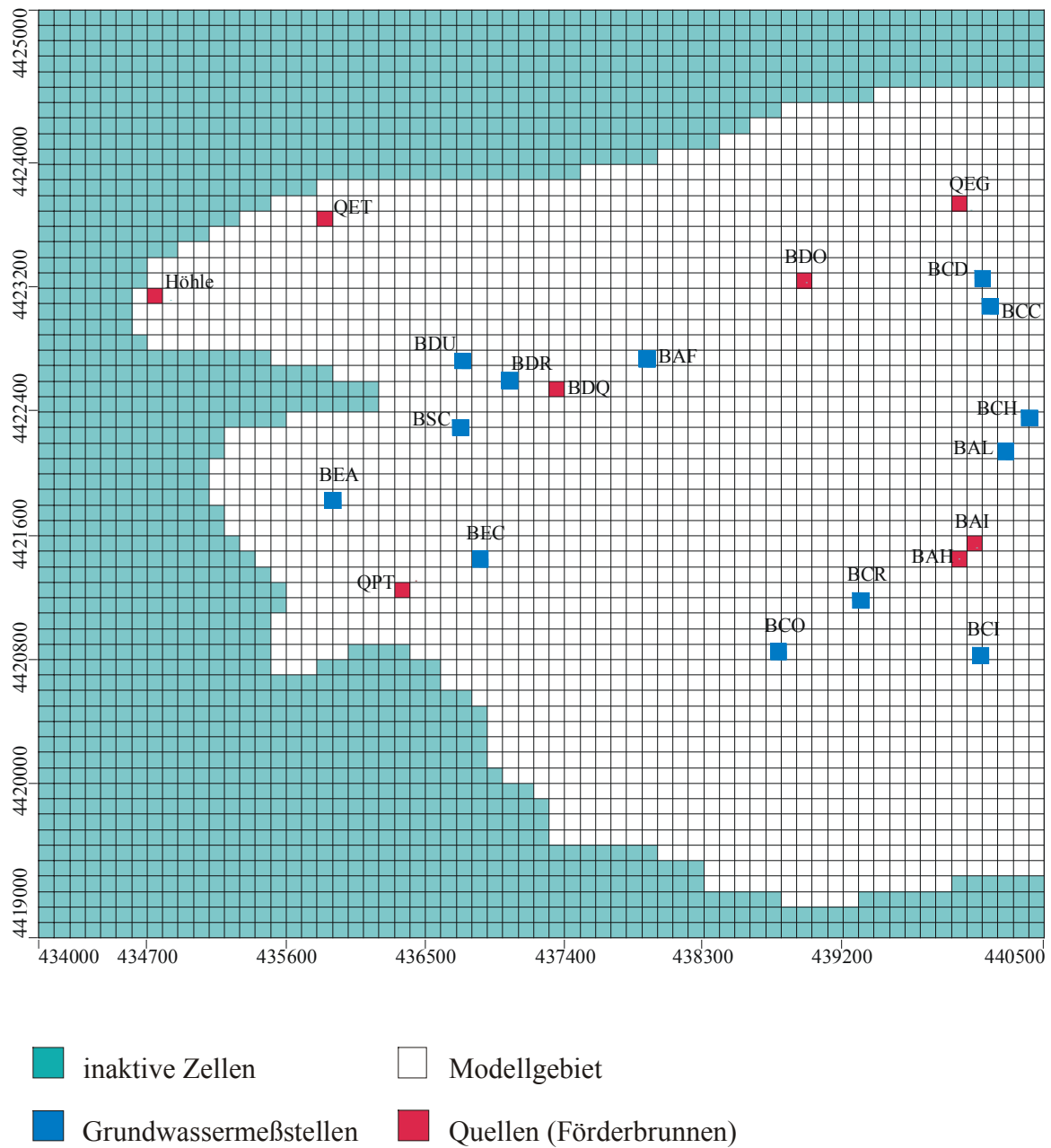


Abb. 11: Modellgebiet mit Grundwassermeßstellen und als Förderbrunnen simulierten Quellen

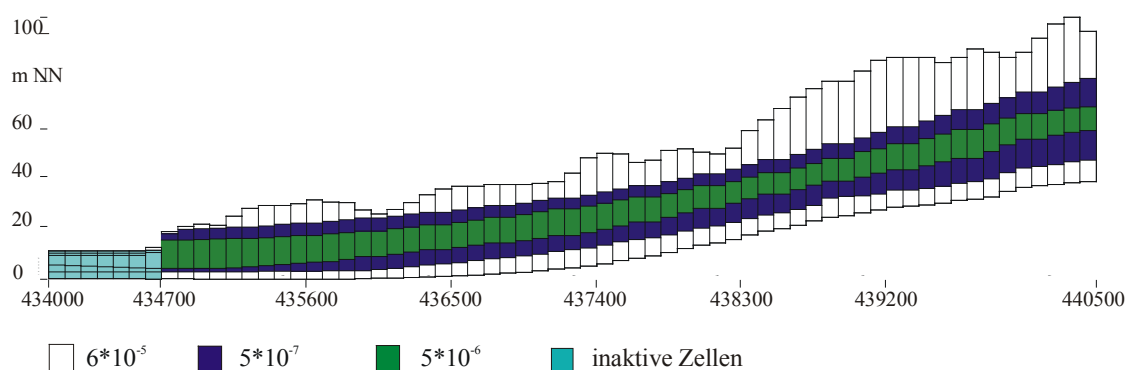


Abb. 12: E-W-Schnitt durch das Modellgebiet mit Angabe der Durchlässigkeitsbeiwerte
(in m/s)

5.2.3 Ergebnis der Berechnungen

Abb. 14 zeigt die berechneten Grundwassergleichen für den oberen Grundwasserleiter (hydrogeologische Einheit 1).

Beim Vergleich der beobachteten und berechneten Grundwasserstände zeigt sehr große Abweichungen, wobei die berechneten Potentiale meist zu hoch sind. (Tab. 11 und Abb. 13). Der berechnete Fehler liegt bei etwa 55 %.

Tab. 11: Differenzen der gemessenen und berechneten Grundwasserstände in den
Grundwassermeßstellen

Brunnen	Rechtswert	Hochwert	Wasserstand,	Wasserstand,	Differenz
			gemessen	berechnet	
BAF	437940	4422741	38,8	68,9	30,1
BAL	440263	4422142	81,0	73,9	-7,1
BCH	440411	4422357	80,0	73,9	-6,1
BCI	440098	4420826	29,7	74,5	44,8
BCO	438789	4420847	38,8	72,9	34,1
BCR	439325	4421177	63,8	73,5	9,7
BDR	437048	4422598	25,0	66,5	41,5
BDU	436746	4422718	21,9	62,7	40,8
BEA	435913	4421821	27,2	68,4	41,2
BEC	436856	4421441	32,9	69,1	36,2
BSC	436732	4422289	32,9	67,7	34,8

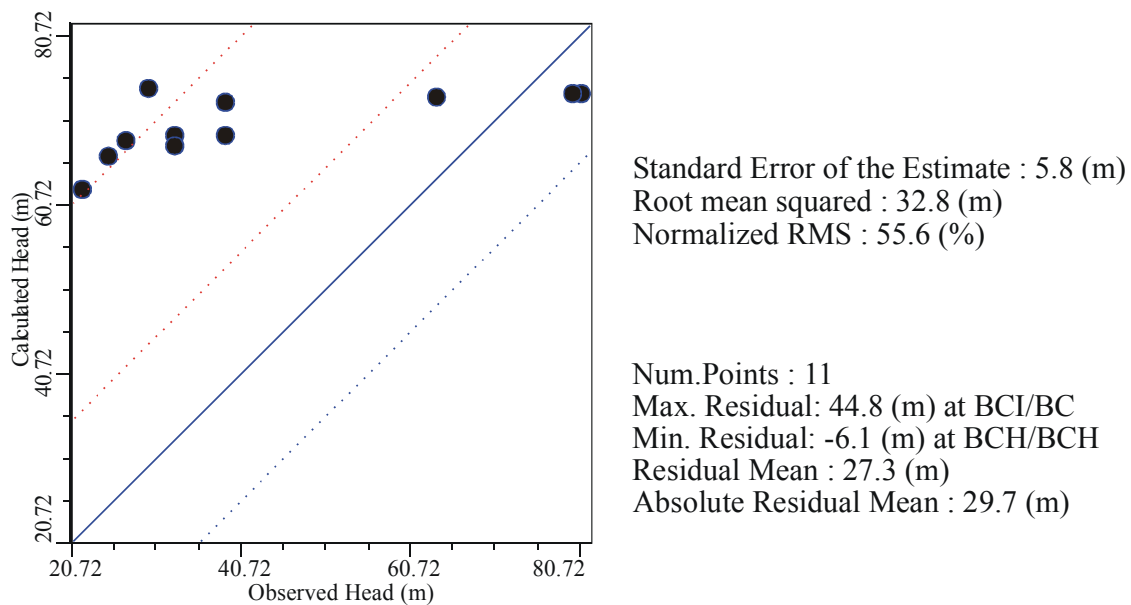


Abb. 13: Diagramm der berechneten und gemessenen Grundwasserstände mit Angabe der statistischen Kennwerte

Gleichzeitig fielen die Zellen des obersten layers in der nordöstlichen Ecke des Modells trocken. Da in dieser Zone Wasseraustritte aus oberen Schichten beobachtet wurden (z.B. QEG) entspricht das berechnete Potential nicht der Realität. In diesem Bereich wurde wegen der geringen Ausstrichfläche der Sandsteine eine sehr niedrige Grundwasserneubildung angenommen, die eventuell unter der tatsächlich vorhandenen liegt. Eine andere mögliche Ursache ist, daß ein Zustrom von Grundwasser über die Gökçalı-Störung existiert, der im Modell ausgeschlossen wird. Der Fehler konnte auch durch Erhöhungen des k_f -Wertes bzw. Verringerung der Grundwasserneubildung nicht wesentlich verringert werden. Aus Zeitgründen konnte die Kalibrierung des Modells nicht abgeschlossen werden.

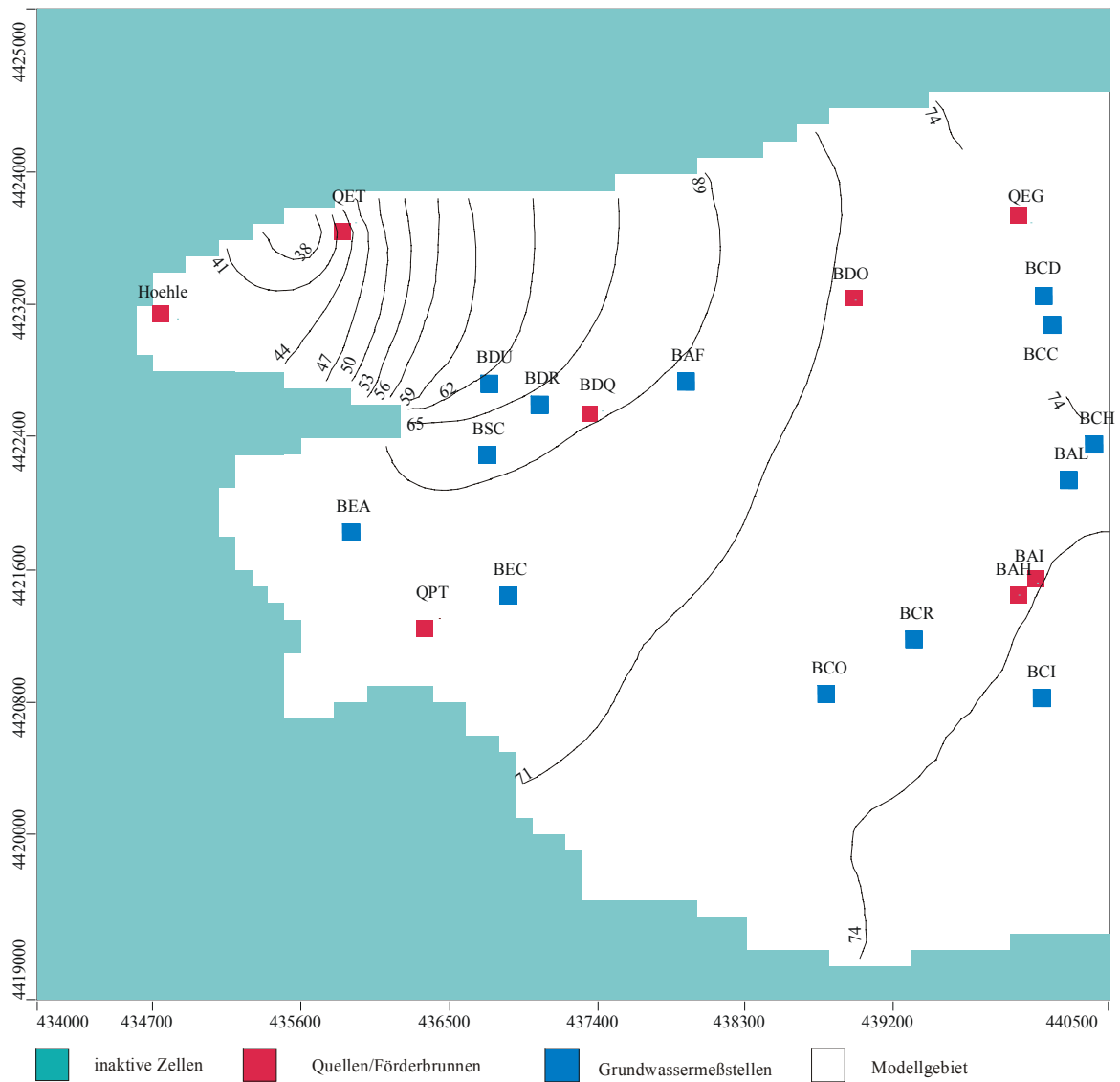


Abb. 14: Darstellung der mit MODFLOW berechneten Isohypsen für den oberen Grundwasserleiter

6 AUSWERTUNG

6.1 Ergebnisse und Diskussion

Ziel der Arbeit war die Erstellung eines hydrogeologischen Modells der Grundwasserströmungsverhältnisse in der näheren Umgebung Troias und die Untersuchung der Herkunft der dort vorhandenen Wässer.

Aus den topographischen und geologischen Verhältnissen kann darauf geschlossen werden, daß der Troia-Rücken das Einzugsgebiet der untersuchten Wässer bildet. Diese Annahme wird durch die Bilanzierung des Grundwasserhaushaltes und die Ergebnisse der hydrochemischen Analysen bestätigt. Die Speisung des Grundwassers erfolgt über den Niederschlag und findet vorwiegend in den Monaten Oktober bis Mai statt, in denen 80 bis 90 % der Jahresniederschläge fallen. Der jährliche Niederschlag liegt bei etwa 680 mm, die reale Evapotranspiration bei ca. 540 mm/a und der Oberflächenabfluß bei ca. 70 mm/a. Aus der Differenz dieser Größen ergibt sich für die Grundwasserneubildung ein Wert von ca. 60 mm/a. Es ist möglich, daß der Anteil des Direktabflusses zeitweise wesentlich höher liegt, da die Niederschläge z.T. als Starkregen fallen. In diesem Fall liegt die tatsächliche Grundwasserneubildung unter dem berechneten Wert. Im Einzugsbereich wird die Grundwasserneubildung zusätzlich nach den an der Oberfläche anstehenden Gesteinen differenziert. Für die schlecht durchlässigen Kalk- und Tonsteine wird sie auf 10 mm/a reduziert, während für die Sandsteine der berechnete Wert von 60 mm/a übernommen wird.

Ein Teil des infiltrierten Niederschlages fließt im oberen Grundwasserleiter, der die Sandsteinschichten A und B umfaßt und tritt innerhalb des Modellgebietes in Form von Quellen wieder an die Oberfläche. Diese Wässer gehören nach den hydrochemischen Parametern überwiegend den Gruppen 1b und 2 an, die durch Leitfähigkeiten zwischen 1,1 und 1,9 mS/cm bzw. 1,9 und 3,0 mS/cm sowie mittlere bis hohe Chlorid-, Natrium- und Strontiumgehalte gekennzeichnet ist (WEBER 2003). In diesen Proben wurden z.T. sehr hohe Nitratgehalte nachgewiesen, die auf die Versickerung von anthropogen beeinflusstem Oberflächenwasser zurückgeführt werden.

Teile des Niederschlagswassers gelangen über hydraulische Kontakte in die tieferen Grundwasserleiter, die von den Sandsteinen C und D gebildet werden. Diese Wässer treten im Modellgebiet nur am Nordhang des Troia-Rückens aus. Als wesentliche Entlastungsgebiete dieser Schichten werden jedoch die quartären Sedimente der

Flußebenen angesehen, mit denen sich die tertiären Ablagerungen an den Rändern des Rückens verzahnen. Die Wässer der unteren Schichten werden der Gruppe 2 zugeordnet, die sich durch eine höhere Mineralisation, insbesondere hohe Konzentrationen an Chlorid, Natrium, Magnesium, Silikat und Strontium von der ersten Gruppe unterscheidet (WEBER 2003). Als Ursache der stärkeren Mineralisation gelten Lösungsvorgänge in den durchströmten Gesteinen.

In der Grundwasserbilanz kann nur ein geringer Teil (etwa 6 %) der Grundwasserneubildung in den Quellschüttungen nachgewiesen werden. Aus diesem Grund müssen weitere Prozesse in Betracht gezogen werden, die zu einer Grundwasserzehrung beitragen. Ein Teil des Sickerwassers bzw. des Grundwassers aus den hangenden Schichten gelangt vermutlich in tiefere Grundwasserleiter. Es ist nicht auszuschließen, daß sich dieser Vorgang bis in Schichten fortsetzt, die unterhalb der aufgeschlossenen Abfolge liegen. Hydraulische Verbindungen können einerseits über die Kalksteine/Tonsteine bestehen, denen k_f -Werte im Bereich von 10^{-7} bis 10^{-8} m/s und damit sehr geringe Durchlässigkeiten zugeordnet werden. Zum anderen stellen die Störungen innerhalb des Modellgebietes potentielle Wasserwegsamkeiten dar.

Der überwiegende Teil des in den tieferen Schichten fließenden Wassers tritt nicht innerhalb des Modellgebietes an die Oberfläche. An den Rändern des Troia-Rückens verzahnen sich die tertiären Sedimente mit Ablagerungen der Quartärebenen. Mit k_f -Werten um 10^{-4} bis 10^{-6} m/s wirken die fluviatilen Sedimente als Grundwasserleiter. Aus den Sedimenten des Troia-Rückens zufließende Wässer treten somit in den Ebenen aus oder gelangen an den nahegelegenen Küsten ins Meer. In den Flußebenen erfolgt die Grundwasserzehrung vorrangig durch die zahlreichen Brunnen, die zur Bewässerung dienen.

Weitere Prozesse, die zur Erklärung der hohen Differenz zwischen Grundwasserneubildung und Abstrom herangezogen werden können, sind die Verdunstung von Grundwasser, die angesichts geringer Flurabstände (<3 m) und hoher Lufttemperaturen in den Sommermonaten denkbar ist, sowie eine Entnahme von Grundwasser in Brunnen, wobei dem letztgenannten Prozeß nur eine geringe Bedeutung beigemessen wird.

Messungen der Quellschüttungen und der Flurabstände erfolgten nur im Zeitraum Juli und August 2002. Über einen längeren Zeitraum liegen nur Daten aus der Quellschüttung vor, aus denen jedoch nicht direkt auf das Abflußverhalten im Modellgebiet geschlossen werden

kann, da eine Speicherwirkung der Höhle nicht auszuschließen ist. Für das Modellgebiet sind ganzjährig gleichmäßige Schüttungsmengen wahrscheinlich, da Unterschiede in der Niederschlagsverteilung durch die sehr geringen Fließgeschwindigkeiten von einigen Zentimetern bis zu wenigen Metern im Jahr ausgeglichen werden. Da jedoch die Speisung des Grundwasservorrats ausschließlich über den Niederschlag und damit nur in den Wintermonaten erfolgt, ändert sich im Jahresverlauf die Menge des gespeicherten Grundwassers, d.h. die Strömungsbedingungen im Gebiet sind instationär. Bei Betrachtung eines langjährigen Zeitraumes kann jedoch von einem Gleichgewicht von Zu- und Abflüssen ausgegangen werden.

Ein zusätzlicher Grundwasserzustrom in das Modellgebiet aus den Sedimenten östlich der Gökçalı-Störung ist der Grundwasserbilanz zufolge unwahrscheinlich, da er das Ungleichgewicht zwischen Zu- und Abfluß verstärken würde, kann jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden. Im numerischen Modell wurde die östliche Berandung dennoch stets als undurchlässig betrachtet.

Zur Überprüfung der im Konzeptionellen Modell getroffenen Annahmen wurde ein numerisches Strömungsmodell mit dem Programm Visual MODFLOW erstellt. Eine zufriedenstellende Kalibrierung des Strömungsmodells konnte nicht erreicht werden, die im Modell berechneten Wasserstände liegen z.T. weit über den im Gelände beobachteten. Mögliche Ursachen sollen im folgenden kurz dargelegt werden. Wesentlichen Einfluß auf die Potentialhöhen haben die Durchlässigkeitsbeiwerte und die Grundwasserneubildung. Für die Sedimentgesteine wurden aus Kornverteilungsanalysen k_f -Werte bestimmt, die nur die Gesteinsdurchlässigkeit wiedergeben. Von der Annahme ausgehend, daß die Gebirgsdurchlässigkeit einen großen Einfluß auf die Wasserleitfähigkeit hat, wurden zur Modellierung Durchlässigkeitsbeiwerte verwendet, die über den von BERGMANN (2003) ermittelten liegen. Zur Überprüfung der Berechnungen konnten nur Grundwasserstände jeweils einer Messung benutzt werden. Eine Stichtagsmessung konnte aus zeitlichen Gründen nicht durchgeführt werden. Das Strömungsmodell kann wegen der mangelhaften Datenlage nur zur qualitativen Überprüfung des hydrogeologischen Modells herangezogen werden. Es zeigt sich eine generelle Übereinstimmung in der Richtung der Grundwasserbewegung.

Aus der Grundwasserbilanz ergibt sich, daß das Einzugsgebiet der Düdenquelle nicht im Bereich des Troia-Rückens liegt, da ihre Schüttungsmenge (20 L/s) größer als die Grundwasserneubildung im Modellgebiet ist (16 L/s). Dies steht in Übereinstimmung mit

den Ergebnissen der hydrochemischen Untersuchungen. Unterschiede lassen sich besonders deutlich an der elektrischen Leitfähigkeit und den Nitratgehalten erkennen, die in der Düdenquelle deutlich geringer sind als in den Wässern des Troia-Rückens.

Alle Ortschaften im Modellgebiet beziehen ihr Trinkwasser aus Bohrungen, die in den Flußebenen angelegt wurden (BLUME & WEBER 2003). Aus den Quellen und Schachtbrunnen, die im Bereich des Troia-Rückens liegen, wird überwiegend Wasser zum Trinken gewonnen, vereinzelt wurde jedoch eine Nutzung als Trinkwasser beobachtet. Die Wasserversorgung der Ortschaften ist somit weitgehend unabhängig von den Grundwasserverhältnissen des Troia-Rückens und hat umgekehrt wenig Einfluß auf diese. Eine kontinuierliche Wasserförderung wurde nur an den Bohrbrunnen BDZ und BEB bei Çiplak beobachtet. Da sie zur Bewässerung der Felder angelegt wurden, ist es wahrscheinlich, daß sie nur in den Sommermonaten eingesetzt werden, da eine zusätzliche Bewässerung in den niederschlagsreichen Monaten Oktober bis Mai nicht notwendig ist. Der anthropogene Einfluß auf den Grundwasserhaushalt im Modellgebiet kann somit als gering angesehen werden und eine künstliche Absenkung des Grundwasserspiegels ist wenig wahrscheinlich. Stärkeren Einfluß hat die landwirtschaftliche Tätigkeit jedoch auf die Grundwasserbeschaffenheit, was sich beispielsweise an den z.T. sehr hohen Nitrat-, Sulfat- und Phosphatgehalten zeigt. An der Meßstelle QNT wurde mit 449 mg/L die höchste Nitratkonzentration im Untersuchungsgebiet gemessen (WEBER 2003).

Weder die Grundwasserbilanz noch das numerische Modell liefern Hinweise darauf, warum die Brunnen im Ausgrabungsgelände in Troia–zumindest zum Zeitpunkt der Geländearbeiten–kein Wasser führten. Aus den vorhandenen Daten lassen sich keine Ursachen für das Trockenfallen ableiten. Möglich ist eine Kolmation der Sohlflächen der Schachtbrunnen, die den Zutritt von Grundwasser in die Brunnen verhindert.

6.2 Ausblick

Um genauere Informationen über die hydrogeologischen Verhältnisse zu erhalten und damit eine bessere Anpassung des hydrogeologischen Modells an die realen Bedingungen zu erreichen, sind weitere Untersuchungen notwendig. Zur Untersuchung der Durchlässigkeiten wird die Durchführung eines Pumpversuches vorgeschlagen. Ein geeigneter Standort wäre z.B. der Brunnen BCR. Zur Messung der Absenkung könnten die Brunnen BCN und BCP benutzt werden. Eine mögliche Veränderung in der Intensität der Quellschüttung kann anhand von regelmäßigen Messungen der Abflüsse beispielsweise an den Quellen QET und QPT überprüft werden, die jedoch schwierig zu realisieren sind. Die Durchführung einer Stichtagsmessung der Grundwasserstände wird empfohlen. Nach Möglichkeit sollte eine Grundwassermeßstelle zur kontinuierlichen Messung des Grundwasserstandes eingerichtet werden.

7 VERZEICHNISSE

7.1 Literaturverzeichnis

ANONYM (a) (2003): www.maschreq.de/content/laenderlexikon/tuerkei/karte.shtml letzter Zugriff: 20.07.03

BERGMANN, K. (2003): Geologische Verhältnisse der Neogenen Sedimente zwischen Troia und Gökçalı/Türkei. unveröffentlichte Diplom-Arbeit, TU Bergakademie Freiberg

BERGMANN, K./LIPPMANN, P. (2003): Geologische Kartierung des Troia-Rückens im Maßstab 1:10000. unveröffentlichte Diplom-Kartierung, TU Bergakademie Freiberg

BLUME, C., WEBER, C. (2003): Hydrogeologische Kartierung im Historischen Nationalpark Troia. unveröffentlichte Diplommkartierung, TU Bergakademie Freiberg

BIRKLE, P. (1998): Herkunft und Umweltauswirkungen der Geothermalwässer von Los Azufres, Mexico. Wissenschaftliche Mitteilungen, Institut für Geologie; TU Bergakademie Freiberg

BRANDAU, B. (1997): Troia – Eine Stadt und ihr Mythos. – Die neuesten Entdeckungen; Gustav Lübbe Verlag GmbH

BUSCH, K.-F./LUCKNER, L. (1973): Geohydraulik. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie

DUNGER (2001): Hydrologie für Geologen/Paläontologen. Vorlesungsskript; TU Bergakademie Freiberg

FH-DGG/Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Geologischen Gesellschaft/Arbeitskreis „Hydrogeologische Modelle und Grundwassermanagement“ (Hrsg.) (2002): Hydrogeologische Modelle – Ein Leitfaden mit Fallbeispielen. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Heft 24, Hannover

GÖBEL, J./SATIR, M./KADEREIT, A./WAGNER, G. A./KAYAN, İ. (2003): Stratigraphy, Geochemistry and Geochronometry of Sedimentary Archives Around Hisarlık Hill. – a Pilot Study; In: Wagner, G. A./Pernicka, E./Uerpmann, H.-P. (Hrsg.): Troia and the Troad, Springer

HEINZER, T./HANSEN, D.T./GREER, W./SEBHAT, M. (1996): Development of a Graphical User Interface in GIS Raster Format for the Finite Difference Ground-Water Model Code MODFLOW. In: Ritchey, J.D./ Rumbaugh, J.O. (Hrsg.): Subsurface Fluid-Flow (Ground-Water and Vadose Zone) Modeling. ASTM special technical publication 1288

HOARE, R. (2002): <http://www.worldclimate.com/cgi-bin/grid.pl?gr=N40E026>. © Copyright 1996-2002 Buttle and Tuttle Ltd, letzter Zugriff: 18.07.2003

HÖHFELD, V. (2001): Die Landschaft Homers heute, Naturraum und Landschaftsressourcen in einer Abwanderungsregion. in: Troia – Traum und Wirklichkeit. (Hrsg: Archäologisches Landesamt Baden-Württemberg et al.) Begleitband zur Ausstellung „Troia – Traum und Wirklichkeit“; Konrad Theiss Verlag GmbH Stuttgart, S. 300ff

HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie. Enke

HÜTTEROTH, W.-D./HÖHFELD, V. (2002): Türkei. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt

KAYAN, İ. (2000): The Water Supply of Troia. In: Studia Troica 10, von Zabern, Mainz

KAYAN, İ. (1997): Geomorphological Evolution of the Çıplak Valley and Archaeological Material in the Alluvial Sediments to the South of the Lower City of Troia. In: Studia Troica 7, p. 489 – 507; von Zabern, Mainz

KORFMANN, M. (1999): Troia-Ausgrabungen 1998; Unterstadt, Quelhöhle und Umgebung. In: Studia Troica 9; von Zabern, Mainz

KORFMANN, M. (2001): Der prähistorische Siedlungshügel Hisarlık In: Troia – Traum und Wirklichkeit (Hrsg.: Archäologisches Landesamt Baden-Württemberg et al.), Begleitband zur Ausstellung „Troia – Traum und Wirklichkeit“; Theiss, S. 347 ff.

KRAFT, J. C./KAYAN, I./EROL, O. (1980): Geomorphic Reconstructions in the Environs of Ancient Troy; Science Vol. 209, pp. 776-782, Washington, 1980

MATTHESS, G./UBELL, K. (1983): Lehrbuch der Hydrogeologie Band1: Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt; Gebrüder Borntraeger

LEGE, T./KOLDITZ, O./ZIELKE, W. (1996): Strömungs- und Transportmodellierung. In: BGR (Hrsg.): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten Band 2. Springer

NOBREGA, R. (1998): In: <http://arcscrippts.esri.com/details.asp?dbid=10997>; letzter Zugriff: 18.07.2003

NCDC (2003): <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>

OKAY, A. I./SIYAKO, M./BÜRKAN, K. A. (1991): Geology and tectonic evolution of the Biga peninsula, Northwest Turkey; Bull. Tech. Univ. Istanbul, Vol. 44, pp. 191-256

SCHENK, V. (1994): Bewertung und Auswertung hydrochemischer Grundwasseruntersuchungen – Bedeutung von natürlichen Unterschieden und Fehlern für die Beurteilung von Beschaffenheitsdaten. In: Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK) (Hrsg.): DVWK-Materialien 1/1994

YALTIRAK, C./ALPAR, B./SAKINÇ, M./YÜCE, H. (2000): Origin of the Strait of Canakkale (Dardanelles): Regional Tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion; Marine Geology 164, p. 139-156; Elsevier

YALTIRAK, C./ALPAR, B. (2002): Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros; Marine Geology 190, pp. 351-366, Elsevier

YALTIRAK, C. (2002): Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology* 190; p. 493-529; Elsevier

YILMAZ, Y. (1997): Geology of Western Anatolia In: Schindler, C. (Hrsg.) Pfister, M. (Hrsg.): *Active Tectonics of Northwestern Anatolia – The Marmara Poly-Project*; vdf Hochschulverlag AG der ETH Zürich

YÜZER, E. (1997): Hydrogeology of Northwestern Anatolia In: Schindler, Conrad (Hrsg.); Pfister, Martin (Hrsg.): *Active Tectonics of Northwestern Anatolia – The Marmara Poly-Project*; vdf Hochschulverlag AG der ETH Zürich

7.2 Verzeichnis der Abbildungen

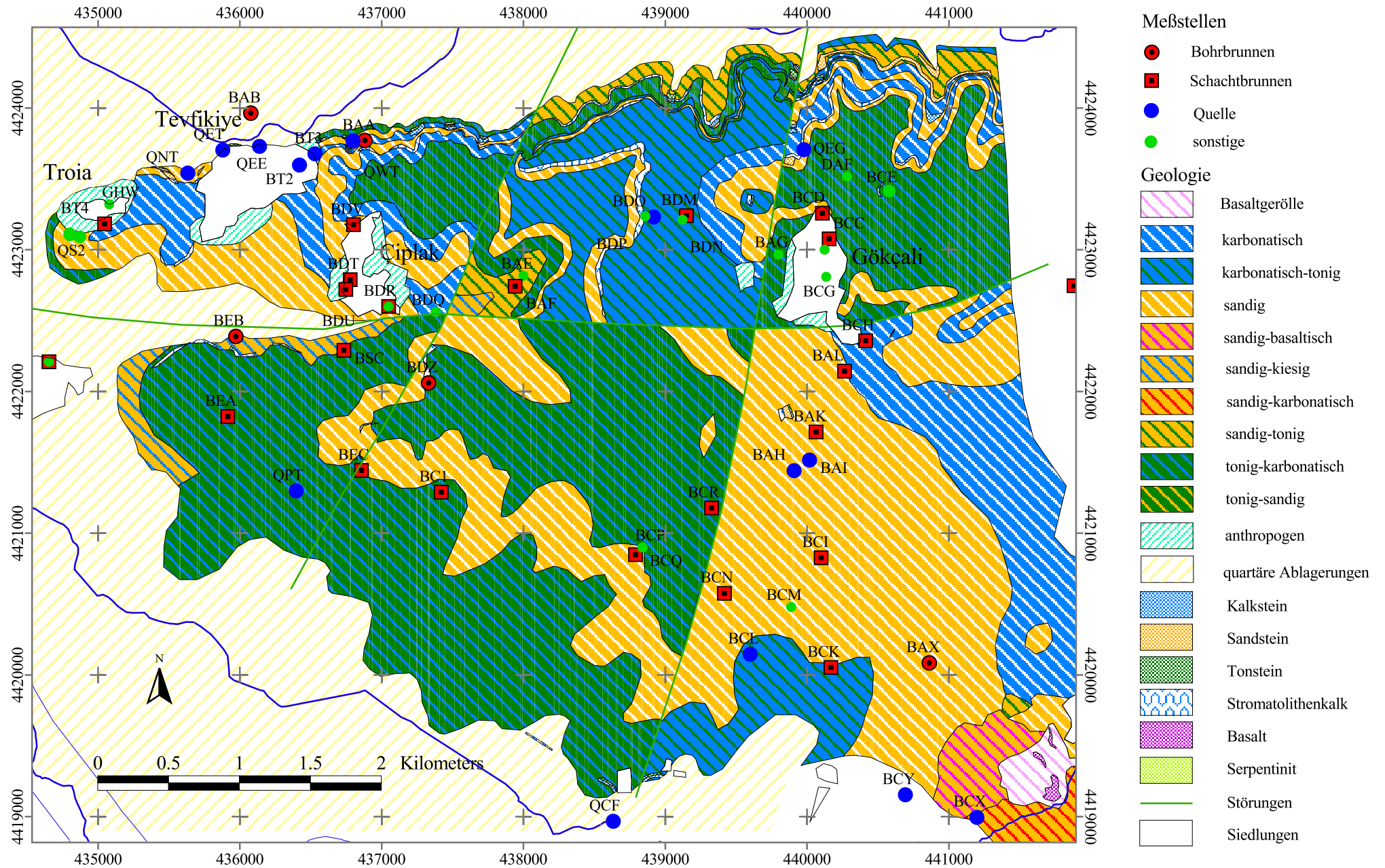
Abb. 1: Karte der Türkei (ANONYM (a) 2003)	3
Abb. 2: Karte des Untersuchungsgebietes mit Lage des Modellgebietes und der Meßpunkte	7
Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Biga-Halbinsel (nach Knacke-Loy 1994)	9
Abb. 4: monatliche Durchschnittswerte der Temperatur und des Niederschlages	10
Abb. 5: Geologische Karte der Troas mit morphologischen Einheiten	12
Abb. 6: Römisches Aquädukt über den Kemerdere	16
Abb. 7: Normalprofil der Sedimente des Troia-Rückens (nach Bergmann 2003)	19
Abb. 8: Digitales Geländemodell des Troia-Rückens	22
Abb. 9: Grundwassergleichenkarte des Modellgebietes für den oberen Grundwasserleiter	28
Abb. 10: Abfluß am Meßpunkt QS2 (Quellhöhle) und tägliche Niederschlagswerte	31
Abb. 11: Modellgebiet mit Grundwassermeßstellen	50
Abb. 12: E-W-Schnitt durch das Modellgebiet	51
Abb. 13: Diagramm der berechneten und gemessenen Grundwasserstände mit Angabe der statistischen Parameter	52
Abb. 14: Darstellung der mit MODFLOW berechneten Isohypsen für den oberen Grundwasserleiter	53

7.3 Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Niederschlag (P), Temperatur (T) und reale Evapotranspiration (ETR) nach TURC und COUTAGNE	24
Tab. 2: Oberflächenabfluß	26
Tab. 3: Niederschlag (P), reale Evapotranspiration (ETR) nach TURC, Oberflächenabfluß und Grundwasserneubildung	26
Tab. 4: Lage und Schüttung der Quellen im Modellgebiet	30
Tab. 5: Lage, Teufe und Fördermengen der Bohrbrunnen im Modellgebiet	35
Tab. 6: Klassifizierung der Wässer im Untersuchungsgebiet	38
Tab. 7: Lithologie und Durchlässigkeiten der hydrogeologischen Einheiten	42
Tab. 8: Randbedingungen	46
Tab. 9: Grundwasserneubildung, differenziert nach Lithologie	48
Tab. 10: Schüttung (Q) der Quellen im Modellgebiet	49
Tab. 11: Differenzen der gemessenen und berechneten Grundwasserstände	51

7.4 Verzeichnis der Anhänge

- Anhang 1: Geologische Karte des Modellgebietes (nach BERGMANN & LIPPMANN 2003)
mit Darstellung der Meßstellen
- Anhang 2: Übersicht der Meßstellen im Modellgebiet
- Anhang 3: Ausgewählte Parameter der Meßstellen des Modellgebietes
- Anhang 4: Wasserstände der Brunnen im Modellgebiet



Anhang 1: Geologische Karte des Troia-Rückens (nach Bergmann & Lippmann 2003) mit Lage und Art der Meßpunkte (UTM WGS 84)

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert
BAA	Bohrbrunnen, Feld NE Tevfikiye	436881	4423770
BAB	Bohrbrunnen im Dümrek	436076	4423963
BAE	Wasserfassung, N Straße nach Tevfikiye, Abzweig Çiplak	438000	4422815
BAF	Schachtbrunnen, S Straße nach Tevfikiye, Abzweig Çiplak	437940	4422741
BAG	Wasserfassung, Friedhof Gökçali	439797	4422966
BAH	Quelle, südlich Gökçali, E Straße nach Çanakkale	439908	4421441
BAI	Quelle, südlich Gökçali, E Straße nach Çanakkale, NE BAH	440016	4421515
BAK	Schachtbrunnen, südlich Gökçali, E Straße nach Çanakkale, NE BAH	440062	4421713
BAL	Schachtbrunnen, südlich Ortsausgang Gökçali, nahe Brücke	440263	4422142
BAX	Bohrbrunnen bei Cam Tepe	440860	4420084
BBB	Bohrbrunnen, an Straße nach Dümrek	440878	4424671
BBH	Bohrbrunnen im Dümrek, SW Halileli	437575	4424650
BBI	Bohrbrunnen im Dümrek, östlich Halileli	438494	4424805
BBK	Schachtbrunnen 1 in Kalafat	434652	4422208
BBL	Trinkwasser aus Wasserhahn Kalafat	434652	4422208
BBM	Schachtbrunnen, östlich Ortsausgang Kalafat	434412	4422151
BBN	Schachtbrunnen 2 in Kalafat, westlich Ortsausgang	434322	4422151
BBO	Schachtbrunnen, westlich Ortsrand, gegenüber BBN	434302	4422215
BBR	Schurf zwischen Karamenderes und Deich	434177	4420795
BBX	TW-Bohrbrunnen, SE Halileli	439464	4424642
BC1	Schachtbrunnen, südlich Çiplak	437419	4421289
BCC	Schachtbrunnen, östlicher Ortsrand Gökçali	440155	4423075
BCD	Schachtbrunnen, Tankstelle in Gökçali	440106	4423256
BCE	Trinkwasserdepot, östlich Gökçali	440579	4423413
BCF	Wasserfassung an alter Hauptstraße in Gökçali	440123	4422999
BCG	Wasserfassung, neben Teehaus in Gökçali	440135	4422808
BCH	Schachtbrunnen, SE Ortsrand Gökçali	440411	4422357
BCI	Schachtbrunnen, östlich Hauptstraße nach Çanakkale, S Gökçali	440098	4420826
BCK	Schachtbrunnen, östlich Hauptstraße nach Çanakkale, nahe kleinem Haus	440166	4420051
BCL	Quelle, am Hang, nördlich Tigem, westlich Hauptstraße	439598	4420145
BCM	Schurf, NE BCL, westlich Hauptstraße	439888	4420478
BCN	Schachtbrunnen, Wegrund W Hauptstraße, SE Çiplak	439416	4420575
BCO	Schachtbrunnen, SE Çiplak, westlich BCN	438789	4420847
BCP	Schurf, SE Çiplak, ca. 150 m nördlich BCO	438839	4420898
BCQ	Schurf, SE Çiplak, ca. 50 m nördlich BCP	438839	4420898
BCR	Schachtbrunnen, westlich Straße nach Çanakkale	439325	4421177
BCY	Quelle, östlich Hauptstraße; gegenüber Tigem	440693	4419154
BDL	TiefBohrbrunnen, östlich Straße nach Çanakkale, Abzweig Dümrek	440650	4424631
BDM	Schachtbrunnen, nördlich Straße nach Tevfikiye	439147	4423239
BDN	Schurf, nördlich Straße nach Tevfikiye	439122	4423210
BDO	Quelle, nördlich Straße nach Tevfikiye	438916	4423230
BDP	Schurf, 100 m westlich BDO	438859	4423236
BDQ	Wasserfassung, Ortseingang Çiplak	437381	4422560
BDR	Schachtbrunnen, Çiplak Haus 154	437048	4422598
BDS	Wasserfassung in Çiplak, auf Dorfplatz	437048	4422598
BDT	Schachtbrunnen, Çiplak SW Ortsrand	436776	4422788
BDU	Schachtbrunnen, Çiplak SW Ortsrand	436746	4422718
BDV	Schachtbrunnen in Çiplak	436800	4423175
BDZ	Bohrbrunnen, südlich Çiplak	437330	4422059
BEA	Schachtbrunnen, SW Çiplak	435913	4421821
BEB	BohrSchachtbrunnen, SW Çiplak	435971	4422388
BEC	Schachtbrunnen, südlich Çiplak	436856	4421441
BEF	Schachtbrunnen, SW-Rand Kalafat	434374	4421941
BSC	Schachtbrunnen, südlich Çiplak	436732	4422289
BT2	Quelle Tevfikiye	436419	4423597
BT3	Quelle Tevfikiye	436529	4423676

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert
BT4	Schachtbrunnen, Troia Unterstadt	435045	4423181
DAA	Schachtbrunnen, östlich Ortsausgang Kalafat, direkt neben BBM, trocken	434412	4422151
DAB	Schachtbrunnen, trocken Kalafat	434120	4422241
DAF	Bohrbrunnen, trocken, Feld östlich Gökçali	440282	4423515
FAG	Kanal, SW Kalafat	434066	4421152
FAH	Wasserhochleitung	434178	4420800
FAI	Kanal, vor Zusammenfluss mit FAH	434336	4420588
FAK	Karamenderes, Brücke	434339	4420487
GHW	Wasserhahn Küche GH	435079	4423319
QCF	Quelltopf Düden (Tigem)	438632	4418967
QEE	Quelle, östlich Tevfikiye	436138	4423728
QEG	Quelle, nördlich Gökçali	439976	4423706
QET	Quelle, östlich Tevfikiye	435878	4423703
QNT	Quelle, nördlich Tevfikiye	435632	4423541
QPT	Quelle, östlich Pasa Tepe	436396	4421298
QS2	Höhle KASKAL.KUR Schacht 2	434800	4423111
QS3	Höhle KASKAL.KUR Schacht 3	434801	4423103
QS4	Höhle KASKAL.KUR Schacht 4	434871	4423090
QWT	Quelle, Riss Tevfikiye	436797	4423769

Brunnen	Rechtswert	Hochwert	Höhe [m NN]	Wasserstand [m NN]	Flurabstand [m]
BAF	437940	4422741	42,4	38,6	3,9
BAK	440062	4421713	64,7	62,6	2,0
BAL	440263	4422142	83,2	80,9	2,3
BC1	437419	4421289	35,3	32,2	3,2
BCC	440155	4423075	95,7	91,6	4,1
BCD	440106	4423256	98,6	96,6	2,0
BCH	440411	4422357	84,8	83,2	1,6
BCI	440098	4420826	31,8	28,7	3,1
BCK	440166	4420051	24,9	23,4	1,5
BCN	439416	4420575	58,1	55,5	2,6
BCO	438789	4420847	40,0	38,8	1,2
BCR	439325	4421177	66,1	64,0	2,1
BDM	439147	4423239	83,1	81,5	1,6
BDR	437048	4422598	30,1	25,1	5,0
BDT	436776	4422788	31,3	27,7	3,5
BDU	436746	4422718	28,3	21,8	6,5
BDV	436800	4423175	46,1	40,1	6,0
BEA	435913	4421821	29,8	27,3	2,5
BEC	436856	4421441	38,1	32,7	5,4
BSC	436732	4422289	35,6	32,4	3,2
BT4	435045	4423181	29,1	14,7	14,4