

Studien zur Geologie im Kaystrostal
- Zur Nutzung von Lagerstätten und Rohstoffen in der Urgeschichte -

Dissertation
zur Erlangung des
Doktorgrades der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät III
Agrar- und Ernährungswissenschaften,
Geowissenschaften und Informatik

der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

vorgelegt von

Herr Danilo Wolf

geb. am 03.06.1982 in Halle (Saale)

Gutachter:

- 1. Prof. Dr. Gregor Borg**
- 2. Prof. Dr. Thomas Stöllner**
- 3. Prof. Dr. Barbara Horejs**

Tag der Promotionsverteidigung: Halle (Saale), 04.07.2017

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Halle (Saale), 06.04.2017

Danilo Wolf

Für
P, D, A, B und S

Danksagung

Zu Beginn möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. Gregor Borg (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) und Prof. Dr. Barbara Horejs (Österreichische Akademie der Wissenschaften) für die Vergabe und Betreuung meiner Arbeit besonders danken. Die zahlreichen Geländeaufenthalte, wissenschaftlichen Diskussionen, Ratschläge und Anregungen haben zum Gelingen der Arbeit beigetragen. Gedankt sei auch Prof. Dr. Ernst Pernicka (Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie gGmbH) für die zahlreichen Hinweise zur Interpretation von bleisotopischen Daten.

Ein Dank geht auch an den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und dem European Research Council für die Förderung dieses Forschungsprojektes und damit die Ermöglichung der vorliegenden Arbeit.

Für die Unterstützung während der Promotion sei allen Beteiligten des ERC-Projektes „Prehistoric Anatolia“ sowie den Mitgliedern der Arbeitsgruppe von Prof. Dr. Gregor Borg gedankt.

Für den intensiven Informationsaustausch über die Geologie der Westtürkei und die Überlassung von Probenmaterial sei Prof. Dr. Cahit Helvacı (Universität Izmir), Dr. Tolga Oyman (Universität Izmir) und Dr. Sinan Akiska (Universität Ankara) ein besonderer Dank ausgesprochen.

Meinen treuen Begleitern während der Geländearbeit, Mag. Utku İnce und Mag. Ulaş Ermiş, muss für die Unterstützung während der Geländearbeit ein respektvoller Dank erteilt werden.

Auch sei dem Österreichischen Archäologischen Institut, insbesondere der Grabungsleiterin von Ephesos, Priv.-Doz. Dr. Sabine Ladstätter, gebührt für die Bereitstellungen der Infrastruktur und der hervorragenden Unterbringung im Grabungshaus mein Dank.

Für anregende Gespräche, konstruktive Kritik und Unterstützung sei Dr. Thomas Degen, Mag. Stefan Grasböck, Dr. Ronny Kaden, Dipl. Geol. Andreas Kamradt, Dr. des. Mathias Mehofer, Mag. Maria Röcklinger, Dr. des. Christoph Schwall und Dipl. Geol. Sabine Walther gedankt.

Einen Dank für die nicht aufzuwiegende Unterstützung und den Rückhalt während der Promotion gilt letztlich meinen Freunden und meiner Familie. Insbesondere meiner Verlobten, meinen Eltern und Schwiegereltern in spe bin ich zu tiefstem Dank verpflichtet!

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1. Einleitung	6
1.1 Das ERC-Projekt – Prehistoric Anatolia	6
1.2 Der Siedlungshügel Çukuriçi Höyük	7
1.3 Die Zielsetzung der Arbeit	9
Teil I – Die Gesteinsrohstoffe	
2. Das Arbeitsgebiet	11
3. Die Geologie der Westtürkei	11
4. Methodik	17
4.1 Die makroskopische Gesteinsbestimmung	17
4.2 Die Geländearbeit	17
4.3 Die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (WDRFA)	18
4.4 Die Röntgendiffraktometrie	18
4.5 Die Reflexionsspektroskopie	19
5. Die naturräumliche Situation	19
6. Die nutz- und erkennbaren Gesteinsrohstoffe im unmittelbaren sowie lokalen Umfeld des Siedlungshügels	22
6.1 Die lokalen Gesteinsrohstoffe	23
6.2 Die Gesteinsrohstoffe im unmittelbaren Umfeld des Tells	27
7. Charakterisierung der verwendeten Lithotypen	31
7.1 Die makroskopisch petrographische Charakterisierung der verwendeten Lithotypen	31
7.2 Die Ergebnisse der Reflexionsspektroskopie	38
7.2.1 Amphibol dominierte Gesteine	38
7.2.2 Jadeit dominierte Gesteine	44
7.3 Makro- und mikroskopische sowie geochemische Charakterisierung der frühbronzezeitlichen Reibsteine aus felsischen Vulkaniten	46
8. Die Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde, der Mauergesteine, der Reibsteine sowie Überlegungen zur Herkunft der verwendeten Gesteinsrohstoffe	48
8.1 Die neolithischen und frühbronzezeitlichen Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde	48
8.1.1 Zur Interpretation von Einzelfunden bei Vergleichen von Gesteinsspektren	48
8.1.2 Das Frühneolithikum	50
8.1.3 Das Spätneolithikum	51
8.1.4 Vergleich der früh- und spätneolithischen Gesteinsspektren	53
8.1.5 Die Frühbronzezeit	55

8.1.6 Vergleich der neolithischen und der frühbronzezeitlichen Gesteinsspektren	57
8.1.7 Die selektive Gesteinsnutzung bei den Gesteinskleinfunden	59
8.1.8 Zusammenfassung und Diskussion zu den Gesteinskleinfunden	65
8.2 Die Gesteinsspektren der chalkolithischen Grabenverfüllung und der frühbronzezeitlichen Mauergesteine	68
8.3 Zur Herkunft der frühbronzezeitlichen und spätkalkolithischen Mauergesteine	71
8.4 Die Gesteinsspektren der frühbronzezeitlichen Reibsteine, deren Herkunft und Überlegungen hinsichtlich der selektiven Gesteinsnutzung	74
9. Herkunft der Gesteinsrohstoffe ohne lokalen Bezug	76
9.1 Die Diorit- und Granodioritvorkommen	76
9.2 Zusammenfassung und Diskussion zu den möglichen Rohstoffvorkommen von Diorit und Granodiorit	80
9.3 Zur möglichen Herkunft von Jadeit und Amphibol dominierten Gesteinen	82
9.4 Überlegungen zur möglichen Herkunft von Andesit, Rhyolith und Trachyt	86
10. Zusammenfassung Teil I – Gesteinsrohstoffe	87
Teil II - Die Erzrohstoffe	
11. Das Arbeitsgebiet	90
12. Methodik	91
12.1 Die Probennahme	91
12.2 Probenaufbereitung	91
12.3 Rasterelektronenmikroskop	91
12.4 Bleiisotopie mittels Massenspektrometrie	92
12.5 Die instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA)	92
12.6 Die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse	92
13. Revision des Erzlagerstätteninventars im Arbeitsgebiet	92
14. Das Erzlagerstätteninventar im Arbeitsgebiet und die petrographische Beschreibung der Erze	95
14.1 Die Zink-/Bleivorkommen	96
14.2 Die Gold führenden Arsenopyritvorkommen im Bozdağ Gebirge (Region Ödemiş)	111
14.3 Die Goldlagerstätten Efemçukuru	114
15. Zusammenfassung zum Lagerstätteninventar des Arbeitsgebietes	117
16. Die petrographische Charakterisierung der Erzfragmente	121
16.1 Das Galeniterzfragment 12/5001/12/4	121
16.2 Das Azuriterzfragment 12/1507/4	122
16.3 Die Gesteinsfragmente mit partieller Malachitvererzung	123
17. Die Ergebnisse der Bleiisotopie	126

17.1 Die Erzvorkommen und der Vergleich mit den Metallartefakten	126
17.2 Die Erzvorkommen und der Vergleich mit den Erzfragmenten	128
18. Die Ergebnisse der Spurenelementanalysen	130
18.1 Vergleich der Bleiglanzvorkommen mit dem Bleifragment	130
18.2 Vergleich der Kupfererzfragmente mit den Kupferartefakten	134
19. Diskussion und Zusammenfassung Teil II – Die Erzrohstoffe	138
20. Ausblick	142
Literaturverzeichnis	143
Anhang	

Zusammenfassung

Der Siedlungshügel Çukuriçi Höyük in der Westtürkei, nahe der antiken Stadt Ephesos, mit seinen früh- und spätneolithischen, späthalkolithischen sowie frühbronzezeitlichen Kulturschichten besitzt eine herausragende Bedeutung für die Grundlagenforschung in der Vorgeschichte. Die archäologischen Befunde ermöglichen die Erweiterung des Wissens über den Transfer von frühen komplexen Technologien (z.B. Entwicklung der Metallurgie), die Datierung der Anfangsphasen der ersten permanenten Siedlungen und der proto-urbanen Entwicklung komplexer Gesellschaften in der Urgeschichte. In der Frühbronzezeit existierte am Çukuriçi Höyük eine intensive Metallverarbeitung und Produktion, für deren Umfang bis dato an der anatolischen Westküste die entsprechenden Vergleiche fehlen. Die Metallfunde umfassen unter anderem Gegenstände aus Arsenkupfer, Bronzegegenstände und Edelmetallobjekte. Diese Umstände gaben Anlass zur Schaffung eines multidisziplinären Forschungsprojektes („Prehistoric Anatolia“), das vom FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) und später vom ERC (European Research Council) unter der Leitung von Prof. Barbara Horejs gefördert wurde. Archäologische und ökologische Untersuchungsschwerpunkte sind die wesentlichen Methoden zur Erstellung moderner dokumentierter Daten unter Einbeziehung eines breiten Spektrums verschiedener Wissenschaftszweige.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den geologischen und lagerstättenkundlichen Fragestellungen des Projektes. Dabei gab es zwei wesentliche Arbeitsschwerpunkte: 1. Erfassung der erkenn- und nutzbaren Gesteins- und Erzrohstoffe im unmittelbaren sowie lokalen Umfeld des Tells; 2. Inwiefern wurden die verfügbaren lokalen Rohstoffe von der prähistorischen Gesellschaft des Çukuriçi Höyük genutzt.

Die Grundlage für die Identifizierung der am Çukuriçi Höyük verwendeten Gesteinsrohstoffe bildete die qualitative und quantitative Erfassung der verwendeten Lithotypen der Gesteinskleinfunde, der Mauergesteine sowie der Reibsteine. Hierbei wurden erstmals sämtliche Gesteinskleinfunde verschiedener Epochen und Siedlungsphasen einer Ausgrabung petrographisch charakterisiert und quantitativ erfasst. Die wesentliche Methode zur Charakterisierung der Lithotypen war die makroskopische Gesteinsbestimmung, da eine Beprobung der Artefakte, mit wenigen Ausnahmen, nicht möglich war. Ausgewählte Gesteinsartefakte bzw. Proben dieser Lithotypen konnten mittels Reflexionsspektroskopie, Röntgendiffraktometrie und Röntgenfluoreszenzanalyse näher untersucht werden.

Die Aussagen zur Herkunft der Gesteinsmaterialien erfolgte durch den Abgleich mit der bekannten lokalen Geologie, unterstützt durch Geländebegehungen im Arbeitsgebiet. Das Arbeitsgebiet umfasst in etwa 400 km² und ist geprägt durch die Gesteine/Gesteinsformationen des Kykladischen Metamorphen Komplexes des Menderes Massives (KMKMM), welcher nur in dieser Region ansteht. Ein herausstechendes Merkmal des KMKMM ist die hohe Diversität an unterschiedlichsten Lithotypen mit stark differierenden Eigenschaften auf engem Raum. Dass die breite Fülle an verschiedensten Gesteinsrohstoffen am Çukuriçi Höyük auch genutzt wurde, ergibt sich aus der Zusammensetzung der Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde, Mauergesteine und Reibsteine.

Das wesentliche Ergebnis bezüglich der genutzten Gesteinsrohstoffe ist, dass über alle betrachteten Siedlungsphasen und Epochen des Çukuriçi Höyüks der Anteil an lokalen Gesteinsrohstoffen, unabhängig von deren Verwendung, sehr hoch war. Der Anteil von Lithotypen aus regionalen oder überregionalen Gesteinsvorkommen ist sehr gering. In allen untersuchten Siedlungsphasen bilden die Gesteine der Gesteinsgruppen Karbonatgesteine, Metapelite, Ultramafite/Metaultramafite und Milchquarz, die auch die Geologie im unmittelbaren Umfeld des Tells dominieren, die am häufigsten

(qualitativ) verwendeten Lithotypen. Die Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde zeichnen sich in allen Epochen durch eine starke Diversität aus, wobei sich Änderungen in der Diversität nicht nachweisen lassen. Grundsätzlich unterliegen die Gesteinsspektren der Kleinfunde über alle Siedlungsphasen hinweg keinen drastischen Veränderungen hinsichtlich der mengenmäßigen Nutzung der einzelnen Lithotypen. Die Gesteinszusammensetzung der spätchalkolithischen Grabenverfüllung (verstürzte Architekturreste) und der frühbronzezeitlichen Mauergesteine kann als weitgehend stabil betrachtet werden. Quantitativ treten stärkere Verschiebungen nur zwischen Marmor und den Glimmerschiefeln auf. Ob es sich hierbei um ein verändertes Nutzungsverhalten handelt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass überwiegend die stark Geröll führenden Sedimentakkumulationen der Bäche, die in relativer Nähe zum Tell verlaufen, die wesentliche Materialbasis für die Gesteinsrohstoffe war. Die Nutzung von Gesteinsrohstoffen erfolgte am Çukuriçi Höyük nicht wahllos. In allen Epochen konnte anhand prägnanter Beispiele aufgezeigt werden, dass eine ausgeprägte selektive Nutzung der Gesteinsmaterialien stattfand.

Da bei den Gesteinsrohstoffen, die aus regionalen oder überregionalen Gesteinsvorkommen stammen, die Grundlagen für weiterführende Provenancestudien fehlen, konnte nur ein Überblick über die möglichen Vorkommen dieser Materialien gegeben werden. Dieser Überblick ermöglicht bereits eingrenzende Aussagen über deren räumliche Verteilung und es deutet sich ein schwaches Verteilungsmuster an. Die Vorkommen dieser Lithotypen scheinen sich vor allem auf den Kykladischen Inseln und entlang der westanatolischen Küste zu konzentrieren. Diese erste räumliche Zuordnung muss trotzdem als hypothetisch betrachtet werden, solange keine weiterführenden Untersuchungen an den Artefakten sowie den Rohstoffvorkommen selbst durchgeführt wurden und diese Annahme bestätigen.

Im Umfeld des Çukuriçi Höyük liegen vor allem nordwestlich, nördlich und nordöstlich mehrere Erzvorkommen mit einer minimalen Distanz von 40 km (Luftlinie) zum Tell. Bei den Erzvorkommen handelt es sich überwiegend um kleine und selten größere Vorkommen mit einer dominanten Sphaleritvererzung oder Sphalerit-/Galenitvererzungen sowie Gold führende Arsenopyritvorkommen und die Goldlagerstätte von Efemçukuru. Die Erzvorkommen wurden beprobt und die Proben unter zur Hilfenahme von Erzmikroskopie, Bleiisotopie- und Spurenelementanalysen untersucht. Durch den Abgleich der Bleiisotopie- und Spurenelementsignaturen zwischen den Metallartefakten und den Metallfunden, sollte die mögliche Nutzung dieser Vorkommen durch die Handwerker des Çukuriçi Höyüks überprüft werden.

Sämtliche lokalen Erzvorkommen zeigen keine dominante kupferreiche Haupt- oder Nebenphase. Auch aus lagerstättenkundlicher Sicht ist es zweifelhaft, ob in den untersuchten Vorkommen jemals eine prähistorisch relevante Kupfervererzung (primär und sekundär) vorhanden war oder entstehen konnte. Die bekannten primären Kupfergehalte der Vorkommen sind hierfür einfach zu gering. Spätestens die deutlichen bleiisotopischen Unterschiede in allen vier Blei-Blei-Diagrammen zwischen den Kupferartefakten und den lokalen Erzvorkommen belegen dies. Interessant hierbei ist aber, dass die auf dem Tell gefundenen Kupferfragmente nach den bleiisotopischen Daten in das Isotopenfeld des lokalen Sphaleritvorkommen von Saryurt fallen. Der Vergleich der Spurenelementsignaturen der Kupfererzfragmente und der Kupferartefakte zeigt jedoch, dass diese nicht für die Herstellung der Artefakte genutzt wurden.

Die vielfach im Arbeitsgebiet auftretenden Gold führenden Arsenopyritvorkommen und die Mineralisationen der Goldlagerstätte Efemçukuru besitzen aus Sicht des Autors keine prähistorische Höflichkeit hinsichtlich des Goldes. Im Wesentlichen begründet sich dies dadurch, dass das Gold in

allen Vorkommen nicht in einer makroskopisch sichtbaren Größe vorliegt und damit nicht erkennbar war.

Den lokalen Arsenopyritvorkommen kann eine prähistorische Höflichkeit zugesprochen werden, aber es ist auszuschließen, dass an diesen Vorkommen sekundäre arsenhaltige Kupfererze existiert haben. Ob die starke bleiisotopische Nähe des am Tell gefundenen Matte-Speis-Fragmentes zu dem lokalen Arsenopyritvorkommen von Kemer eine Nutzung dieser Arsenerze impliziert, ist fraglich. Ohne weitere Untersuchungen kann es sich hier auch nur um eine bleiisotopische Überschneidung handeln, da die Erze von Kemer ebenfalls eine Signatur wie die nordwestanatolischen Erze aufweisen. Auch die weiteren Edelmetall- und Metallfunde sowie das Bleiglanzfragment verweisen durch ihre Bleiisotopie- und/oder Spurenelementdaten nicht auf eine Herkunft aus den lokalen Erzvorkommen, sondern eher auf Nordwest-Anatolien.

Die grundsätzliche Frage woher die Erzrohstoffe stammen, die am Çukuriçi Höyük verhüttet wurden, bleibt leider weiter im Dunkeln. Allerdings konnte diese Arbeit ausschließen, dass lokale Erzvorkommen genutzt wurden. Aufgrund der deutlichen Überschneidung der Bleiisotopiesignaturen aller Metallartefakte des Çukuriçi Höyük mit denen des nordwestanatolischen Lagerstättengebietes, ist die Rohstoffbasis für die Erze eher in dieser Region zu suchen.

Abstract

The tell Çukuriçi Höyük which is located in western Turkey, near the ancient city of Ephesus, has a succession of early and late Neolithic, late Chalcolithic, and early Bronze Age cultural layers and is of paramount importance for fundamental research into prehistory. The archaeological evidence from this site significantly enlarge our knowledge about the transfer of early complex technologies (e.g. the development of metallurgy), dating of the initial phases of the earliest permanent settlements and the proto-urban development of complex societies in Prehistory.

In the early Bronze Age an intensive metal processing and production exist at the Cukurici Höyük, scope of which is unknown on the Anatolian west coast. The metal objects which were recovered include, among others, objects made of arsenic copper, bronze artefacts and those made of precious metals. These circumstances gave rise to the initiation of a multidisciplinary research project ("Prehistoric Anatolia"), funded by the FWF (Fund for Promotion of scientific research) and later by the ERC (European Research Council) under the guidance of Prof. Barbara Horejs. It combines an archaeological and ecological research focus that is the essential method for creating modern documented data, while integrating a wide range of other scientific disciplines.

This thesis deals with geological and applied geological aspects of the project. There are two main foci of this work: 1. assessing the recognizable and usable rock and ore materials in the immediate and local environment of the Tell; 2. to what degree the available local raw materials were utilized by the prehistoric population of Çukuriçi Höyük.

The basis for the identification of the rock raw materials used at Çukuriçi Höyük was the qualitative and quantitative detection of the rock types of stone small finds, masonry as well as grinding stones. For the first time, all the lithic small finds from the different epochs and settlement phases of an excavation were characterized both petrographically and quantitatively. The essential method for the identification of the used rock types was the macroscopic petrographically characterization, since sampling the artefacts, with few exceptions, was not possible. Selected rock artefacts or samples of these rock types could be analysed using reflection spectroscopy, X-ray diffractometry, and X-ray fluorescence analysis.

The origin of the rock materials was determined by making comparison with the known local geology, supported by field work in the study area. This area of study covers about 400 km² and is dominated by the rocks/rock formations of the Metamorphic Complex of the Menderes Massif (MCMM), which is unique to this region. An outstanding feature of the MCMM is its high diversity and wide variation of outcropping rock types with strongly differing properties in a small area. The fact that the wide abundance of rock resources was also exploited at Çukuriçi Höyük, is evident from the composition of rock spectra of the lithic small finds, masonry rocks and grinding stones.

The most important result of the analysis of the raw rock materials used during all settlement periods of the Çukuriçi Höyük, is that the spectrum of local rock raw materials chosen, irrespective of their use, was highly varied. The proportion of rock types derived from far removed regional and supra regional resources are very low.

In all periods of the tell settlement the rock spectra of the lithic small finds are characterized by a strong diversity, with no evidence for changes in the patterns of this diversity through time. Basically, the rock spectra of the small finds are not subject to drastic changes regarding either the quantity or the use of individual rock types. The rock composition of the late Chalcolithic ditch fill (collapsed architectural remains) and the Early Bronze Age masonry rocks can be seen as being largely stable. Quantitatively, stronger shifts only occur between the use of marble and mica schist. Whether this reflects a change in usage behaviour cannot be said with certainty. However, it can be assumed that the boulder filled sediment accumulations of the creeks, which are in relative proximity to the tell, were the main material source for the rock raw materials utilized on site. There was no indiscriminate use of raw material at Çukuriçi Höyük. In all epochs, specific examples show that a pronounced selective use of the raw materials took place.

Since the raw materials derived from regional or supra-regional rock deposits lack the basis for further provenance studies, only a simple overview of the possible occurrences of these materials could be given. On the basis of the evidence at hand it seems that these rock types mainly come from the Cycladic Islands and the West Anatolian coast. This first spatial estimate must still be regarded as hypothetical, as long as no more detailed analyses on the on the artefacts as well as their potential sources have been carried out to confirm this assumption.

In the area of the Çukuriçi Höyük there are several potential ore occurrences mainly to the north-west, north and north-east of the site with a minimum distance of 40 km. These are mainly small and very rarely larger scale deposits in which sphalerite mineralization or sphalerite/galena mineralization dominates. Also gold bearing arsenopyrite occurrences and the Efemçukuru gold deposit are existing. The ore deposits were sampled and the samples which were collected, analysed using ore microscopy, lead isotope and trace element analyses. An attempt at identifying the use of specific local sources was done by matching the lead isotope and trace element signatures between the metal artefacts and the ore samples in order to assess their possible use of these deposits by the craftsmen of Çukuriçi Höyüks.

Sadly, all the local ore deposits which were sampled do not show a dominant copper-rich mineralization. The primary copper contents of the ore deposits analysed so far, are simply too low. This can be clearly seen in the significant lead-isotopic differences in all four lead-lead diagrams comparing the copper artefacts and the local ore occurrences. What is interesting, however, is that the lead isotopic data of copper ore fragments found on the tell fall into the isotopic field of the local ore occurrence of Sarıyurt. The comparison of the trace element signatures of these copper ore fragments and the copper artefacts however, show that this ore was not used for copper artefact production at the Çukuriçi Höyük.

The arsenopyrite occurrences which occur frequently in the study area and the mineralization of the gold deposit Efemçukuru do not show a prehistoric prospectivity. This assessment is mainly based on the fact that the gold particles are too small to have been recognized as such by prehistoric metalworkers. However, it cannot be ruled out that the local arsenopyritic occurrences were used in prehistory. But it can be excluded that copper-rich arsenopyritic ores existed within these deposits. However, the strong approximation of the lead isotope signatures between the matte-speis fragment and the arsenopyritic ore (Kemer) does not prove their use. This result is maybe a simple lead isotopic overlap of the local arsenopyrite occurrences which have a similar signature like the Northwest Anatolian ores. Moreover lead isotope and/or trace element data shows that the used ore as well as the galena fragment from the tell site did not originate from local ore occurrences. The fundamental question about the origin of the ore which was used at the Çukuriçi Höyük remains unanswered. However, the analyses incorporated in this thesis clearly rule out the use of local ore deposits. Due to the significant overlap of lead isotopic signatures of all the metal artefacts from the Çukuriçi Höyük with those of the Northwest Anatolian deposits, it is likely that this region is the source for the used ores.

1. Einleitung

1.1 Das ERC-Projekt – Prehistoric Anatolia

Die zentrale ägäische Küste stellt ein Terra incognita in den meisten prähistorischen Perioden der Menschheit dar. Gerade diese Region besitzt in den zentralen Fragen der zivilisatorischen und kulturellen Entwicklungen in der Prähistorie eine wichtige Rolle. Folglich ist die Grundlagenforschung in der Vorgeschichte entscheidend für die Erweiterung unseres Wissens über zentrale wissenschaftliche Fragestellungen, wie den Transfer von frühen komplexen Technologien (z.B. Entwicklung der Metallurgie), die Datierung der Anfangsphasen der ersten permanenten Siedlungen und der proto-urbanen Entwicklung komplexer Gesellschaften.

Das ERC-Projekt „Prehistoric Anatolia“ konzentriert sich vor allem auf zwei charakteristische chronologische und kulturelle Horizonte: Die Periode der ersten neolithischen Siedlungen und die Entwicklung von Proto-urbanen Zentren vom späten Chalkolithikum bis zur frühen Bronzezeit. Beide Zeithorizonte sind am Çukuriçi Höyük in Westanatolien vorhanden (Abb. 1.1.1), was die Kombination von beiden großen Forschungsthemen in einem Projekt ermöglicht. Dabei soll ein breites Spektrum an kulturellen Modellierungen, basierend auf multidisziplinären diachronen und vergleichenden Studien zu veränderten Gesellschaften, in einer sich wandelnden Umgebung vom 7. bis 3. Jahrtausend v. Chr. sowie die Kommunikation und der Austausch zwischen Anatolien, der Ägäis und Südosteuropa in diesen Epochen erforscht werden.



Abb. 1.1.1: Umgebung und Lage des Çukuriçi Höyüks.

Die Ausgrabungen am Çukuriçi Höyük mit seinen archäologischen und ökologischen Untersuchungsschwerpunkten sowie Surveys im Kaystros- und Kaikostal (Mikrogebiete von Ephesos und Pergamon) sind die wesentlichen Methoden zur Erstellung moderner dokumentierter Daten unter Einbeziehung eines breiten Spektrums verschiedener Wissenschaftszweige (u.a. Geophysik, Paläogeographie, Metallurgie, Anorganische Chemie, Geologie/Lagerstättenkunde, Zoologie und Genetik, Botanik, Anthrozoologie, Anthropologie; <http://www.orea.oeaw.ac.at/prehistoric-anatolia.html>).

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den geologischen und lagerstättenkundlichen Fragestellungen des Projektes. Dabei gab es zwei wesentlichen Arbeitsschwerpunkte: 1. Erfassung der erkenn- und nutzbaren Gesteins- und Erzhstoffe im unmittelbaren sowie lokalen Umfeld des Tells; 2. Inwiefern wurden die verfügbaren lokalen Rohstoffe von der prähistorischen Gesellschaft des Çukuriçi Höyük genutzt.

1.2 Der Siedlungshügel Çukuriçi Höyük

Der Tell (Siedlungshügel) Çukuriçi Höyük (u.a. Horejs 2008b, Horejs 2010b) liegt im Zentrum der ägäischen Küste Anatoliens etwa 1 km südöstlich der antiken Stadt Ephesos (Abb. 1.1.1), innerhalb eines geschützten 10 km² großen Seitentals des Küçük Menderes Grabens, welcher einen direkten Zugang zur Ägäis in Prähistorie aufwies (Abb. 5.3; Stock et al. 2015, Stock et al. 2013, Kraft et al. 2001, Brückner 1997).

Der Tell wurde 1995 erstmals durch Mitarbeiter des *Arkeoloji Müzesi* in Selçuk untersucht (Evren & İçten 1997 nach Horejs 2009). Erste umfassende und systematische Ausgrabungen fanden ab 2007 unter der Leitung von Frau Prof. Dr. Barbara Horejs statt. In dem Zeitraum zwischen 1995 und 2007 wurden die südlichen sowie massiv auch die nördlichen Bereiche (ca. 3 m) des Tells durch landwirtschaftliche Planierungsarbeiten abgetragen (Horejs 2010a). Die noch unberührte Fläche des Tells wies mit dem Beginn der Ausgrabungen noch eine Ausdehnung von 100 x 80 m mit einer Höhe von 4,5 m auf (Horejs 2008a). Schon bei den ersten Begehungen zeigten sich am Çukuriçi Höyük ein chronologisch breites Spektrum an prähistorischen Funden sowie das Fehlen hellenistischer, römischer oder späterer Bebauungen (Horejs 2008a).

Der Çukuriçi Höyük ist ein Tell mit bis zu sechs Siedlungsphasen (Abb. 1.2.1 und Abb. 1.2.2), welche zwischen dem siebten und dem dritten Jahrtausend datieren (keine durchgängige Besiedlung, Horejs 2010a). Die Siedlungsphasen umfassen das Frühneolithikum, mit der ältesten Phase CuHö XIII (6700 cal BC, Horejs et al. 2015), gefolgt von den frühneolithischen Phasen CuHö XII und CuHö XI. Das Spätneolithikum wird am Çukuriçi Höyük durch die Phasen CuHö X-VIII repräsentiert (6500-5900/5800 BC, Horejs 2016). Das Spätchalkolithikum, Phase CuHö VII-Vb, datiert auf 3350 bis 3050 v.Chr. (Schwall 2016). Das Alter der Phasen CuHö IV und CuHö III die zur Frühbronzezeit gehören, liegt bei 2850-2750 cal BC und fallen damit in Frühbronzezeit 1 (Horejs 2008a). Die Phasen CuHö II-I enthielten auch Funde der Frühbronzezeit sowie eine durch die rezenten Planierungen gestörte Fundsammlung. Durch das Fehlen geschlossener Befunde in diesen Schichten, konnten diese keiner der vorhergehenden Siedlungsphasen zugeordnet werden (Mehofer in Vorbereitung). Durch das Fehlen späterer Bebauungen sind diese jedoch als prähistorisch anzusehen. Die langjährigen interdisziplinären Forschungen konnten aufzeigen, dass die Umweltbedingungen (Flora, Fauna, Klima, topographische Lage, Frischwasser- und Meereszugang) in der Mikroregion des Çukuriçi Höyük gute Lebensbedingungen und einen hohen Grad der Selbstversorgung der prähistorischen Gemeinschaft gewährleisteten (Horejs 2016, Horejs et al. 2015, Horejs et al. 2011, Galik & Horejs 2011). Horejs (2016) postuliert die Möglichkeit, dass die Bewohner des Çukuriçi Höyük schon im Frühneolithikum Reisen über Seefahrten entlang der ägäischen Küste unternahmen oder aber auch schon die offene See erkundeten (Kykladen, möglicherweise bis zur Insel Melos¹).

¹ Die im Frühneolithikum verwendeten Obsidianrohstoffe stammen nachweislich von der Insel Melos, 300 km entfernt vom Çukuriçi Höyük (Horejs 2016).

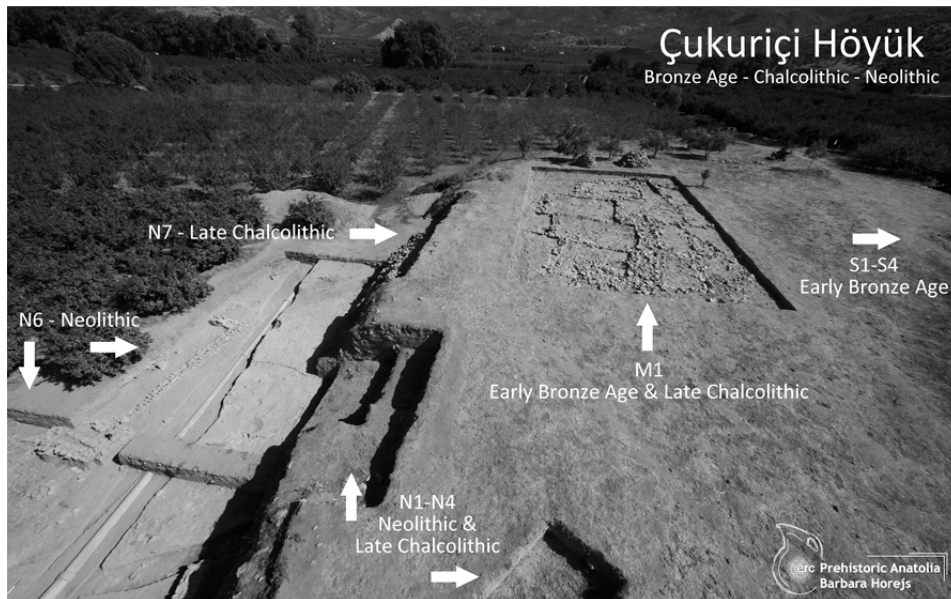


Abb. 1.2.1: Überblick über die verschiedenen Grabungsschnitte mit den einzelnen Siedlungsphasen (Horejs 2016). Grabungsschnitte S1 bis S4 in der Abbildung 1.2.2.



Abb. 1.2.2: Die Schnitte S1 bis S4, welche die frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen CuHö IV-III erschlossen haben (Foto: N. Gail, Österreichisches Archäologisches Institut).

In allen ergrabenen Siedlungsphasen wurden Gebäudekomplexe freigelegt. Dabei bildeten massive Steinmauern, im Frühneolithikum des Çukuriçi Höyüks in geringerem Umfang, die Basis für die Bauten (Abb. 1.2.1 und Abb. 1.2.2). Spätestens mit dem Spätneolithikum wurden Gesteinsmaterialien in großen Mengen für die Mauersockel verwendet (u.a. Horejs 2016, Horejs 2010a, Horejs 2008a). Dass Gesteinsrohstoffe auch für die Herstellung von Werkzeugen, Gebrauchsgegenständen und Schmuck in großem Umfang am Çukuriçi Höyük in allen Siedlungsphasen verwendet wurden, ergibt sich aus der hohen Anzahl an Kleinfunden aus Gestein. Insgesamt wurden über 1000 Gesteinskleinfunde aus den frühbronzezeitlichen und neolithischen Siedlungsschichten geborgen, wovon ca. 64 % typisiert sind. Auf die Zusammensetzung der Gesteinsspektren, die selektive Gesteinsnutzung und Materialherkunft usw. wird in dieser Arbeit noch näher eingegangen (vgl. Kap. 7 bis Kap. 9).

Mit dem Spätchalkolithikum setzt nachweislich am Çukuriçi Höyük die Metallverarbeitung und Produktion ein. In der Frühbronzezeit, belegt durch archäologische und archäometallurgische Analysen, fand eine intensive Metallverarbeitung und Produktion auf dem Çukuriçi Höyük statt, für

deren Umfang bis dato an der anatolischen Westküste die entsprechenden Vergleiche fehlen (Mehofer in Vorbereitung). Während der Ausgrabungen (Schnitte S1 bis S4 und M1) konnten 137 Funde aus Metall geborgen werden (Spätchalkolithikum CuHö Phase VI=2, Frühbronzezeit CuHö Phase IV= 49, Frühbronzezeit CuHö Phase III 39, Frühbronzezeit rezent oder prähistorisch gestört CuHö Phase I-II= 46).



Abb. 1.2.3: Metallurgisches Ensemble des Çukuriçi Höyük der Grabungsjahre 2006 bis 2012 (Foto: N. Gail, Österreichisches Archäologisches Institut).

Bei den Metallgegenständen handelt es sich überwiegend um Arsenkupfer, zwei Bronzegegenstände, zwei Bleigegenstände und ein Matte-Speis Fragment (metallurgischer Überrest). Des Weiteren umfasst das frühbronzezeitliche Fundspektrum auch Gegenstände aus Edelmetall. Hierzu zählen zwei Goldperlen, ein Silberohrring und ein Objekt aus einer Silber-Kupferlegierung (49 % Silber/49 % Kupfer; Horejs et al. 2010c, Mehofer in Vorbereitung). Neben den Metallgegenständen wurden in

den Schnitten S 1– S 4 und M 1 insgesamt 49 Feuerstellen/Öfen freigelegt, deren primärer Einsatz für die Metallverarbeitung gesichert erscheint. Die intensive Metallverarbeitung und Produktion ist weiter durch Kontextfunde belegt, beispielsweise durch Gussreste, Halb- und Fertigprodukte, Tiegel, Gussformen und Düsen (Abb. 1.2.3). Unter dem Fundspektrum der Schnitte N 6, M 1 und S 1 bis S 4 befanden sich auch ein Kupfererzfragment, zwei vererzte Gesteinsfragmente (Vererzung: Kupfersekundärminerale), ein Bleiglanzfragment und ein Eisenoxidklumpen (Mehofer in Vorbereitung).

Auf die wesentlichen Ergebnisse der Untersuchungen von Mehofer (in Vorbereitung) zu der spätchalkolithischen und frühbronzezeitliche Metallurgie auf dem Çukuriçi Höyük, wird unter Kapitel 1.3 kurz eingegangen bzw. auf diese Arbeit verwiesen.

1.3 Die Zielsetzung der Arbeit

Die übergeordnete Fragestellung dieser Arbeit fokussierte sich darauf, welche Gesteins- und Erzrohstoffe im unmittelbaren sowie lokalen Umfeld des Çukuriçi Höyüks zur Verfügung standen und inwiefern diese von der prähistorischen Gemeinschaft genutzt werden konnten.

Aufgrund verschiedener Grundvoraussetzungen bezüglich der Möglichkeit der Probennahme und der angewandten Methodiken, unterteilt sich die Arbeit in zwei große Themengebiete. Der erste Teil beschäftigt sich mit den Gesteinsrohstoffen und der zweite Teil mit den Erzrohstoffen.

Bei den Gesteinsrohstoffen lag der Fokus auf den Gesteinskleinfunden, den Mauergesteinen und den Reibsteinen. Für die Untersuchungen hinsichtlich der Gesteinsrohstoffe standen sämtliche am Çukuriçi Höyük ergrabenen Gesteinskleinfunde der frühbronzezeitlichen und neolithischen Siedlungsphasen zur Verfügung. Die Erforschung hinsichtlich der Mauergesteine begrenzte sich auf die Frühbronzezeit und das Spätchalkolithikum (Schnitt S1 bis S4, Schnitt N6). Für nähere Analysen an den Reibsteinen stand nur der frühbronzezeitliche Fundus der Schnitte S1 bis S4 bereit.

Durch die fehlende Möglichkeit einer Probennahme bei den Gesteinsartefakten (mit wenigen Ausnahmen) war die makroskopische petrographische Beschreibung der verwendeten Lithotypen die

wesentliche Analysemethode. Die Verwendung der Reflexionsspektroskopie (Gesteinskleinfunde) und geochemische Analysen mittels wellenlängendispersiver Röntgenfluoreszenz (Reibsteine) zur Gesteinsbestimmung, erfolgten in einem sehr begrenzten Rahmen.

Anhand der vollständigen qualitativen und quantitativen Erfassung der verwendeten Lithotypen sollten mehrere grundsätzliche Fragestellungen im Bezug zu den am Çukuriçi Höyük genutzten Gesteinsrohstoffen beantwortet werden: 1. Wie setzen sich die Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde, der Mauergesteine und der Reibsteine der jeweiligen Epochen/Siedlungsphasen zusammen; 2. Gibt es quantitative und qualitative Veränderungen der Gesteinsspektren zwischen den Epochen und/oder Siedlungsphasen (Gesteinskleinfunde und Mauergesteine); 3. Welche lokalen Gesteinsrohstoffe waren erkenn- sowie nutzbar und inwieweit wurden diese verwendet; 4. Woher stammen die Gesteinsrohstoffe, die nicht dem lokalen Umfeld zugeordnet werden konnten ; 5. Kann eine bewusste selektive Nutzung von Lithotypen für bestimmte Anwendungen (Artefakttypen) anhand der Gesteinseigenschaften nachgewiesen werden.

Die bisher von Mehofer (in Vorbereitung) durchgeführten Untersuchungen zur Herkunftsbestimmung der Kupfererze konnte viele Erzdistrikte ausschließen, aber erbrachten bisher auch keinen eindeutigen Nachweis. Die geringe Streuung in den Spurenelementkonzentrationen wie auch der Bleiisotopenverhältnisse der Kupferartefakte weist nach Mehofer (in Vorbereitung) auf eine stabile Metallversorgung aus einer Lagerstättenregion hin. Eine Herkunft der Kupfererze von den ägäischen Erzvorkommen wie Zypern und Laurion sowie aus Mittel- und Ostanatolien konnten bereits ausgeschlossen werden.

Die einzigen bekannten Kupferlagerstätten im westanatolischen Raum, aus denen eventuell das Kupfer stammen könnte, sind in der Nordwesttürkei zu lokalisieren. Die größte Annäherung anhand der Bleiisotopieverhältnissen ergibt sich durch eine randliche Überlappung mit den nordwestanatolischen Lagerstätten der Troas mit den Kupferartefakten. Auch eine Nutzung anderer ägäischer Erzvorkommen kann nicht ausgeschlossen werden, da sich die Bleiisotopiefelder der Nordwesttürkei und der Ägäis überschneiden (Mehofer in Vorbereitung).

Eine bisher nicht betrachtete Region für mögliche Erzvorkommen stellt jedoch das lokale Umfeld des Çukuriçi Höyüks dar, woran diese Arbeit anknüpft. Aus diesem Gebiet sind nur wenige Untersuchungen zu den Erzvorkommen (im prähistorischen Kontext) bekannt. Es existieren einzelne Bleiisotopie- und/oder Spurenelementanalysen, vor allem von Bleierzen (Wagner et al. 1985, Gale & Stos-Gale 1981, Gale 1980).

Die übergeordnete Fragestellung zu den lokalen Erzrohstoffen im Umfeld des Çukuriçi Höyük bestand in der Identifizierung des lokalen Erzlagerstätteninventars hinsichtlich der am Çukuriçi Höyük verwendeten Erze sowie eine Abschätzung der prähistorischen Höffigkeit dieser Erzvorkommen auf der Grundlage geologischer und lagerstättenkundlicher Fakten. Die Begrifflichkeit der prähistorischen Höffigkeit bezieht sich dabei vor allem auf das oberflächennahe Ausbeissen der Erzgänge und auf die Art der Erzmineralausbildung². Diese Umstände stellen eine Grundvoraussetzung für die Erkenn- und Nutzbarkeit der Erzrohstoffe im Chalkolithikum sowie in der Frühbronzezeit dar.

Durch die hohe Diversität an verschiedenen Metallfunden aus Arsenkupfer, Bronze und Blei sowie Artefakten aus Gold und Silber, konzentriert sich dieser Teil der Arbeit jedoch nicht nur auf mögliche Kupfervorkommen, sondern auch auf Gold-, Silber- und Bleierzmineralisationen im lokalen Umfeld des Tells.

² Unter diesem Punkt ist von Interesse, ob die potentiell nutzbaren Erze beispielsweise in massiver Form vorhanden sind/waren oder ob die Erz (-minerale) im submikroskopischen Bereich vorliegen. Dies beeinflusst ebenfalls die erkenn- und Nutzbarkeit von Rohstoffen in der Prähistorie.

Auch die von (Mehofer in Vorbereitung) diskutierte Möglichkeit, dass am Çukuriçi Höyük Blei- und Arsenerz in das schmelzflüssige Kupfer intentionell zu legiert wurde (Fund eines Matte-Speis-Fragmentes), erweitert die Untersuchungen auch auf Arsenopyritvorkommen.

Von den Erzlagerstätten mit einer prähistorischen Höflichkeit wurden Proben genommen bzw. wurden Proben zur Verfügung gestellt um, je nach Möglichkeit, über Bleiisotopie- und/oder Spurenelementanalysen Übereinstimmung, als Nachweis einer Nutzung lokaler Erzvorkommen, zwischen Erzen und Artefakten aufzuzeigen oder auszuschließen. Die oben genannte Herangehensweise und Zielstellung erstreckt sich auch auf die am Tell gefundenen Kupfererz- und Bleierzfragmente. Im Mittelpunkt steht hier der Vergleich der Bleiisotopie- und Spurenelementsignaturen der Fragmente mit den jeweiligen Metallartefakten und den identifizierten lokalen Erzvorkommen, um deren Beziehung zueinander zu klären.

Teil I – Die Gesteinsrohstoffe

2. Das Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet zur Identifizierung der erkenn- und nutzbaren Gesteinsrohstoffe lag zwischen den Ortschaften Zeytinköy, Kuşadası, Balatçık und Halkarpınar. Dieses Gebiet umfasst in etwa 400 km² und liegt vollständig innerhalb des KMKMM (Kykladischer Metamorpher Komplex des Menderes Massives, Abb. 3.3, Seite 13).

3. Die Geologie der Westtürkei

In diesem Kapitel wird die Geologie der Westtürkei in ihrer Ganzheit nicht näher erläutert. Da die Arbeitsgebiete sowohl für die Thematik der Erzrohstoffe als auch für die Gesteinsrohstoffe nur den Anatoliden-Tauriden-Block betreffen, wird sich die Arbeit vornehmlich auf diese Einheit beziehen. Daher erfolgt nur eine detaillierte Darstellung der Geologie des Anatoliden-Tauriden-Blocks. Zur Geologie der Westtürkei wird u.a. auf die Arbeiten von Okay (2006), Şengün (2006), Rimmelé (2003) und Şengör & Yılmaz (1981) verwiesen.

Die heutige Landmasse der Türkei entstand durch die Kollision verschiedener Terrane während der alpidischen Orogenese unter gleichzeitiger Schließung der Tethys (Abb. 3.1) und wird daher in drei tektonische Großeinheiten (Terrane) unterteilt, die durch Suturen, als Resultat der Schließung der Tethys getrennt sind: 1. Die Pontiden; 2. Anatoliden-Tauriden-Block; 3. Arabische Plattform (Ketin 1966). Diese Suturen sind die Izmir-Ankara-Erzincan Suture (Grenze zwischen den Pontiden und dem Anatoliden-Tauriden-Block) und die Assyrische Suture (Grenze zwischen der Arabischen Plattform und dem Anatoliden-Tauriden-Block) Okay (2006). Die Geologie der West- und Südtürkei wird im Wesentlichen durch die Gesteine des Anatoliden-Tauriden-Block bestimmt. Der Anatoliden-Tauriden-Block umfasst verschiedene Kleinstkontinente (Terrane) die sich in ihrer Stratigraphie, tektonometamorphen Entwicklung und Struktur unterscheiden. Die räumliche Nähe dieser Terrane mit stark unterschiedlichen Lithologien und tektonometamorphen Entwicklung steht in Beziehung zu der nordwärts gerichteten Subduktion der Lithosphäre der Neo-Tethys sowie der Kontinent-Kontinent Kollision zwischen den Pontiden (aktiver Kontinentalrand, Sakarya Zone) und des Anatoliden-Tauriden Blocks (passiver Kontinentalrand) in der späten Kreide und dem frühen Tertiär während der alpidischen Orogenese (Şengör & Yılmaz 1981). Die Grenzen der einzelnen Kleinstkontinente des Anatoliden-Tauriden Blocks korrespondiert mit den Hauptsuturen (Intra-Pontiden Suture, Izmir-Ankara Suture, innere Tauriden Suture) in der Westtürkei und definieren vier große Einheiten: 1. Die Istanbul Zone; 2. Die Sakarya Zone; 3. Den Anatolischen Kristallin Komplex; 4. Den Anatoliden-

Tauriden-Block. Die Suturen sind gekennzeichnet durch Ophiolithe und/oder einer ophiolithischen Mélange (Okay & Tüysüz 1999). Die Izmir-Ankara Suture und die innere Tauriden Suture bilden die nördliche Grenze des Anatoliden-Tauriden-Blocks. Dieser Block besteht wiederum aus verschiedenen Großeinheiten, die durch Hauptüberschiebungen voneinander getrennt sind. Zu diesen Großeinheiten gehören die Bornova Flysch Zone, die Tavşanlı Zone, die Afyon Zone, das Menderes Massiv, die Lykischen Decken (inklusive der Bey Dağları Plattform Rimmelé (2003), Abb. 3.2). Auf diese Großeinheiten wird im Folgenden näher eingegangen.

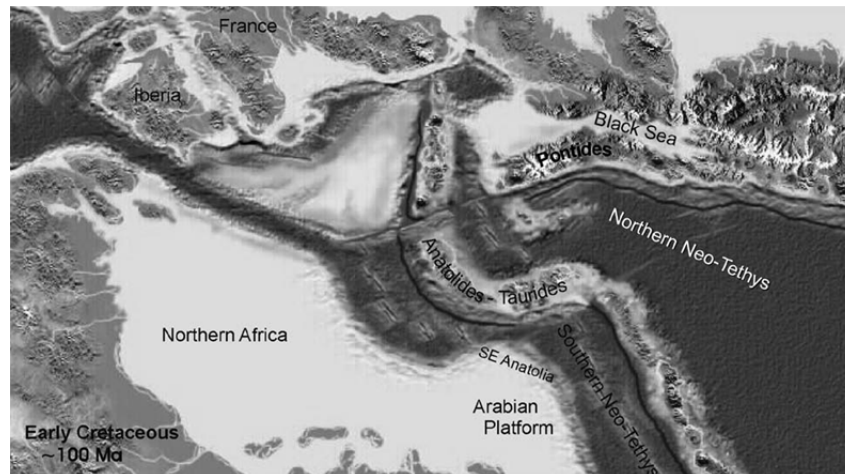


Abb. 3.1: Paläogeographische Situation des Mittelmeerraums in der unteren Kreide (Okay 2006).

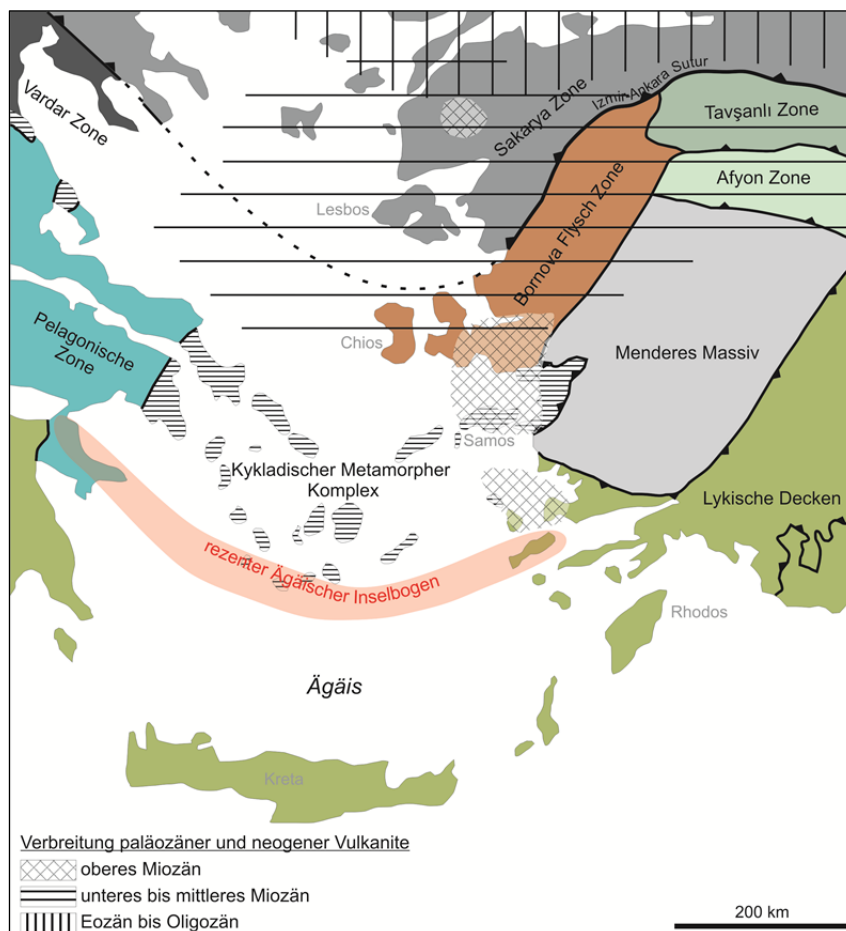


Abb. 3.2: Regionalgeologische Karte der Ägäis (verändert nach Okay 2001). Verteilung der Vulkanite nach Fytikas et al. (1984).

Die Bornova Flysch Zone

Die Bornova Mélange erstreckt sich zwischen dem Sakarya Zone und dem Menderes Massiv (Abb. 3.2, Erdoğan 1990a). Diese Einheit besteht aus einer flyschartigen Matrix dominiert von Grauwacken und Schiefen. Innerhalb der Matrix finden sich Spilite, stark zerscherte Scheiben aus Serpentin sowie bis zu 20 km lange Kalksteinblöcke mit triassischem bis kreidezeitlichen Alter. Die Matrix datiert auf die späteste Kreide bis in das Paläozän (Okay et al. 1996, Okay & Siyako 1993, Erdoğan 1990b, Özer & İrtem 1982).

Die Tavşanlı Zone

Die Tavşanlı Zone stellt einen Bereich von 40 km Breite und 250 km Länge dar, der während der alpidischen Orogenese einer Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose unterlag und in die Ovacık Einheiten sowie Orhaneli Einheit unterteilt wird. Die Zone ist die nördlichste Zone des Anatoliden-Tauriden Blocks und unterlagert die Ophiolithe der Izmir-Ankara Suture im Norden (Abb. 3.2). Im Süden sind die Gesteine der Tavşanlı Zone auf die Gesteine der Afyon Zone überschoben (Okay 1986, 1984).

Die Ovacık Einheit besteht aus vulkanosedimentären Ablagerungen, welche von Peridotiten überlagert wurden. Charakteristisch für diese Einheit sind rötlich-grünliche Schiefer, Radiolarite, neritische Kalksteine, Grauwacken, synsedimentäre Brekzien und neritische Kalksteinolistholite. Die Gesteine zeigen keine Hinweise auf einen metamorphen Einfluss (Okay 1986, 1984). Talk- und Serpentinausbisse sowie die Nachweise von Lawsonit in den Vulkaniten verweisen jedoch auf eine beginnende Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose (Okay 1982).

Die Orhaneli Einheit ist charakterisiert durch eine mächtige Sequenz von rekristallisierten Metaklastiten, die von massiven rekristallisierten weißen Marmoren überlagert wird. Die Metaklastit-Sequenz besteht aus graphitreichen Schiefen sowie Metabasit führenden Metapeliten mit Marmoreinschaltungen. Verschiedene Mineralparagenesen in dieser Einheit, u.a. aus Jadeit, Glaucophan und Lawsonit, geben Hinweise auf eine Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose. Okay & Kelly (1994) verweisen auf Druck- und Temperaturbedingungen von 20 kbar bei 430 °C während der späten Kreide (Sherlock et al. 1999). Es wird angenommen, dass die Exhumierung der Gesteine der Tavşanlı Zone innerhalb eines kompressiven Regimes erfolgte. Weiter verweist Okay (2002) darauf, dass die räumliche Nähe von triassischen und kreidezeitlichen Blauschiefern entlang der Izmir-Ankara Suture auf eine langlebige Plattengrenze hinweist.

Die Afyon Zone

Die Afyon Zone wird tektonisch durch die Tavşanlı Zone im Norden und durch das Menderes Massiv im Süden begrenzt (Abb. 3.2). Diese Zone liegt strukturell höher als das Menderes Massiv, verläuft Nordwest-Südost und kann über 600 km verfolgt werden (Şengör et al. 1984). Die Stratigraphie der Afyon Zone weist starke Ähnlichkeiten zu der Tavşanlı Zone und zu den mesozoischen bis frühtertiären Deckschichten des Menderes Massives auf. Dabei wird zwischen einer unteren, wahrscheinlich präkambrischen und einer oberen mesozoisch bis tertiären Gesteinsabfolge unterschieden (Candan et al. 2002).

Die untere Gesteinsabfolge repräsentiert das Grundgebirge und besteht aus prä-alpin grünschieferfaziell überprägten Schiefen (Okay 1984), die mafische und felsische Metamagmatite führen (Candan et al. 2002). Als charakteristisch für die Gesteinsabfolge sind auch gangartige Intrusionen von leukokratischen Metagraniten (Candan et al. 2002), wie sie auch im Menderes Massiv auftreten (Koralay et al. 2001).

Die obere Gesteinsabfolge der Afyon Zone überlagert die untere diskordant. Das Alter dieser Sequenz reicht von der Trias bis in das frühe Paläozän und baut sich aus Metasedimenten auf (Quarzit und/oder basale Karbonatkonglomerate, Karbonatlagen führenden Phyllitschiefer), die zum Hangenden in eine mächtige Abfolge von Plattformkarbonaten übergeht. Den Karbonaten folgt ein Olisthostrom bestehend aus Kalksteinen, Blauschiefern, Serpentinblöcken bzw. Ophiolithe mit oberkretazischen bis frühpaläozänem Alter. Flachwassersedimente als oberste Abfolge der Afyon Zone (oberes Paläozän bis unteres Eozän) überlagern alle anderen Gesteinseinheiten (Candan et al. 2002). Candan et al. (2002) geht davon aus, dass die Afyon Zone einer schwachen Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose während der späten Kreide und dem beginnenden Paläozän unterlegen hat.

Das Menderes Massiv

Die West- und Südwesttürkei werden aus den Gesteinen des Menderes Massiv, der Lykischen Decken und der Bey Dağları Plattform aufgebaut, wobei in der zentralen Westtürkei die Gesteinsformationen des Menderes Massives dominieren (Abb. 3.3).

Das Massiv mit seiner Nordost-Südwest Erstreckung wird im Norden von den Decken der Izmir-Ankara-Sutur tektonisch überlagert bzw. begrenzt (Şengör & Yılmaz 1981, inklusive der Bornova Flysch Zone), im Osten von der Afyon Zone (Şengör et al. 1984) und im Süden durch die Lykischen Decken (Poisson 1977, de Graciansky 1972, Brunn et al. 1970). Im Westen des Massives, getrennt durch die Ägäis, schließen sich die Kykladischen Inseln an, für die blauschieferfaziell überprägte Metamorphite (Eozäne Blauschiefermetamorphose) charakteristisch sind (u.a. Okrusch & Bröcker 1990, Dürr et al. 1978; Abb. 3.2). Die Kykladischen Inseln werden auch als „Cycladic Metamorphic Complex“ (CMC) zusammengefasst.

Das Menderes Massiv ähnelt in seinem Aufbau einem Deckenstapel und wird im Allgemeinen als polymetamorpher Komplex bezeichnet, welcher tektonometamorphen Events im Präkambrium und im Eozän unterlag. (u.a. Ring et al. 2001, Gessner 2000). In seinem generellen stratigraphischen Aufbau weist das Massiv einen Kern aus Augengneisen auf, welcher durch in sich verschuppte Metasedimente und Sedimente überlagert wird. Die Verschuppung wird auf eine späalpine kompressive Deformation zurückgeführt (Satir & Friedrichsen 1986, Şengör et al. 1984, Dürr 1975). In der älteren Literatur werden die den Kern überlagernden (Meta-) Sedimente auch als Schieferhülle bezeichnet (Nebert & Ronner 1956).

Das Menderes Massiv besitzt einen Kernbereich der durch präkambrische Metagranite dominiert wird (550 Ma, Hetzel & Reischmann 1996). Neben den Metagraniten treten kleinräumig mittel- bis hochmetamorph überprägte Glimmerschiefer, Gneise, Metagabbros, Granulite und Eklogite auf (u.a. Candan et al. 2001, Oberhänsli et al. 1997, Candan et al. 1994). Der Kern des Massives unterlag während des Präkambriums und frühen Paläozoikums einer eklogitfaziellen Metamorphose und wurde später amphibolitfaziell überprägt, als Resultat einer Krustenverdickung durch die panafrikanische Orogenese (Oberhänsli et al. 2002a, Warkus et al. 1998).

Die das kristalline Grundgebirge des Menderes Massives überlagernden Deckschichten bestehen aus Metasedimenten und Sedimenten paläozoischen bis tertiären Alters. Soweit bekannt, bestehen die ältesten Gesteine der Schieferhülle aus permokarbonen Marmoren, Quarziten und Phylliten der Göktepe Formation. Der Göktepe Formation folgt eine mächtige Abfolge mesozoischen Marmors mit Schmirgelgesteinshorizonten (u.a. Konak et al. 1987, Dürr 1975). Ein mittelpaläogener Metaolisthostrom überlagert die Marmorsequenz diskordant und besteht aus Metaserpentiniten, Marmorblöcken innerhalb einer pelitischen Matrix. Diese Rutschmassen markieren das Ende der Sedimentation im Menderes Massiv (Gutnic et al. 1979).

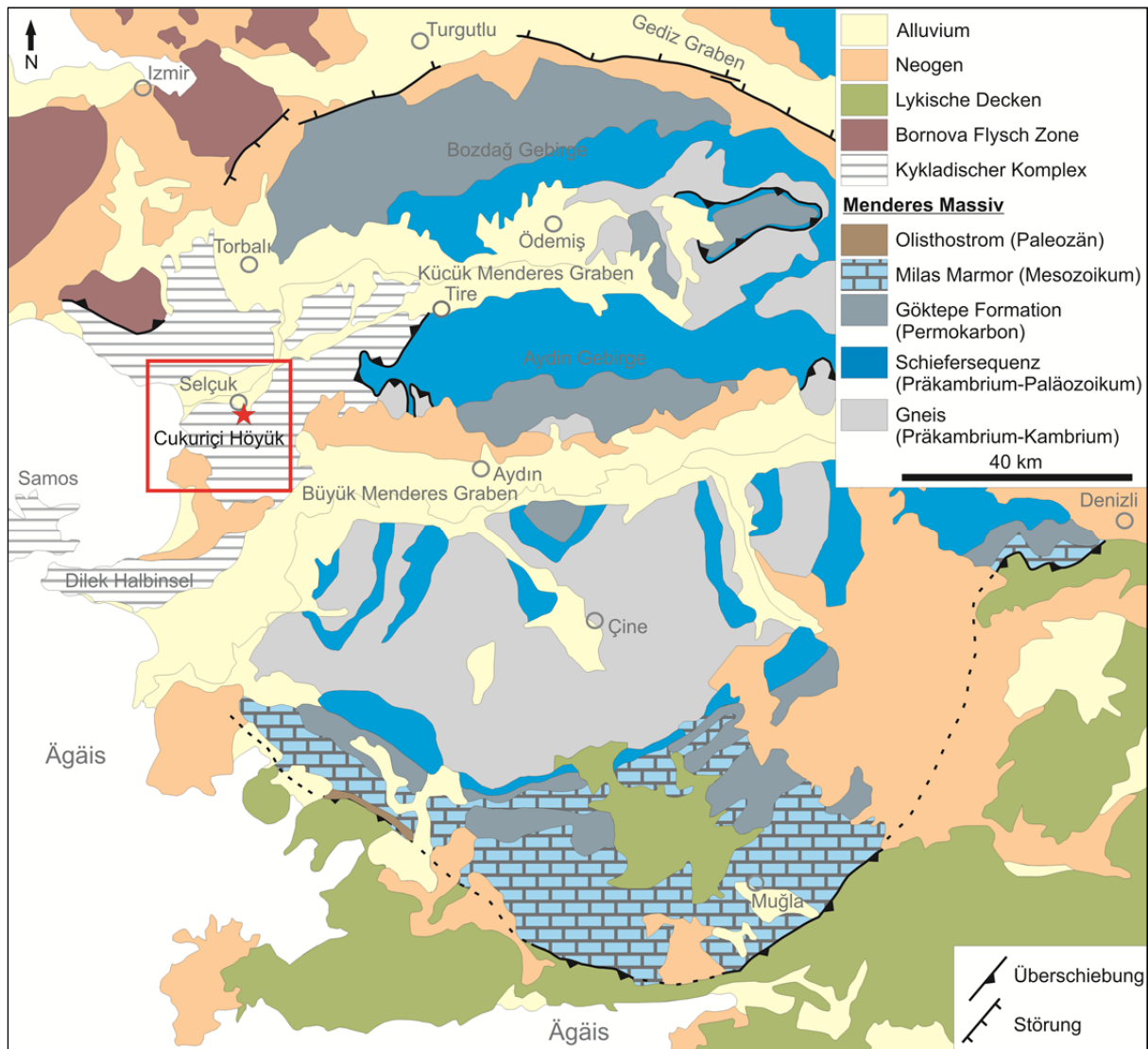


Abb. 3.3: Geologische Karte des Menderes Massives und der angrenzenden Großeinheiten des Anatoliden-Tauriden Blocks. (verändert nach Okay 2001). Das rote Quadrat markiert das Arbeitsgebiet zu den Gesteinsrohstoffen.

Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges als auch die Deckschichten des Massives unterlagen während der alpinen Orogenese am Ende des Paläozäns bis frühen Eozäns (Hetzel & Reischmann 1996) einer Regionalmetamorphose, die zu einer amphibolitfaziellen und grünschieferfaziellen Überprägung der Gesteine führte (Whitney & Bozkurt 2002, Okay 2001). Die eozäne Regionalmetamorphose und Deformation resultiert aus der Südwärtsbewegung der Kollisionsfront zwischen dem Anatoliden-Tauriden-Block im Süden und der Sakarya-Zone im Norden (Okay & Tüysüz 1999, Şengör 1984).

Die Region zwischen der Dilek Halbinsel über Tire bis nördlich von Selçuk, welches auch das wesentliche Betrachtungsgebiet zu den Gesteinsrohstoffen darstellt (Abb. 3.3), zählte lange Zeit zu den Deckschichten des Menderes Massives. In den letzten Jahren konnte durch verschiedene Bearbeiter aufgezeigt werden, (Oberhänsli 2002b, Okay 2001, Candan et al. 1997) dass sich die Stratigraphie, die tektonischen Eigenschaften sowie auch die strukturelle Lage der Gesteinseinheiten dieser Region (oberhalb der Deckschichten des Menderes Massives), deutlich vom Aufbau des Menderes Massives unterscheiden.

Auf der Dilek-Halbinsel (Samsun Gebirge) und im Bereich von Selçuk wurden Eklogite oder eklogitisierte Metagabbros innerhalb eines Metaolisthstroms gefunden (u. a. Oberhänsli et al. 1998,

Candan et al. 1997), welcher starke Ähnlichkeiten mit Metaolisthostromen auf Syros aufweisen (Okrusch & Bröcker 1990, Ridley & Dixon 1984). Auch überlagern in dieser Region Eklogit führende Olisthostrome (Güngör 1995) die mesozoischen Marmorserien, verzahnt mit mafischen Metapeliten und Glaucophan führenden Metavulkaniten (Candan et al. 1997), was auf eine Blauschiefermetamorphose hindeutet. Die in das Mitteleozän (Oberhänsli et al. 1998) datierte Blauschiefermetamorphose wurde durch grünschieferfazielle Bedingungen während des späten Eozäns bis frühen Oligozäns überprägt (Candan et al. 1997). Aufgrund der Struktur, Stratigraphie sowie tektonometamorphen Eigenschaften der Gesteinsformationen, die den des KMK stark ähneln, wird diese Region mittlerweile als östliche Fortsetzung des KMK angesehen und ist getrennt von der Geologie des Menderes Massives zu betrachten (u.a. Ring et al. 1999a, Gessner et al. 2001a, Okay 2001). Candan et al. (1997) und Oberhänsli et al. (1998) postulierten eine Korrelation zwischen den Blauschiefern auf der Insel Samos (Okrusch et al. 1984) und der kykladischen Gesteinsformationen zwischen der Dilek Halbinsel und Selçuk. Die östliche Fortsetzung des CMC im westlichen Teil des Menderes Massives wird auch als KMKMM bezeichnet (Rimmele 2003).

Der KMKMM liegt im westlichen Teil des Aydın Gebirges, welches aus den Deckschichten des Menderes Massives aufgebaut ist. Candan und Kun (1989) charakterisieren die Gesteine in dieser Region umfassend als eine post- bis spätkretazische Metamélange. Candan et al. (1997) und Okay (2001) verweisen auf eine Olisthostrom führende Metamélange. Typisch für diese Region sind Serpentin- und Metabasitlinsen assoziiert mit Schiefen sowie mesozoische Marmorabfolgen (Erdogan und Güngör 1992, Dürr 1975).

Die Schiefer weisen Verzahnungen mit Marmoren, Kalkschiefern und Metaquarziten auf. Große irregulär ausgebildete und Schirmelgesteinslinsen führende Marmorkörper (Önay 1949) treten innerhalb der Schiefer auf und sind von diesen zumeist vollständig umgeben (Okay 2001). Weiter finden sich in den Schiefen grobkristalline Amphibolite, amphibolitisierte Eklogite, Serpentinlinsen mit zum Teil mehreren hundert Metern Mächtigkeit, zum Teil mit Mineralassoziationen, die auf eine Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose hinweisen (Okay 2001). Eine detailliertere Beschreibung der anstehenden Gesteine und Gesteinsformationen dieser Region erfolgt im Kapitel 6.

Die Westtürkei und die Nordwesttürkei unterlagen mit der ausgehenden alpidischen Orogenese im späten Känozoikum einer starken Dehnungstektonik, verursacht durch: 1. Subduktion der Afrikanischen Platte unter die Ägäisch-Anatolische Platte (Jackson & McKenzie 1984); 2. Kompressionstektonik zwischen den einzelnen Terranen und durch die anhaltende postkollisionale Dehnung seit dem späten Oligozän (Seyitoglu & Scott 1991). Diese Dehnungstektonik führte zur Bildung von regional bedeutenden Ost-West verlaufenden Grabenbrüchen (Bergama Graben, Gediz Graben, Küçük Menderes Graben, Büyük Menderes Graben) sowie kleineren Nordwest-Südost bzw. Nordost-Südwest verlaufenden Becken, die bis heute anhält. Die Grabenstrukturen waren und sind die wesentlichen Akkumulationsgebiete der neogenen und holozänen Abtragungsprodukte der umliegenden Hochflächen (u.a. Alçiçek 2010, Yilmaz 2000, Bay 1999), welche heute große Gebiete dominieren (Abb. 3.3).

In annähernd parallel mit der einsetzenden Dehnungstektonik kam es in gesamten westanatolischen Raum zu einem intensiven Magmatismus (vgl. Abb. 3.2). Die Ursachen dafür werden in dem postkollisionalem Setting der Region (u.a. Pe-Piper et al. 2009, Altunkaynak & Genç 2008) bzw. durch die fortschreitende südwestwärts gerichtete Subduktion der ägäischen Subduktionszone gesehen (u.a. Erkül et al. 2005, Innocenti et al. 2005). Die Produkte dieses Magmatismus sind Plutonite mit granitischer bis intermediärer Zusammensetzung sowie Vulkanite mit basaltischem bis rhyolithischem Chemismus (Helvacı et al. 2009).

4. Methodik

4.1 Die makroskopische Gesteinsbestimmung

Sämtliche am Çukuriçi Höyük ausgegrabenen Gesteinskleinfunde der Frühbronzezeit und des Spätneolithikums sowie Frühneolithikums der Grabungsjahre 2007 bis 2014 wurden makroskopisch bestimmt. Chalkolitische Gesteinskleinfunde wurden ebenfalls bestimmt. Jedoch liegen aus dieser Epoche insgesamt nur 20 Funde vor. Da hier keine Repräsentativität in Bezug zu den Fragestellungen gegeben war, wurde das Chalkolithikum in dieser Arbeit nicht näher betrachtet. Eine Auswertung und Kontextinterpretation zu den chalkolitischen Gesteinskleinfunden sowie Mörsern und Reibsteinen findet sich in Schwall (2016).

Die Charakterisierung der verwendeten Lithotypen für die Gesteinskleinfunde erfolgte makroskopisch nach dem allgemein üblichen Bestimmungsgang (Mineralbestand, Mengenverhältnis der einzelnen Minerale, Struktur, Textur, Gefüge usw.) unter zur Hilfenahme des Geologenbestecks (Lupe 10-fach, Magnetstift, 10 %ige Salzsäure, Messer). Der innerhalb dieser Arbeit verwendete Begriff der Härte bezieht sich durchgehend auf die Mohssche Härteskala. Die Verwendung des Begriffs feinkristallin erfolgte, wenn die durchschnittliche Mineralgröße deutlich unterhalb eines Millimeters lag. Grundsätzlich war eine Probenahme für weiterführende Analysen nur in Einzelfällen möglich (vgl. Kap. 7.2.1 und Kap. 7.2.2).

Stark verwitterte und/oder versinterte Gesteinsobjekte sowie Kleinfunde mit zu geringer Größe oder zu starken Bearbeitungspuren (Einzelfälle) wurden bei der Bestimmung nicht berücksichtigt. An solchen Funden konnten zu wenige Merkmale für eine sichere Gesteinsansprache identifiziert werden. Eine eindeutige Bestimmung war somit nicht realisierbar oder wäre mehrdeutig ausgefallen. Die archäologischen Typklassifizierungen sowie das archäologische Alter der Steinobjekte auf die diese Arbeit zurückgreift, erfolgte durch verschiedene Bearbeiter des ERC-Projektes und entsprechen dem Bearbeitungsstand vom 3. August 2016. Die Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung sind im Anhang A01-A und Anhang A01-B aufgeführt.

Für die spätchalkolitische Grabenverfüllung (Schnitt N6 bis N7) und frühbronzezeitlichen Mauergesteine der Schnitte S1 bis S4 erfolgte ebenfalls eine makroskopische Charakterisierung. Der Bestimmungsgang entspricht dem der Gesteinskleinfunde. Neben der Gesteinscharakterisierung wurden durchgängig die Rundungsgrade sowie sporadisch deren Größe und Gestalt bestimmt. Eine Beprobung für weiterführende Analysemethoden war nicht möglich.

Die frühbronzezeitlichen Reibsteine der Schnitte S1 bis S4 wurden nach dem oben genannten Schema charakterisiert. Von vier Reibsteinen aus vulkanischem Material mit felsischer Zusammensetzung konnte Probenmaterial für mikroskopische und geochemische Analysen genommen werden (vgl. Kap. 7.4).

4.2 Die Geländearbeit

Die Informationen über die anstehenden Gesteinsrohstoffe (unmittelbare und lokale Gesteinsrohstoffe) in diesem Gebiet wurden über Literaturrecherchen zusammengetragen und bei Informationslücken oder unklaren Sachverhalten durch punktuelle Geländebegehungen überprüft (vgl. Kap. 6.1 und Kap. 6.2). Weiter wurde die naturräumliche Situation im Siedlungsraum des Çukuriçi Höyüks erfasst und bewertet (vgl. Kap. 5.).

4.3 Die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (WD-RFA)

Die Aufbereitung der Proben erfolgte im Gesteinslabor des Instituts für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Die Proben (ca. 500 g je Probe) wurden großzügig von angewitterten Bereichen mittels einer Gesteinsäge befreit.

Die Grobzerkleinerung erfolgte manuell mit einem Hammer (Probe mit einer dicken Lage Papier umwickelt), bis die Bruchstücke eine Größe von etwa 1 cm aufwiesen. Das Herunterteilen der Proben nach der Grobzerkleinerung erfolgte über einen Probenteiler, um die Homogenität und Repräsentativität der Probe zu gewährleisten. Mit einer Scheibenschwingmühle und einem Mahlwerk aus Achat wurde ein feines Gesteinspulver (Korngröße < 63 µm) hergestellt. Nach nochmaliger Probentrennung fand eine Trocknung einer Teilprobe des Gesteinspulvers bei 104 °C statt (ca. 12 Stunden).

Die Herstellung der Schmelztabletten sowie die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (WDRFA) wurden am Institut für Geowissenschaften der Eberhard Karls Universität Tübingen durchgeführt. Sechs Gramm Probensubstanz wurden mit dem Flussmittel Spectromelt (Merck) vermengt und eine homogene Schmelztablette erzeugt. Die Analysen der Haupt- und Spurenelemente erfolgte mit dem Programm T (Traces) eines wellenlängendispersiven Röntgenspektrometers der Firma Bruker (AXS S4 Pioneer). Die Nachweisgrenze sowie deren Standardabweichung sind im Anhang A04-A1 und Anhang A04-A2 dargestellt. Die Genauigkeit und Korrektur der Analysen der Methode erfolgte nach Nisbet et al. (1979). Die Glühverluste wurden an einem Gramm Probenpulver gravimetrisch durch Erhitzen bestimmt und prozentual angegeben.

4.4 Die Röntgendiffraktometrie

Von zwei Gesteinskleinfunden (Fundnummer 07/320/3/1101 und 08/501/3/14), die mittels Reflexionsspektroskopie als Amphibol bzw. Jadeit dominierte Gesteine identifiziert wurden (vgl. Kap. 7.2), konnten entlang von Bruchkanten Proben genommen werden. Das Probenmaterial wurde mit einer Kneifzange abgebrochen. Da die Erhaltung der Artefakte im Vordergrund stand, konnten nur kleine Probenmengen generiert werden. In beiden Fällen etwa 1 g. Das Probenmaterial wurde in einem Achatmörser pulverfein aufgemahlen und homogenisiert. Die Probenpräparation erfolgte auf einem Si-Einkristall-Probenträger.

Die röntgenographischen Messungen (XRD) erfolgten am Institut für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Die Messung und Auswertung erfolgte durch Dr. R. Kaden.

Die röntgenographischen Analysen wurden in Reflektion mit einem PANalytical X'Pert PRO Röntgendiffraktometer in θ - θ -Geometrie (Goniometerradius 240 mm) und einem PANalytical X'Celerator RTMS Detektor bei Raumtemperatur durchgeführt. Die Messparameter sind in der Tabelle 4.4.1 aufgeführt. Die Auswertung im Hinblick auf den qualitativen Phasenbestand erfolgte mit dem Programm HighScore Plus (Version 4.0) der Firma PANalytical B.V. unter Verwendung der PDF-2 Datenbank (ICDD, International Centre for Diffraction Data, Stand 2004)

Anodenmaterial	Kupfer
Spannung	45 kV
Stromstärke	40 mA
Messbereich [$^{\circ}2\theta$]	5-70
Schrittweite [$^{\circ}2\theta$]	0,0170
Zählzeit pro Messschritt	19,685 s

4.5 Die Reflexionsspektroskopie

Die VIS-SWIR-Spektren ausgewählter Gesteinskleinfunde (vgl. Kap. 7.2.1 und Kap. 7.2.2) wurden mit einem portablen Reflexionsspektrometer (TerraSpec, Analytical Spectral Devices Inc.) der Fachgruppe Petrologie und Lagerstättenforschung der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg analysiert. Die TerraSpec misst die Reflektanz innerhalb des Wellenlängenbereiches von 350 bis 2500 nm des elektromagnetischen Spektrums (VNIR bis SWIR) mit einer Genauigkeit von 0,5 nm. Für die Erfassung des Wellenlängenbereiches werden drei Detektoren verwendet (VNIR-Detektor 350-1000 nm, SWIR-1-Detektor 1001-1800 nm, SWIR-2-Detektor 1801-2500 nm). Der Messkopf der TerraSpec besitzt einen Durchmesser von 1,8 cm.

Vor dem Start der Messungen wurde das Gerät 20 min. laufen gelassen, um eine Beeinflussung der Messungen durch sich erwärmende elektronische Bauteile zu minimieren. Nach der Aufwärmphase wurde die TerraSpec unter zur Hilfenahme eines Spectralons (weiße Scheibe mit annähernd 100 % Reflektion) softwaregestützt kalibriert, um die Funktion der Detektoren zu überprüfen und zu optimieren. Anschließend erfolgte ein Weißabgleich. Nach der Kalibrierung erfolgten die Messungen, wobei die Messzeit eines jeden Analysepunktes fünf Sekunden betrug. Die Kalibrierung wurde vor jeder Messung eines neuen Fundes durchgeführt, jedoch spätestens nach einer Messzeit von 20 min. wiederholt. Diese Verfahrensweise sicherte eine kontinuierlich hohe Qualität der Messungen.

Grundsätzlich waren die zu untersuchenden Objekte von Verunreinigungen befreit, trocken und sauber. Die zur Verfügung stehenden Messflächen waren durch die Form der Funde vorgegeben (oft konkav und/oder konvex) und konnte nicht beeinflusst werden bzw. lagen bei beschädigten Artefakten unebene Bruchflächen vor. Die Funde selbst waren in der Mehrzahl relativ klein (Länge und Breite betrug selten mehr als 5 cm). Es wurde versucht, die Funde möglichst flächendeckend durch mehrere Messungen zu analysieren. Um die optimalen Messbedingungen zu erreichen, sollte der Messkopf flächig und ohne Zwischenräume auf der zu untersuchenden Probe aufsitzen. Da an keinem der Funde eine Oberflächenform vorhanden war, die diese Bedingung erfüllte, wurden alle zur Verfügung stehenden Flächen eines Fundes unabhängig von der Oberflächenform flächig analysiert. Hierbei wurde in Kauf genommen, dass durch die suboptimalen Messbedingungen Spektren mit starkem Rauschen oder wenig charakteristischen Absorptionsbanden entstehen.

Die Ergebnisse wurden mit der Software RS³ aufgenommen, wiedergegeben und gespeichert. Alle gemessenen Spektren weisen generell ein minimales Hintergrundrauschen auf, welches jedoch vor allem in den Grenzbereichen des messbaren Wellenlängenbereiches zwischen 350 und 400 nm sowie zwischen 2400 und 2500 nm oft stärker ausfällt. In diesen Wellenlängen ist eine Identifikation von Absorptionsbanden selten möglich. In den Spektren können bei 1000 nm und 1800 nm kleine sprungartig ausgebildete Absorptionen auftreten. Diese Signaturen resultieren aus den Übergängen der Messbereiche der einzelnen Detektoren. Die Auswertung der Rohdaten erfolgte mit der Software Specmin-Pro (Spectral International Inc. Specmin-Pro Version 3.1). Die Software umfasst vier (Referenz-) Spektraldatenbanken (ASD Inc., FeMinerals, JPL, USGS).

5. Die naturräumliche Situation

Geomorphologisch handelt es sich bei dem Siedlungsraum des Çukuriçi Höyük um ein Nord-Süd verlaufendes Seitental, welches in Richtung Norden in den Küçük Menderes Graben aufgeht und sich in Richtung Süden verengt, aber kein Endtal darstellt (Abb. 5.2 und Abb. 5.3). Östlich und westlich ist das Seitental durch steil aufragende Bergzüge mit Höhen bis zu 500 m ü. N.N. begrenzt. Den Berghängen lagern in unterschiedlich räumlicher Ausdehnung und Mächtigkeit Hangschuttfächer vor, die einen stufenlosen Übergang zum stark ausnivellierten Talboden aufweisen. Sowohl die

Bergflanken als auch die Hangschuttfächer durchzieht ein Netz von vielen kleinen, temporär hochenergetisch Wasser führenden Bächen, vor allem in den östlichen und südwestlichen Talbereichen (Abb. 5.2). Diese haben sich zum Teil tief in das anstehende Gestein, den Hangschutt sowie in die Alluvionen des Talbodens eingeschnitten und führen erhebliche Mengen Geröll, Steine und zum Teil Blöcke. Ein Teil der lokalen Bäche mündet in den lokalen Hauptabfluss Derbent Dere. Dessen rezentes Bachbett, soweit noch rekonstruierbar, 400 m östlich des Tells (Sedimentakkumulationen des Derbent Dere beginnen in 200-250 m Entfernung zum Tell) in Richtung Norden verläuft (Abb. 5.1). Zwei weitere Vorfluter, der Karoman Dere und der Sayan Dere, fließen in geringer räumlicher Entfernung östlich des Çukuriçi Höyük (Abb. 5.2), wobei der Sayan Dere auf Höhe des Çukuriçi Höyük versiegt.

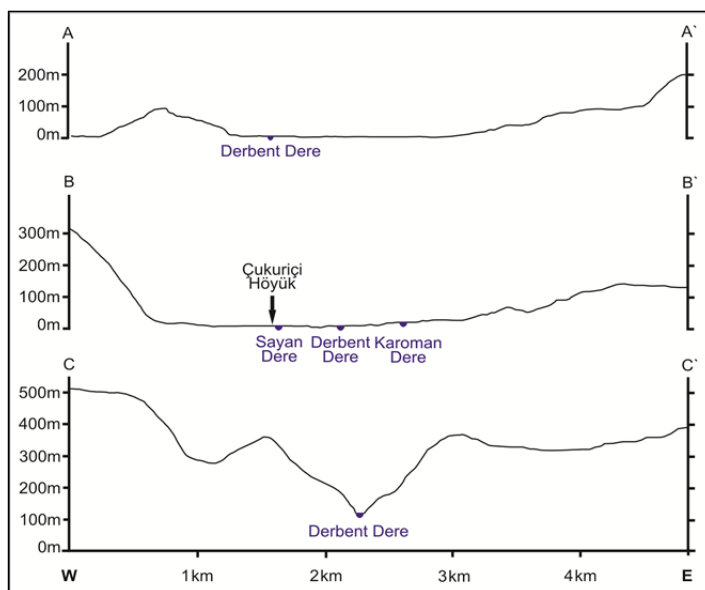


Abb. 5.1: Höhenprofile (W-E) des Seitentals von Norden A-A' nach Süden C-C' mit der Lage der größten Bäche. Profilverläufe unter der Abb. 5.2 (zweifach überhöht).

Generell unterliegen die Talebene, große Teile der Hangschuttflächen sowie Flächen auf dem Anstehenden einer sehr starken landwirtschaftlichen Nutzung. Im Zuge dieser anthropogenen Eingriffe reichen die landwirtschaftlichen Flächen bis an die rezente Bachläufe heran und sind von Hangschutt- und/oder Flussgeröllen beräumt bzw. wurden diese wieder verbaut. Des Weiteren wurde ein Großteil der Bäche verlegt, eingengt oder begradigt. Daraus resultiert u.a., dass die Ausdehnung, der Verlauf und die Akkumulationsgebiete der prä-anthropogenen Bäche oder die ursprüngliche Zusammensetzung der

Hangschuttfächer in vielen Bereichen schwer nachzuvollziehen ist. Für die Rekapitulation der naturräumlichen Situation um den Çukuriçi Höyük muss ebenfalls der Umstand berücksichtigt werden, dass durch den im Holozän stetig ansteigenden Meeresspiegel (Schröder 1998, 1996) der Küçük Menderes Graben von 7000 bis 3000 v. Chr. bis auf die Höhe von Belevi komplett vom Meer überflutet war (u. a. Stock et al. 2015, Stock et al. 2013, Brückner et al. 2005). Auch der südlich gelegene Büyük Menderes Graben war von 3500 - 1000 v. Chr. bis auf die Höhe der heutigen Ortschaften Moralı (Nordrand) vollständig vom Meer überflutet. Mit der maximalen Transgression um 3500 v. Chr. erstreckte sich das Meer bis auf die Höhe der Stadt Aydın, wobei ab der Ortschaft Moralı nur der südliche Teil des Büyük Menderes Grabens von der Überflutung betroffen war (Bay 1998).

Aus den geomorphologischen Begebenheiten und den rekonstruierten Meeresspiegelständen zwischen 7000 – 3000 v. Chr. im Küçük Menderes Graben und im Büyük Menderes Grabens war der Landzugang in den Siedlungsraum stark begrenzt sowie gut kontrollierbar und hatte mehrere Meereszugänge (direkt und indirekt).

In der Summe existieren zwei herausstechende Landverbindungen, die in das Seitental führen bzw. welche dieses mit der Umgebung verbinden: 1. Zum einen die barrierefreie Verbindung in Richtung Süden über das Tal des Derbent Dere (Abb. 5.3) mit einer maximalen Höhendifferenz von 260 m und einer geringen bis moderaten Steigung.

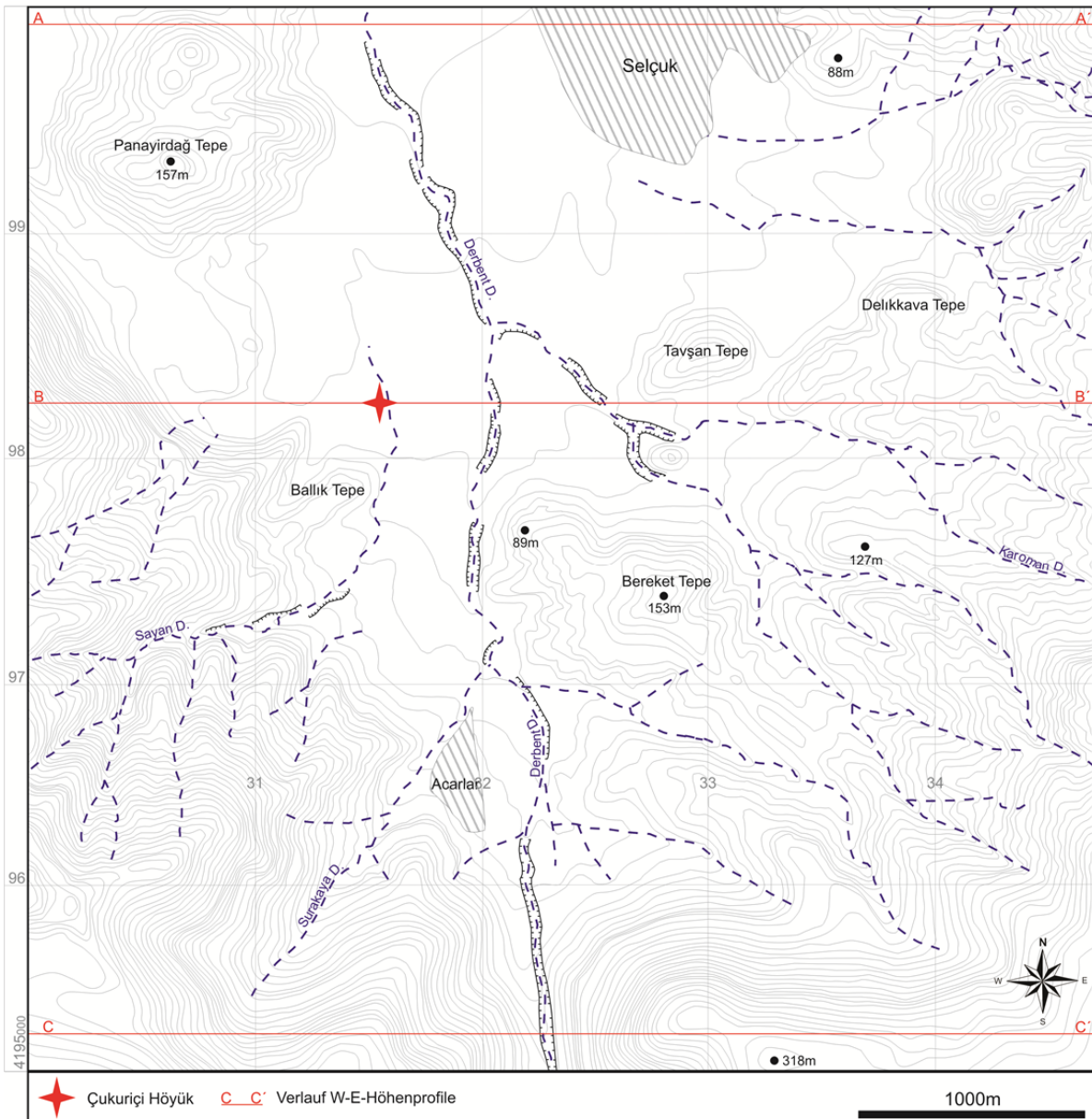


Abb. 5.2: Topographische Situation des Siedlungsraumes und das rezente Gewässernetz (Topografische Basis: Karte M 18 und M 19, 1:100.000 Harita Genel Komutanlığı 1999).

Diese Passage ermöglicht, über die relativ ebene „Hochfläche“ zwischen Çamlık-Çınarköy, einen Zugang in den Büyük Menderes Graben sowie in die Küstenregion zwischen Kuşadası–Güzelçamlı. Damit bestanden zwei weitere indirekte Zugänge zur Ägäis, neben dem direkten Zugang über den Küçük Menderes Graben nördlich des Çukuriçi Höyük. Des Weiteren ergibt sich durch den Zugang in den Büyük Menderes Graben eine weit in das östliche und südöstliche Hinterland reichende Wegsamkeit (mind. 150 km bis zur Stadt Kiraz) entlang des aus nevollierten und aus geomorphologischer Sicht barrierefreien Büyük Menderes Graben; 2. Zum anderen verläuft eine östliche Passage über das Tal des Maden Dere (Abb. 5.3) in die Region um Selatin. Eine Nutzung dieser Passage sollte aber kritisch betrachtet werden. Zwar weist diese Verbindung im westlichen Teil eine moderate Steigung und keine entscheidenden Hindernisse bis zum Erreichen des Bergrückens auf, allerdings ist der Höhenunterschied vom 500 m beträchtlich und die östliche Flanke des Bergrückens in Richtung Selatin über weite Strecken durch ein steiles und sehr unwegsames Gelände geprägt.

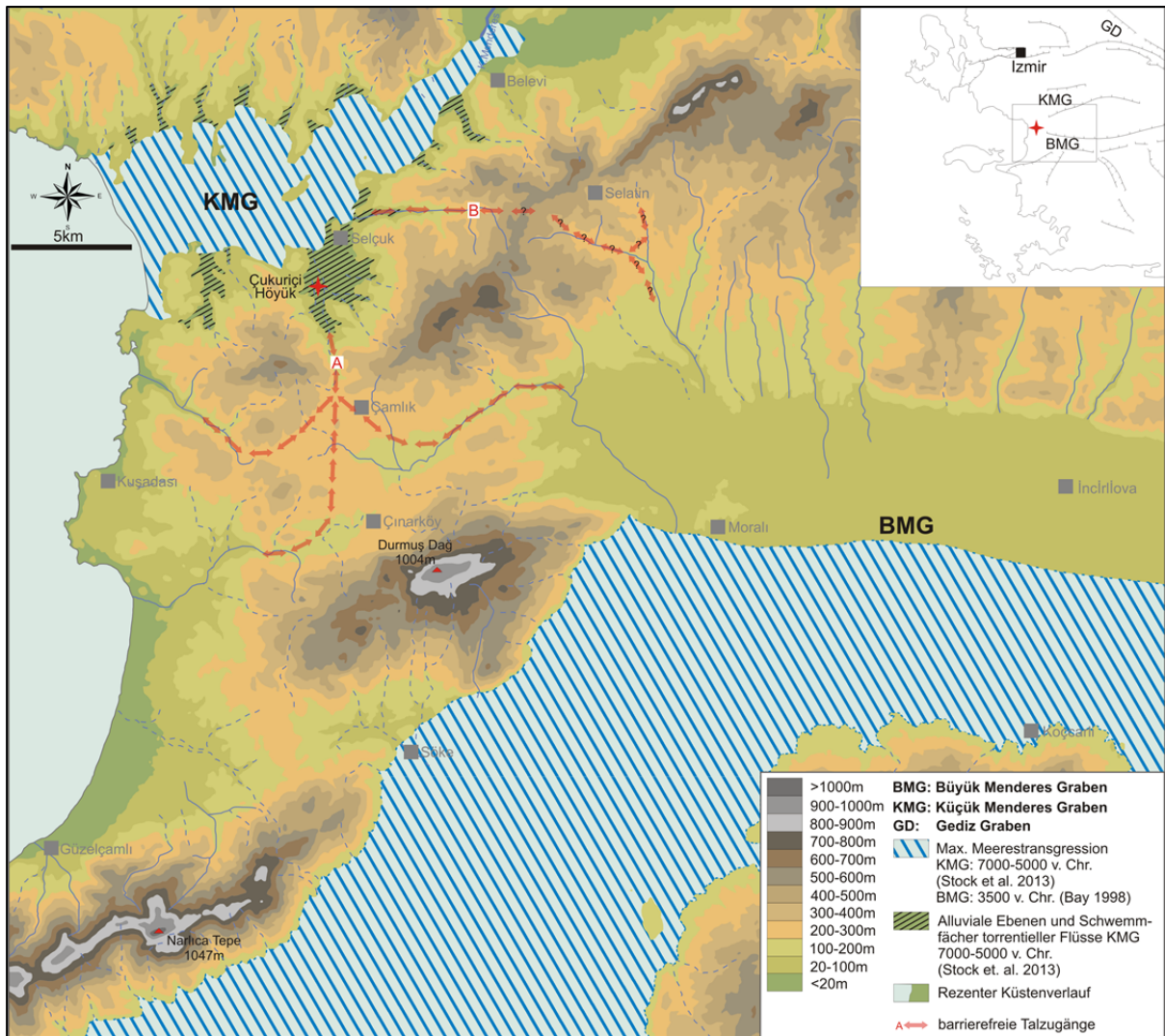


Abb. 5.3: Vereinfachte geographisch-physikalische Karte der Region Selçuk-Söke-İncirliova mit den holozänen Meeresspiegelhöchstständen im KMG (Stock et al. 2013) und BMG (Bay 1998). Topografische Basis: Karten M 18 und M 19, 1:100.000 Harita Genel Komut (1999).

6. Die nutz- und erkennbaren Gesteinsrohstoffe im unmittelbaren sowie lokalen Umfeld des Siedlungshügels

In diesem Kapitel werden die erkenn- und nutzbaren Gesteinsrohstoffe im unmittelbaren sowie lokalen Umfeld des Çukuriçi Höyük zusammenfassend dargestellt.

Das unmittelbare Umfeld des Çukuriçi Höyük betrifft alle in dem Seitental anstehenden Gesteine/Gesteinsformationen (Abb. 6.2.5, Seite 28). Die lokalen Gesteinsrohstoffe umfassen alle ausbeißenden Gesteine/Gesteinsformationen in dem Gebiet zwischen Zeytinköy-Kuşadası-Balatçık-Halkarpınar (Abb. 6.1.3, Seite 24). Dieses Gebiet umfasst in etwa 400 km².

Dieser Überblick basiert auf den wenigen modernen, öffentlich vorhandenen kleinmaßstäblichen und zusammenfassenden geologischen Arbeiten von Çakmakoğlu (2007), Okay (2001) und Candan et al. (1997) der betrachteten Region. Des Weiteren wurden die Ergebnisse zu den Gesteinsrohstoffen durch eigene Beobachtungen ergänzt (vgl. Kap. 4).

Diese zusammenfassende Darstellung dient später als Grundlage, um die am Çukuriçi Höyük verwendeten Gesteinsmaterialien den lokalen Gesteinsrohstoffen zuordnen zu können bzw. um die lokale Herkunft auszuschließen.

Im Folgenden wird zuerst ein Überblick, in stratigraphischer Reihenfolge, über die vorhandenen lokalen Gesteinsrohstoffe gegeben. Danach erfolgt ein kurzer detaillierter Abriss über die Gesteinsvorkommen in der unmittelbaren Umgebung des Tells.

Zur besseren Übersicht und für eine einfachere räumliche Zuordnung werden die Bezeichnungen der einzelnen Deckensegmente, Gesteinsformationen und Subformationen, wie sie nach Çakmaköglü (2007) für die Region erstellt wurden, beibehalten.

6.1 Die lokalen Gesteinsrohstoffe

Quartäre und neogene Gesteinsrohstoffe

Große Teile Westanatoliens, als auch die betrachteten Regionen, sind von quartären und neogenen sedimentären Ablagerungen mit zum Teil anchimetamorpher Überprägung bedeckt. Die Hauptverbreitungsgebiete finden sich entlang der großen Grabenbrüche Küçük Menderes und Büyük Menderes sowie in einer Vielzahl kleiner und größerer intramontaner Becken, welche sich durch die anhaltende Extensionstektonik seit dem Neogen in Westanatolien gebildet haben. Diese Ablagerungen werden in verschiedene Formationen unterteilt, auf die hier jedoch nicht näher eingegangen wird.

Bei den neogenen Sedimentablagerungen handelt es sich im Wesentlichen um grobklastische Konglomerate, Sandsteine, Silt- und Tonsteine, Kalksteine sowie Mergel, welche räumlich begrenzt Einschaltungen von Kohleflözen aufweisen können Çakmaköglü (2007).

Des Weiteren kam es am Ende des Miozäns zu einem basaltisch-andesitischen bis dazitischen Vulkanismus im Raum Balatçık (Abb. 6.1.3), dessen Eruptiva an der Oberfläche anstehen (Ercan 1986). Die quartären Sedimente bestehen überwiegend aus Hangrutschmassen, feinkörnigen Konglomeraten, Sanden und alluvialen sowie fluviatilen Ablagerungen (Gürer et al. 2001, Göktaş 1998).

Gesteinsrohstoffe des Izmir Flysch

Diese kretazische Deckeneinheit tritt in der betrachteten Region nur nördlich des Küçük Menderes Grabens, vor allem zwischen den Ortschaften Zeytinköy und Ahmetli, auf (Abb. 6.1.3). In der Region zwischen Selçuk und Söke wird der Izmir-Flysch auch als Zeytinköy-Formation (Akat 1980) oder als blockiger Flysch (Başarır 1989) angesprochen. In der bisher existierenden sehr groben Ansprache der einzelnen Lithotypen dieser Formation beschreibt Çakmaköglü (2007) eine farblich stark variable Matrix (grünliche, grünlich-braun, bräunlich, gelblich, pink-beige), die durch Sandsteine, Meta-sandsteine und Schiefer dominiert wird. In dieser treten blockartige Rutschmassen, bestehend aus Serpentiniten, Radiolariten, Diabasen und bisher nicht näher differenzierten Kalksteinen, auf.

Gesteinsrohstoffe der Bodrum Decke

Die aus frühtriassischen bis kretazischen Gesteinen aufgebaute Bodrum-Decke wird zwischen Selçuk und Söke als Akçakonak-Einheit bezeichnet und unterteilt sich in die Karakova-Formation und den Kayaköy-Dolomit (Çakmaköglü 2007). Nur letzterer ist jedoch in der betrachteten Region zu finden (Abb. 6.1.3). Der Kayaköy-Dolomit besteht aus dunkelgrauen bis hellgrauen oder weißlich-beigen, fein- bis mittelkristallinen rekristallisierten Dolomit und dolomitischen Kalkstein. Partiiell treten undifferenzierte allochthone Karbonate (Kalksteine und Dolomite) auf (Şenel & Bilgin 1997 a, b).

Gesteinsrohstoffe des Şirince-Metaflysch

Der Şirince-Metaflysch, mit einem spätpermischen bis frühtriassischen Alter (Akat 1980), besteht in einer ganz allgemeinen Betrachtung aus einer Metapelit dominierten Matrix in der Blöcke oder eingescherte Scheibensegmente unterschiedlichster Lithotypen auftreten. Diese gesamte Deckeneinheit wird als Metaolisthstrom interpretiert (u.a. Candan et al. 1997), welcher vor allem östlich von Selçuk das Anstehende dominiert. Weiter bilden die Gesteine des Şirince-Metaflysch die Bergflanken nordöstlich, östlich sowie südöstlich des Çukuriçi Höyük (Abb. 6.1.3).

Die häufigsten Gesteine der Matrix sind: 1. Quarzglimmerschiefer; 2. Chlorit-Muskovit-Schiefer; 3. Kalkschiefer; 4. Granat führende Glimmerschiefer mit einer räumlich begrenzten Verbreitung entlang des Kontaktes zur Izmir-Decke (Cakmakoglu 2007). Die Blöcke oder Scheibensegmente schwanken in ihrer Größe sowie Ausdehnung erheblich und bestehen aus folgenden Lithotypen: 1. Mittel- bis feinkristalline Marmore die zum Teil Hornsteinlagen besitzen. Die farbliche Varianz reicht bei diesen Marmoren von beige über weinrot, schmutzig weiß bis grünlich-beige. Selten zeigen die Marmore einen dolomitischen Charakter; 2. Metabasalte (Diabase), welche häufig foliiert sind; 3. Metaultramafite, deren Edukte als Peridotit oder Dunit interpretiert werden. Die Metaultramafite zeigen oft eine Foliation und stark unterschiedliche Grade der Serpentinisierung; 4. Schwärzliche fein- bis mittel-kristalline Amphibolite sowie Serpentinite (Cakmakoglu 2007, Erdoğan & Güngör 1992, Başarır 1989; Candan & Kun 1989). Okay (2001) und Candan et al. (1997) berichten weiter von großflächig ausstreichenden Granatglimmerschiefern, Metagabbros sowie von amphibolitisierten Eklogiten östlich der Ortschaft Şirince. Durch die eigenen Beobachtungen konnten bis zu fünf Meter mächtige Talkschieferlinsen zwischen Granatglimmerschiefern östliche der Ortschaft Şirince nachgewiesen werden (Abb. 6.1.1).



Abb. 6.1.1: Talkschieferausbiss (5 m breit) an einem Straßenaufschluss zwischen amphibolitisierten Eklogiten 3 km nordöstlich von Şirince.

Gesteinsrohstoffe der Efes-Decke

Dieses Deckensegment besteht aus spätpaläozoischen bis frühtriassischen Schiefen und Marmoren sowie mesozoischen Metakarbonaten, welche die Dipburun-Decke tektonisch überlagern. Die Efes-

Decke an sich wird durch die Bodrum-Decke, dem Şirince-Metaflysch sowie vom Izmir-Flysch überschoben und unterteilt sich wiederum in zwei Formationen: 1. Die Meyremana-Formation (spätpaläozoische bis frühtriassische Schiefer und Marmore); 2. Die Ayricadağ-Formation (mesozoischen Metakarbonaten). Die Gesteine beider Formationen stehen in der Region großflächig an und bilden vor allem die lokal dominierenden Gesteine der nordwestlichen, westlichen, südwestlichen Bergflanken in der unmittelbaren Umgebung des Çukuriçi Höyük (Abb. 6.1.3).

In einer allgemeinen Betrachtung besteht die Meyremana-Formation aus Schiefen, Marmoren, Quarziten, Metavulkaniten und Linsen gneisartiger Schiefer. Die dominanten Lithotypen sind Glimmerschiefer, Quarzglimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Quarzite, Phyllite und Marmore, welche als Matrix dieser Formation zusammengefasst sind. Innerhalb dieser Matrix treten weitere Subformationen und isolierte Gesteinstypen auf, die zumeist nur eine räumlich begrenzte Ausdehnung aufweisen. Zu diesen zählen: 1. Das „Quarzite Member“; 2. Das „Marble Member“; 3. Das „Metavolcanic Member“; 4. Das „Gneissose Schist Member“; 5. Amphibolite (Çakmaköğlü 2007). Bis auf das „Quarzite Member“ befallen alle Subformationen und Gesteine dieser Formation in der Region sowie in der direkten Umgebung des Tells aus.

Die Subformation „*Marble Member*“ besteht hauptsächlich aus Dolomit, Kalkschiefern und Schiefereinschaltungen. Die hier auftretenden fein- bis mittelkristallinen Dolomite zeigen verschiedene Grautöne und weißliche Färbungen sowie partiell grau-weiße Bänderungen. In den oberen Bereichen dieser Subformation treten hier u.a. gelblich-graue Kalkschiefer, bräunlich-weiße Quarzschiefer, Quarzglimmerschiefer und schwarz-graue dolomitische Marmore auf (Çakmaköğlü 2007). Die als „Metavolcanic Member“ bezeichnete Subformation besteht aus Chlorit-Epidot-Muskovit-Quarz-Schiefen.



Abb. 6.1.2: Amphibolitausbiss der Efes-Decke bei Açalır.

Diese Schiefer haben ein sehr stark lokal begrenztes Auftreten und zeigen eine geringe laterale Ausdehnung (Erdoğan & Güngör 1992, Akat 1980). Die Bezeichnung der Subformation resultiert aus der Annahme, dass die Edukte dieser Metamorphite untertriassische, mafische Eruptiva waren (Çakmaköğlü 2007).

Das „Gneissose Schist Member“ umfasst foliierte, graue bis gelblich-weiße Augengneise mit boudinierten Quarz- und Feldspatäugen unterschiedlicher Größe. Die Augengneise sind großflächig aufgeschlossen, vor allem südwestlich von Selçuk. Das Liegende dieser Formation bilden hier die Gesteine des „Metavolcanic Member“ und das Hangende die Schmirgelgestein führenden Marmore der Ayricadağ Formation (Çakmaköğlü 2007).

Der Amphibolit der Meyremana-Formation stellt ein isoliertes Einzelvorkommen dar, das etwa 2 km östlich von Meyremana und somit ebenfalls in der

lokalen Umgebung des Çukuriçi Höyük ansteht (Abb. 6.1.2 und Abb. 6.1.3). Der Amphibolit wird als foliiertes, fein- bis partiell mittelkristallines Gestein, mit einer Mineralparagenese aus Feldspat, Amphibol, Biotit, Epidot und Quarz beschrieben. Im Kontakt zu dem Amphibolit treten mit geringer Ausdehnung und Mächtigkeit auch Granatglimmerschiefer auf (Başarır 1989, Akat 1980).

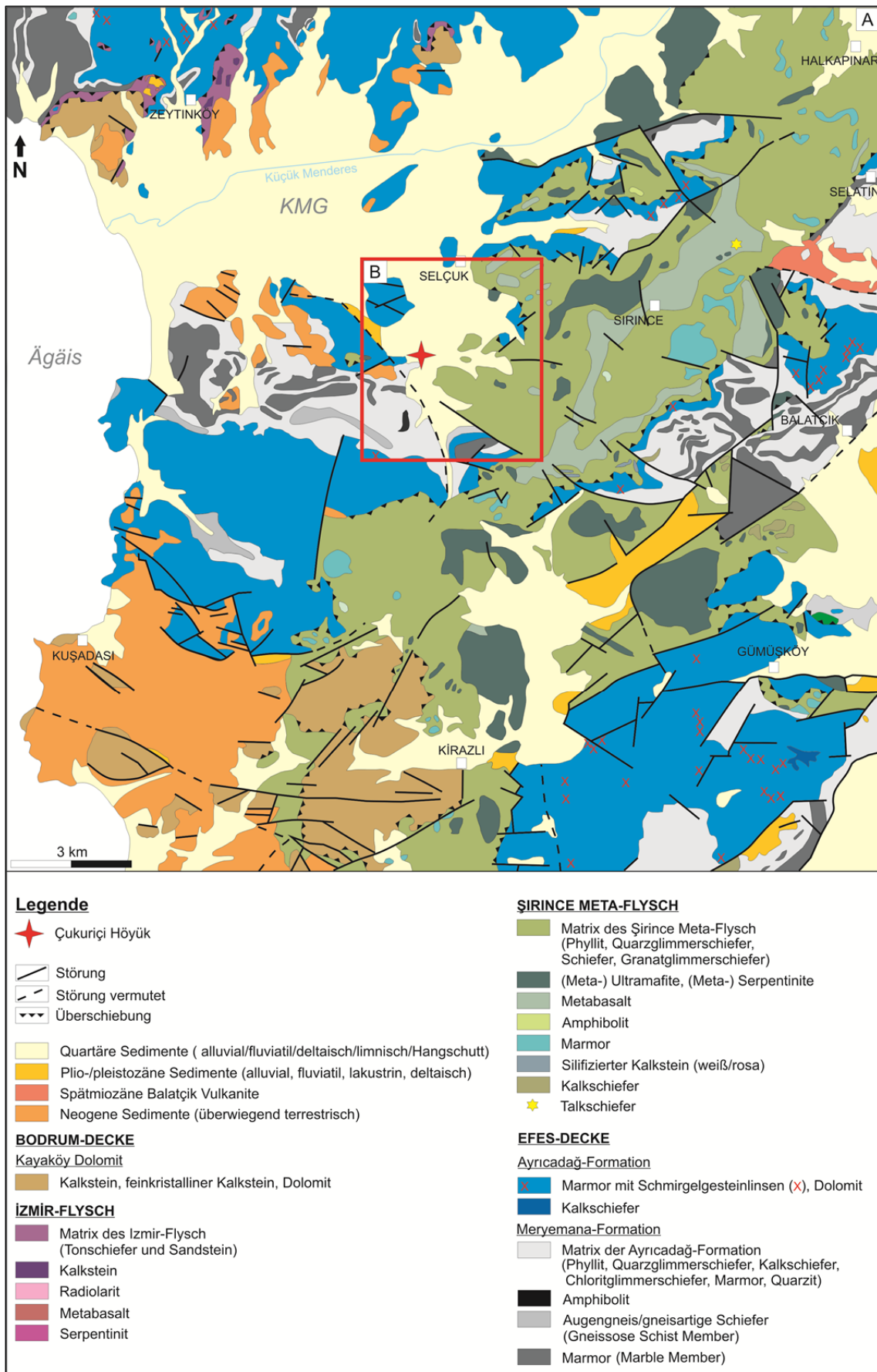


Abb. 6.1.3: A) Geologische Karte der Region Zeytinköy-Kuşadası-Balatçık-Halkarpınar (verändert nach Çakmaköğlu 2007); B) Detailausschnitt der Geologie im unmittelbaren Umfeld des Çukuriçi Höyük (vgl. Abb. 6.2.5).

Die triassische bis jurassische Ayricadağ-Formation steht im Arbeitsgebiet über große Flächen an und erreicht Mächtigkeiten von bis zu 750 m. Aus dieser Formation bestehen vor allem die Bergrücken nordwestlich des Tells. Sie besteht zum überwiegenden Teil aus verschiedenen Marmortypen, welche häufig unregelmäßig ausgebildete Schmirgelgesteinslinsen (Yalçın 1987, Önay 1949) und Hornsteinlagen in unterschiedlichster Ausdehnung aufweisen (Çakmaköğlu 2007, Akat 1980). Die unteren Bereiche der Formation bestehen aus gelblichen, pinken und bräunlich-weißlichen feinstkristallinen Marmoren sowie grauen bis grau-schwarzem Dolomit bzw. dolomitischem Marmor. Diesen schließen sich granoblastische Marmore (weißlich-grau, weißlich, weißlich-beige) an, die das wesentliche Wirtsgestein der Schmirgel-gesteinsvorkommen darstellen. In den obersten Bereichen der Formation finden sich gebankte, graue bis grau-weiße Marmore, die Hornsteinbänder oder Hornsteinknollen führen. Ebenfalls treten in Form des „Kurudere Member“ Phyllite und Kalkschiefer (braun-beige bis grün) sowie Dolomit und dolomitischer Marmor (schwarz-grau bis grau) auf, welche nur in eng begrenzten Bereichen ausbeissen (Çakmaköğlu 2007).

6.2 Die Gesteinsrohstoffe im unmittelbaren Umfeld des Tells

Die anstehenden Gesteinsrohstoffe im unmittelbaren Umfeld des Çukuriçi Höyük werden durch die Gesteine der Efes-Decke, dem Şirince-Metaflysch und durch die Sedimente der quartären Alluvionen dominiert (Abb. 6.2.5).



Abb. 6.2.1: Ausbiss eines (Meta-) Ultramafitblocks des Şirince-Metaflyschs (stark foliierte und serpentinierte Ultramafite im Liegenden und Peridotite im Hangenden).

Der Aufbau des Şirince-Metaflysch im Umfeld des Çukuriçi Höyük entspricht weitestgehend den Beschreibungen von Çakmaköğlu (2007). Die Lithotypen der Matrix des Şirince-Metaflysch bestehen hier aus Glimmerschiefern, Quarzglimmerschiefern, Phylliten und Schiefern. Durch eigene Beobachtungen konnten direkt und indirekt weitere Lithotypen identifiziert werden, die von Çakmaköğlu (2007) wahrscheinlich aufgrund der zu niedrigen Auflösung des erstellten Kartenwerkes im Maßstab 1:25.000 nicht erfasst worden sind bzw. nicht beobachtet wurden.

Indirekt Nachweise vor allem über die fluviatilen Akkumulationen, bestehen für Metasandsteine, Metaarkosen und Magnetit reiche Biotit-Glimmerschiefer, welche nur in wenigen oder gar nur an einer Lokalität beobachtet wurden. Das weist auf ein sehr kleinräumiges Ausstreichen dieser Lithotypen innerhalb des Şirince-Metaflysch hin. Gegenüber den Angaben von Çakmaköğlu (2007) sind Blöcke unterschiedlicher Dimensionen, beste-

hend aus Metabasalten, (Meta-) Ultramafiten und (Meta-) Serpentinitten, weit häufiger anzutreffen, vor allem in den höheren Lagen der nordöstlichen, östlichen und südöstlichen Bergflanken. Vor allem die Blöcke aus ultramafischen Gesteinen zeigen einen auffälligen Wechsel der tektonometamorphen Überprägung vom Liegenden zum Hangenden. Dabei treten in den unteren Bereichen vor allem foliierte Serpentinite als auch (serpentinisierte) foliierte Peridotite auf, während in den oberen

Bereichen Peridotite ohne oder mit nur einer schwachen Folierung und/oder Serpentinisierung zu finden sind (Abb. 6.2.1).

Im Südwesten finden sich die Lithotypen der Matrix der Meyremana-Formation, welche hier alle, mit Ausnahme des „Quarzite-Members“, bekannten Subformationen der Meyremana-Formation aufweist. Die Meyremana-Formation wird im Untersuchungsgebiet wiederum von den weißen, mittel- bis grobkristallinen Marmoren der Ayrıcadağ-Formation überlagert, welche ebenfalls Schmirgelgesteinsvorkommen aufweisen (Yalçın 1987). D.h., die hier anstehenden Gesteinstypen umfassen Quarzglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Schiefer, gneisartige Schiefer, Kalkschiefer, linsenartige Marmorlagen, mächtige grobkristalline Marmore sowie Schmirgelgesteinslinsen. Zusätzlich zu den bekannten Gesteinen wurden vor allem in den gneisartigen Schiefen foliationsparallele, länger aushaltende und bis zu 50 cm mächtige Quarzmobilisate (milchig bis annähernd transparent) beobachtet. Die Quarzmobilisate unterlagen einer stark variierenden tektonischen Beanspruchung.

So treten kompakte und massige sowie stark zerrüttete Quarzlagen auf. Ebenfalls ist eine zunehmende Dominanz von Schiefertönen und Phylliten in den oberen Bereichen der Meyremana-Formation zu beobachten. Der Chloritglimmerschiefer, soweit durch die eigene Geländearbeit bekannt, tritt nur lokal im südlichsten Bereich auf (Abb. 6.2.2).



Abb.6.2.2: Oberflächlich stark verwitterter Chloritglimmerschiefer etwa 2 km südlich Açal (Straßen-aufschluss).

Es findet sich weiterhin ein großer Amphibolitaufschluss südwestlich von Açal sowie die Augengneise (Subformation „Gneissose Schist Member“) und die Marmor dominierte Subformationen „Marble Member“ südöstlich bzw. nordöstlich von Meyremana.

Auf Höhe des Çukuriçi Höyük findet ein relativ abrupter Wechsel von der Meyremana-Formation zur Marmor dominierten Ayrıcadağ-Formation statt (Abb. 6.2.5). Die hier anstehenden Marmore schwanken im Metamorphosegrad sowie in ihrer farblichen Zusammensetzung erheblich. In Übereinstimmung mit bisherigen Arbeiten (Çakmaköđlu 2007) sind im Bereich um die markante Erhebung des Bülbül Dağı hauptsächlich feinstkristalline Marmore, feinstkristalline dolomitische

Marmore und silifizierte Marmorbrekzien aufgeschlossen. Wiederum besteht der Nord-Nordwest vom Çukuriçi Höyük gelegene Panayır Dağı aus zumeist weißen, grobkristallinen Marmoren. In dem Tal lagern zum einen den Bergflanken in unterschiedlicher Ausdehnung und Mächtigkeit, Geröll führende Hangschuttfächer vor (Abb. 6.2.4), zum anderen führen die Bäche, vor allem südlich des Tells, große Volumina an Steinen, Blöcken und Geröll (Abb. 6.2.3).



Abb. 6.2.3: Bachbett des Karoman Dere (im Sommer als Fahrweg genutzt) mit Geröll-aushub.

Die Flussgerölle oder das Hangschuttmaterial variieren in der Zusammensetzung, in der Korngröße sowie im Rundungsgrad immer in Abhängigkeit zur Beschaffenheit des geologischen Hinterlandes, der Lithotypen, der Transportart und Entfernung zum Liefergebiet.



Abb. 6.2.4: Zusammen getragene Hanggerölle 150 m westlich des Tells. Die Zusammensetzung (überwiegend feinkristalline Marmore und Glimmerschiefer) entsprechen dem geologischen Hinterland.

Die Bachgerölle weisen generell ein breites Gesteinsspektrum auf. Bedingt durch die geologischen Verhältnisse und Bachverläufe finden sich in den fluviatil-alluvialen Sedimenten immer, in schwankenden Mengen, Glimmerschiefer, Quarzglimmerschiefer, feinkristalline Marmore, Marmore und Milchquarz. Gesteine aus den unregelmäßigeren verteilten Subformationen, Linsen oder Einzuvorkommen treten je nach Schüttungsgebiet und Transportentfernung in stark variierenden Konzentrationen auf oder fehlen völlig. Zum Beispiel erreichen Metabasalte, (Meta-) Ultramafite

und (Meta-) Sepentinite in einigen der östlichen vom Çukuriçi Höyük gelegenen Abflüsse leicht einen Anteil von 30–40 % am Gesamtspektrum, während diese Gesteine im Sayan Dere völlig fehlen.

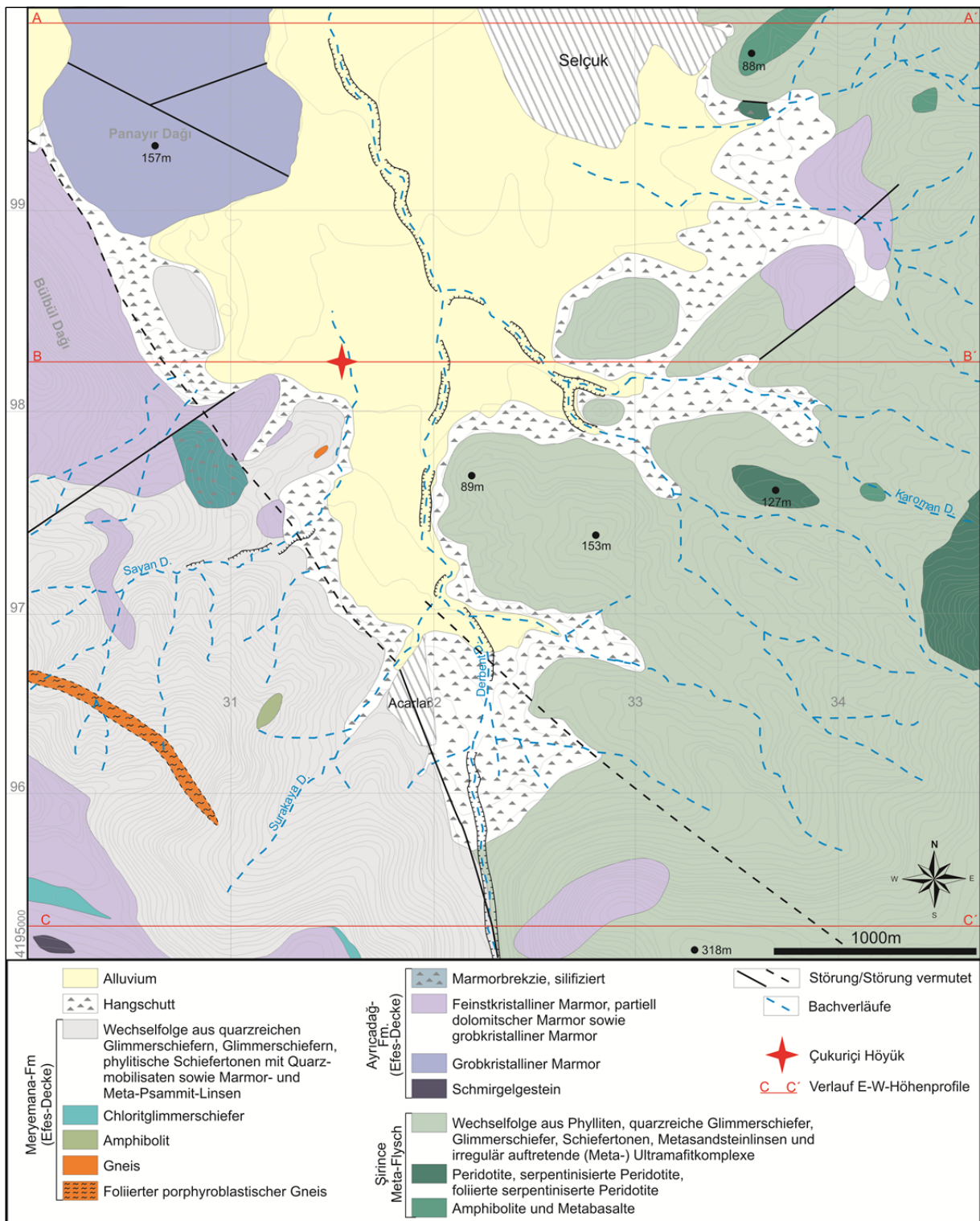


Abb. 6.2.5: Vereinfachte Karte der Geologie und der Gesteinseinheiten im unmittelbaren Umfeld des Çukuriçi Höyük (geologische Grundlage verändert nach Çakmakçoğlu 2007).

7. Charakterisierung der verwendeten Lithotypen

7.1 Die makroskopisch petrographische Charakterisierung der verwendeten Lithotypen

In diesem Unterkapitel erfolgt die zusammenfassende makroskopische petrographische Charakterisierung der verwendeten Lithotypen für die Gesteinskleinfunde, Reibsteine und Mauergesteine. Da nicht alle Gesteinstypen in allen Artefaktgruppen auftreten, erfolgt in Teilen eine separate Beschreibung.

Marmore, Kalkstein und die karbonatisch-tonige Mischgesteine

Gesteinskleinfunde: Die Marmore und die dolomitischen Marmore sind überwiegend mittelkristallin (\emptyset Mineralgröße 1mm) und in geringerem Umfang grobkristallin (\emptyset Mineralgröße > 2mm). Die Mineralzusammensetzung ist weitestgehend monomineralisch und mit hyp- bis idiomorpher Mineralausbildung. Die dolomitischen Marmore weisen eine durchgehende Tönung von mittelgrau bis dunkelgrau auf. Die farbliche Varianz der Marmore ist breiter gefächert und umfasst verschiedenste Abstufungen von Grau-, Weiß-, Gelb- und Brauntönen. Als Besonderheiten treten in den neolithischen Schichten zwei Funde aus kräftig weinrotem Marmor auf.

Die monomineralischen feinkristallinen Marmore und feinkristallinen dolomitischen Marmore zeigen zum Teil sehr kleine Mineralgrößen, weit unterhalb von 1 mm, aber makroskopisch noch zu identifizieren. Die Minerale sind meist von hypidiomorpher Gestalt. Vereinzelt können hier Lösungsspuren an den Oberflächen vorhanden sein. Die Farbvielfalt dieser Gesteine, mit Ausnahme der weinroten Farben, ähnelt weitestgehend denen der Marmore.

An allen Marmortypen konnte keine Foliation oder Bankung beobachtet werden, jedoch treten regelmäßig weißliche oder dunkelgraue Bänderungen auf. Die Differenzierung zwischen feinkristallinem Marmor und Marmor erfolgte über die Mineralgröße der Kalzitkristalle (< 1mm = feinkristalliner Marmor).

Die gelben Kalksteine sind diagenetisch verfestigt, gut sortiert, feinkörnig mit korngestütztem Gefüge und einem geringen Tonanteil.

Unter den karbonatisch-tonigen Mischgesteinen sind der Kalkmergel, der Mergelkalk und der Mergel zusammengefasst. Diese drei feinkörnigen, gut sortierten Lithotypen besitzen ein erdig-toniges Aussehen, fühlen sich mürbe an und wurden anhand der Gehalte an Kalk und Ton differenziert. Der Mergel besitzt gegenüber dem Mergelkalk bzw. Kalkmergel einen etwas höheren Tonanteil. Aufgrund der Dominanz von Kalk und Ton weisen die Gesteine über die gesamte Gesteinsfläche eine geringe Härte von zwei bis drei auf. Bis auf vereinzelte Quarzkörner konnten keine weiteren Minerale identifiziert werden. Die farbliche Varianz ist gering und schwankt zwischen schmutzig gelb-grau bis gelb.

Mauergesteine & Reibsteine: Unter den Reibsteinen und Mauergesteinen finden sich nur feinkristalline Marmore und Marmore, deren Eigenschaften im Wesentlichen mit den Marmoren der Gesteinskleinfunde zu vergleichen sind. Einzig die Bänderung und die farbliche Variation wurden nicht beobachtet. Eine Ausnahme stellt hier jedoch der Stinkmarmor dar, welcher vereinzelt und nur bei den Mauergesteinen auftritt. Auffällig für diesen Lithotyp ist die weiß-graue bis weiß-schwarzer Färbung, grobkristalline Ausbildung sowie ein kurzweiliger starker Geruch nach Schwefelwasserstoff beim Anschlagen.

Metapelite und Biotit-Magnetit-Schiefer

Gesteinskleinfunde: Unter den Metapeliten sind die Glimmerschiefer, Quarzglimmerschiefer und Chloritglimmerschiefer zusammengefasst.

Bei den Glimmerschiefern handelt es sich um silbergraue bis grau glänzende, stark foliierte Gesteine mit einer sehr eng ausgebildeten Schieferung. Der Mineralbestand wird sowohl auf den Schieferungsflächen als auch im Querbruch von Hellglimmern dominiert, die xenomorph bis hypidiomorph ausgebildet sind und Größen von max. 5 mm erreichen können. Foliationsparallel finden sich vereinzelt sehr schmale (< 1mm) Quarzlinen. Der Quarzanteil übersteigt selten 5 % und kann auch völlig fehlen. Durch das Fehlen bzw. durch den geringen Anteil von Mineralen mit höherer Härte weist das Gestein, mit Ausnahme der unregelmäßig auftretenden linsenartigen Quarzbändern, eine geringe Härte auf. Die Gesteinsoberflächen erscheinen relativ eben mit teilweise buckliger Ausbildung in der unmittelbaren Umgebung der Quarzlinen.

Der höhere Quarzanteil von bis 50 % in den Quarzglimmerschiefern stellt den signifikanten Unterschied zu den Glimmerschiefern dar. Das Gestein besitzt eine stark ausgeprägte Foliation und im Querbruch ist eine wechselnde Lagigkeit aus Quarz und Hellglimmern zu erkennen. Die häufig hypidiomorphen Glimmer schwanken in ihrer Größe zwischen 1 bis 5 mm, während die xenomorphen Quarze derb bis feinstkristallin ausgebildet sind. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen ist sehr heterogen. Die Hellglimmer dominieren zumeist nur auf den Schieferungsflächen bzw. bilden dünne Lagen von nicht mehr als 1 mm. Im Querbruch dieser Gesteine sind bis zu 5 mm mächtige Quarzbänder und augenförmige Linsen zu beobachten, die meist das gesamte Gestein durchziehen. Verursacht durch die Quarzlagen und Linsen weisen die Schieferungsflächen eine durchgängig leicht bucklige Oberfläche auf und der Bruch entlang der Foliation ist plattig, aber relativ uneben. Durch die inhomogene Ausbildung der Quarzbänder und Linsen besitzt das Gestein eine punktuell stark schwankende Härte von 3 bis 7.

Die sehr kompakten, weißlich grünen Chloritglimmerschiefer zeigen allgemein eine sehr enge Foliation und werden von feinstkristallinem, xeno- bis hypidiomorphen Hellglimmer sowie sehr feinschuppigen silbrig grünen bis dunkelgrünen Chloritaggregaten dominiert. Der Quarzanteil ist marginal und beträgt maximal 2 % bis 3 % bzw. kann Quarz auch völlig fehlen. Bezeichnend für dieses Gestein ist die geringe Härte von 3 (Abb. 7.1.1.1 E).

Die tief schwarzen, kompakten, foliierten Biotit-Magnetit-Schiefer bestehen zu 90 % aus Dunkelglimmern (wahrscheinlich Biotit) und 10 % Magnetit. Die planar eingeregelter Mineralgröße sind von überwiegend hypidio- bis idiomorpher Gestalt und zeigen eine relativ homogene Mineralgröße von maximal 1 mm. Die Magnetite sind oft idiomorph ausgebildet und bilden Kristalle mit Kantenlängen von bis zu 1 mm.

Mauergesteine & Reibsteine: Die Biotit-Magnetit-Schiefer sowie die Chloritglimmerschiefer treten nur bei den Gesteinskleinfunden auf. Die Eigenschaften der Quarzglimmerschiefer und Glimmerschiefer der Mauergesteine sowie Reibsteine entsprechen weitestgehend denen der Gesteinskleinfunde. Durch die Größe der Mauergesteine und Reibsteine lässt sich besser erkennen, dass die Quarzlagen in den Quarzglimmerschiefern Mächtigkeiten von bis zu 2 cm erreichen, unter teilweiser Ausbildung von augenförmigen Linsen.

Talkschiefer

Gesteinskleinfunde: Der Talkschiefer tritt nur bei den Kleinfunden auf. Die Talkschiefer sind kompakt bis blättrig. Soweit erkennbar ist die Mineralausbildung derb, selten feinstkristallin. Das Gestein zeigt eine sehr enge Foliation mit leichter Fältelung. Neben der typischen geringen Härte und den seifigen/wasserabweisenden Oberflächen ist der Talkschiefer von weißlicher Färbung mit grünem Stich. Nicht näher identifizierbare glimmerartige Minerale treten stark untergeordnet auf.

Ultramafite und Metaultramafite

Gesteinskleinfunde, Mauergesteine & Reibsteine: Bei den Metaultramafiten und den Ultramafiten handelt es sich um Peridotit, serpentinierten Peridotit, foliierten Peridotit, foliierten serpentinierten Peridotit. Diese Lithotypen sind sich, ausgehend vom Mineralbestand, sehr ähnlich. Der wesentliche Unterschied liegt im Grad der tektonischen Überprägung und dem Serpentinanteil. Der Peridotit ist ein schwarzes, feinkristallines, massiges, zähes und sehr splittriges Gestein mit relativ glatter, matt-ölig scheinender Oberfläche, welches unregelmäßige, sehr willkürlich verlaufende Bruchflächen ausbildet (Abb. 7.1.1.1 D). Der foliierte Peridotit unterscheidet sich im Wesentlichen zum Peridotit durch die zum Teil sehr eng ausgebildete Foliation. Das Gestein bricht sehr leicht entlang der Foliation in unterschiedlich mächtige Platten mit glatter Oberfläche. In Teilen zeigen der foliierte Peridotit und der Peridotit unterschiedlich starke Grade der Serpentinisierung. Die seifigen, fahlgrünen bis gelblichen Alterationsbereiche finden sich vor allem auf den Foliationsflächen und sind sehr unregelmäßig verteilt. Aufgrund des Mineralbestandes von Pyroxen und/oder Amphibol, Olivin bzw. Serpentin zeigen diese Gesteine eine flächige Härte von 5 bis 6 (serpentinisierte Bereiche Härte um 4).

Metabasalt

Gesteinskleinfunde: Dieser Lithotyp zeigt vornehmlich die primären Grundcharakteristika eines Basaltes. Dieser besteht aus einer feinkristallinen, schwarzen bis anthrazitfarbenen Grundmasse, die stellenweise leicht magnetisch ist. Die Härte des Gesteins liegt im mittleren Bereich (Härte 5). Die Beschreibung als Metabasalt ergibt sich aus dem Umstand, dass unregelmäßig verteilte, sehr schmale weißliche Linsen (oft nur mit der Lupe erkennbar) auftreten, die eingeregelt erscheinen. Die Linsen halten selten länger als 3 mm und ihre Mächtigkeit liegt um 0,5 mm. Aufgrund der Farbe und der etwas höheren Härte dieser Linsen, im Gegensatz zur Grundmasse, wird davon ausgegangen, dass es sich hierbei um eingeregelt, ausgelängte Feldspatlinsen handelt.

Serpentinit und foliiertes Serpentinit

Gesteinskleinfunde, Mauergesteine & Reibsteine: Die Serpentinite sind dunkelgrau bis grünlich, dicht und feinkristallin. Trotz des kompakten bis zähen Charakters weisen diese Gesteine eine geringe Härte von 3 bis 4 auf. Die Gesteinsoberflächen sind glatt, schwach seifig und besitzen einen glasig seidigen Glanz. Die foliierten Serpentinite sind grünlich bis grau und besitzen eine sehr enge Foliation. Die Härte entspricht denen der Serpentinite. Neben der zum Teil geringen Festigkeit sind die foliierten Serpentinite teilweise schwach magnetisch.

Amphibolit

Gesteinskleinfunde, Mauergesteine & Reibsteine: Die dunkelgrauen foliierten Amphibolite weisen eine Lagigkeit unterschiedlich mächtiger (1 mm bis 4 mm) weißlicher und dunkelgrauer Lagen auf. Die Gesteine sind, unabhängig von der Lagigkeit, feinkristallin und zum Teil leicht magnetisch. Die weißen Lagen bestehen aus Feldspat mit geringen Mengen Quarz, der vor allem in den Druckschatten größerer Feldspäte zu finden ist. Die Mineralvergesellschaftung der dunkelgrauen Lagen besteht aus Amphibolen (teilweise Kopfschnitte), eventuell Pyroxen (makroskopisch nicht sicher bestimmbar), geringen Anteilen an Dunkelglimmern. Die Härte des Gesteins liegt flächig bei 5 bis 6.

Milchquarz

Gesteinskleinfunde & Mauergesteine: Die Milchquarze weisen die typischen bekannten Eigenschaften auf. In der überwiegenden Anzahl der Fälle waren Sie derb ausgebildet, monomineralisch sowie massig, mit den typischen Oberflächeneigenschaften dieses Gesteins. In seltenen Fällen fanden sich geringfügige Verwachsungen mit Hellglimmern. Die farbliche Varianz ist erheblich und reicht von schwach milchig trüb bis hin zu einem schmutzig gelb weißlich Farbton. Milchquarze fanden für die Reibsteine keine Verwendung.

Diorit/Granodiorit

Gesteinskleinfunde: Diorit/Granodiorit beschreibt in diesem Fall nur einen Lithotyp. Durch die Grenzen der makroskopischen Beschreibung fällt die eindeutige Unterscheidung zwischen diesen beiden Lithotypen schwer, da sich diese im Wesentlichen an dem Anteil des identifizierbaren freien Quarzes und der Feldspäte richtet. Dieser Lithotyp tritt nur bei den Gesteinskleinfunden auf. Die grau-weißlichen, mittelkristallinen Diorite/Granodiorite weisen ein richtungsloses Gefüge auf. Die Quarzgehalte schwanken um 10 %, teilweise etwas mehr. Durch Kopfschnitte konnten Amphibole identifiziert werden, deren Anteil variabel ist und zwischen 5 % bis 10 % liegt. Weiter treten Dunkelglimmer, wahrscheinlich Biotit, mit 10 % bis 20 % auf sowie ein Feldspatanteil von 60 % bis 75 %. Mit Ausnahme des freien Quarzes sind die Minerale 1 mm bis 3 mm groß und hyp- bis idiomorph ausgebildet. Die Quarze, von xenomorpher Gestalt, lagen um 1 mm Größe (Abb. 7.1.1.1 A).

Andesit

Gesteinskleinfunde: Die hellvioletten, rötlich-orangen oder hellgrauen Andesite weisen alle ein richtungsloses aphanitisches porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen von 1 mm bis 4 mm Größe auf. Das Mengenverhältnis von feinstkristalliner Grundmasse und Einsprenglingen unterliegt Schwankungen. Für einen Fund kann durch die relativ hohe Anzahl an Einsprenglingen eine subvulkanitische Bildung angenommen werden. Feldspäte, Quarz, Pyroxen und/oder Amphibol bilden die Einsprenglinge in allen Andesiten. Dunkelglimmer und magnetische Minerale treten nur marginal in einigen der Gesteine auf. Der freie Quarz ist generell xenomorph, selten größer als 1 mm und sein Anteil beträgt zwischen 5 und 10 %. In einigen Fällen zeigen die Quarze schwache Anzeichen einer Resorption. Die zum Teil 2 mm bis 4 mm großen hyp- bis idiomorphen Feldspäte, Amphibole und/oder Pyroxene (häufig belegt durch Kopfschnitte) bilden etwa 80 % bzw. 5 % bis 10 % der Einsprenglinge. Die als Andesit angesprochenen Vulkanite treten nur bei den Kleinfunden auf (Abb. 7.1.1.1 F).

Rhyolith

Gesteinskleinfunde: Der Rhyolith stellt einen Einzelfund dar. Charakteristisch für dieses Gestein ist eine harte rötliche Grundmasse mit einer hohen Anzahl von Einsprenglingen (richtungsloses porphyrisches Gefüge). Die Einsprenglinge bestehen im Wesentlichen aus Feldspäten und Quarz. Vereinzelt treten Hellglimmer auf. Die Feldspäte sind überwiegend idiomorph ausgebildet und werden bis 5 mm groß. Die Quarze sind im Durchschnitt etwas kleiner (max. 3 mm) und von der Eigengestalt xeno- bis hypidiomorph ausgebildet. Aufgrund der Vielzahl an relativ großen Einsprenglingen kann eine subvulkanitische Bildung angenommen werden.

Bergkristall, Schiefer-ton, Tonschiefer, Phyllitschiefer und Hornstein

Gesteinskleinfunde: Die genannten Gesteinstypen treten nur bei den Gesteinskleinfunden auf.

Der Phyllitschiefer ist dunkelgrau bis schwarz mit einem schwachen phyllitischen Glanz auf der Schieferungsfläche. Die Foliation ist gleichmäßig und eng ausgebildet. Die festgestellte Härte liegt bei etwa 2.

Der tief schwarze Schiefer-ton unterscheidet sich vom Phyllitschiefer nur durch Abwesenheit des phyllitischen Glanzes.

Der Hornstein ist von matt rotbrauner Färbung, kryptokristallin mit muscheligen Bruch und der Gesteinsspezifischen Härte von 7 (Abb. 7.1.1.1 C).

Der Bergkristall zeigt eine typische prismatische Kristallform, hohe Transparenz und nur wenige Einschlüsse.

Sandstein, Quarzit

Gesteinskleinfunde: Die Charakteristika des Sandsteins entsprechen weitestgehend dem des Metasandsteins. Der wesentliche Unterschied liegt in dem höheren Hellglimmeranteil sowie der nicht vorhandenen Mineraleinregelung. Der Anteil an Hellglimmern kann bis zu 10 Vol.-% betragen.

Die Quarzite sind oft reinweiß und über die makroskopische Betrachtung erscheinen diese monomineralisch. Die durchschnittliche Größe der Quarzkörner liegt unterhalb von 0,5 mm und soweit erkennbar, scheinen diese miteinander verzahnt. Die Gesteine weisen über die gesamte Fläche eine hohe Härte auf und besitzen eine hohe Festigkeit, was unter Umständen auf eine Zementation (Rekristallisation?) des Quarzits hinweist.

Gneis, folierter Gneis und Augengneis

Gesteinskleinfunde: Die als Gneis bestimmten Gesteine erscheinen meist schmutzig weiß bis schwach gelblich, massig, feinkristallin sowie mit einer Feldspat dominierten Zusammensetzung. Vereinzelt treten Quarze auf, die selten größer als 1 mm sind. Eine Schieferung, Gneistextur oder eine durch Mineraleinregelung bedingte Lineation fehlt völlig. Die flächige Härte ist 5, partiell 6 bis 7. Die Oberfläche erscheint schwach rau bis glatt.

Die foliierten Gneise unterscheiden sich von den Gneisen durch ihre Foliation, die jedoch relativ weitständig ist. Weiter ist eine schwache Mineraleinregelung, vor allem durch ausgelängte Quarze die rekristallisiert scheinen, zu erkennen.

Mauergesteine & Reibsteine: Die Augengneise treten nur bei den Mauergesteinen und den Reibsteinen auf. Allgemein besitzt dieses Gestein eine weiß-gelbe Färbung mit einer charakteristischen Augentextur. Es existiert eine gewisse Bänderung zwischen schmalen schwarzen Lagen und dickeren weißen Lagen die Porphyroklasten (Feldspat) aufweisen. Die Porphyroklasten (3 mm bis 5 cm Durchmesser) besitzen in Richtung der Foliation Druckschatten aus annähernd transparentem Quarz. Feldspat dominiert das Gestein mit geringen Anteilen von Quarz (häufig in den Druckschatten zu finden). Die schwärzlichen Lagen bestehen, soweit erkennbar, aus Dunkelglimmern.

Schmirgelgestein

Gesteinskleinfunde: Aufgrund der starken Bearbeitung sowie durch die Gesteinseigenschaften an sich, haben diese Lithotypen oft nur wenige makroskopisch zu beobachtende Eigenschaften. Die charakteristischsten makroskopischen Merkmale dieser anthrazitfarbenen bis dunkelgrauen, fein- bis grobkristallinen Gesteine sind vor allem die partielle oder auch flächig auftretende sehr hohe Härte (Messer wird spielend geritzt), als auch die spezifische hohe Dichte. Die grobkristallinen Schmirgel

weisen oft ein mosaikartiges Pflastergefüge auf, mit überwiegend hypidiomorpher Mineralausbildung. Das Auftreten von magnetischen Mineralen unterliegt starken Schwankungen und reicht von völliger Abwesenheit bis hin zur Ausbildung eines starken Magnetismus über die gesamten Gesteinsflächen. Schmirgelgestein als Rohstoff fand sich nur bei den Kleinfunden.

Metapsammite und Metaquarzit

Gesteinskleinfunde: Unter den Metapsammiten sind Metasandstein und Metaarkose zusammengefasst. Der Metasandstein erscheint schmutzig gelb während die Arkose gräulich gefärbt ist. Bei beiden Gesteinen liegt ein primär sedimentäres Gefüge zu Grunde, aber es finden sich sporadisch eingeregelter Glimmerminerale. Daraus kann geschlossen werden, dass eine schwache metamorphe Überprägung stattgefunden haben muss. Die Mineralassoziation des Metasandsteins besteht aus mindestens 95 % Quarz und 5 % Hellglimmer. Es existiert ein noch sichtbares korngestütztes Gefüge sowie eine gute Sortierung der gerundeten Quarzkörner.

Die Metaarkose besitzt eine relativ schlechte Sortierung sowie geringe kompositionelle Reife der Matrixgestützten Klasten. Die Klasten setzen sich aus Feldspat (80 %) und 20 % Quarz/Milchquarz zusammen. Eine genauere Bestimmung der Matrix konnte aufgrund der geringen Korngröße nicht erfolgen.

Der wenig foliierte Metaquarzit weist stark in der Mächtigkeit (1 mm bis 4 mm) schwankende feinkristalline Lagen aus Quarzmobilisaten auf, die rekristallisiert scheinen. Zwischen den Mobilisatlagen finden sich schmale, stark eisenschüssige Hellglimmerlagen. Das Gestein an sich weist nur eine bedingte Festigkeit auf.

Reibsteine & Mauergesteine: Die Eigenschaften der für die Reibsteine und Mauergesteine verwendeten Metapsammite sowie Metaquarzite entsprechen denen der Kleinfunde. Bei den Metaquarziten der Mauergesteine wurde jedoch deutlich, dass die Hellglimmerlagen bis zu 8 mm mächtig werden können.

Bimsstein

Gesteinskleinfunde: Dieses Gestein zeichnet sich durch sein schlackig-poriges Gefüge und eine sehr geringe Dichte aus (schwimmfähig). Der Bimsstein besitzt eine gelblich-bräunliche feinstkristalline Matrix, die vereinzelt, unregelmäßig verteilte, xenomorphe und bis 1 mm große transparente (möglicherweise Quarz) sowie weiße Einsprenglinge aufweist. Dieser Lithotyp tritt nur bei den Kleinfunden auf (Abb. 7.1.1 B).

Jadeit und Amphibol dominierte Gesteine

Gesteinskleinfunde: Diese Lithotypen treten nur bei den Kleinfunden auf und die Charakterisierung erfolgte mittels der Reflexionsspektroskopie (Kap. 7.2.1 und Kap. 7.2.2). Im Folgenden werden nur die makroskopischen Eigenschaften wiedergegeben.

Da es sich bei diesen Funden generell um gut erhaltene und stark polierte Dechseln und Nacken handelt, gab es nur wenige greifbare makroskopische Eigenschaften. Farblich variieren die Gesteine stark. Die Färbungen reichen u.a. von einem einheitlichen schmutzig matten Grün oder lebhaften Grüntönen. Oft finden sich schlierenartige Farbmuster mit Farbwechsellagen von schwärzlich-grau und dumpfem Grün oder scharfe Farbübergänge von schlierenartigem grün zu schwarz. Vereinzelt weisen die Gesteine kleinere Bereiche mit rostbraunen Verfärbungen auf. In der Hand wirkten die Funde etwas schwerer als die durchschnittliche Dichte von Gesteinen. Die Größe der Minerale, soweit erkennbar, war feinst- bis mittelkristallin. Die Härte liegt zwischen 6 und 7. Vorhandene Bruchflächen

waren unregelmäßig ausgebildet und splittrige Abplatzungen waren weißlich. Die Gesteine wirkten insgesamt eher massig (Abb. 7.2.1.1 und Abb. 7.2.2.1).

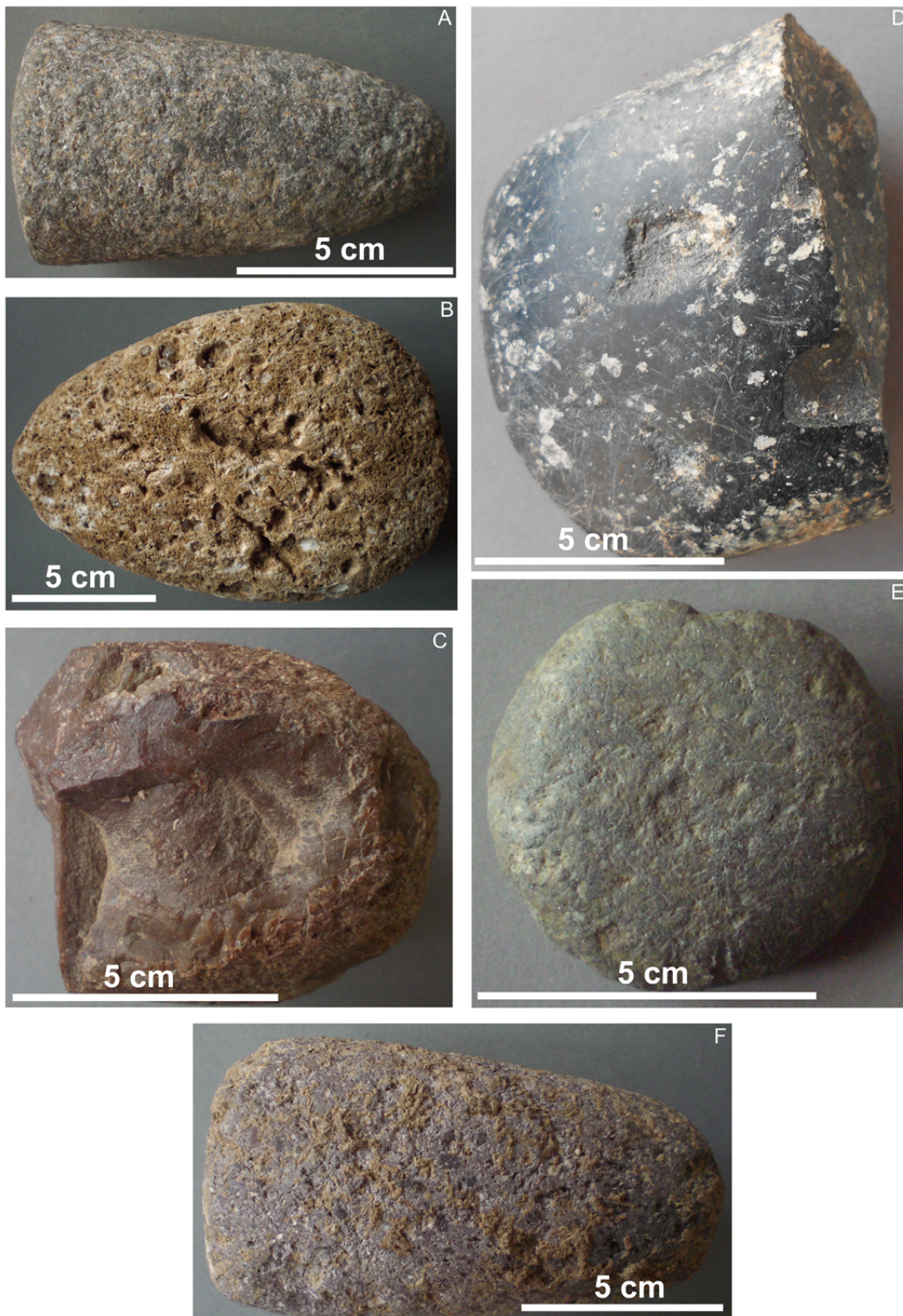


Abb. 7.1.1: Ausgewählte Gesteinskleinfunde aus dem Fundspektrum des Çukuriçi Höyük. A: Fund 12/1441/13/1 Stößel aus Diorit/Granodiorit Phase CuHö X, B: Fund 12/1712/3/1 Glättstein aus Bimsstein Phase CuHö X, C: Fund 12/5001/3/101 Klopstein aus Hornstein Phase CuHö I (Frühbronzezeit) D: Fund 12/1412/3/2 Beilklinge aus Peridotit Phase CuHö IX, E: Fund 12/1714/3/1 Steinscheibe aus Chloritglimmerschiefer Phase CuHö X, F: Fund 12/5123/3/1 Stößel aus Andesit Phase CuHö IV.

7.2 Die Ergebnisse der Reflexionsspektroskopie

Unter den Gesteinskleinfunden traten eine Reihe von Dechseln oder Nackenfragmenten auf bei denen die Vermutung bestand, dass es sich um Artefakte aus Jadeit handeln könnte. Aufgrund der starken Bearbeitungsspuren und dem oft monomineralischen Charakter lagen jedoch zu wenige Anhaltspunkte vor, die eine eindeutige makroskopische Charakterisierung zugelassen hätten (vgl. Kap. 7.1). Da eine Beprobung oder Ausfuhr der Funde nicht möglich war, sollte eine Charakterisierung mittels der zerstörungsfrei arbeitenden Reflexionsspektroskopie erfolgen.

Die Anwendung der Reflexionsspektroskopie zur Identifizierung von archäologischen Artefakten aus Jadeit fand bisher nur selten Verwendung. Die bisher umfangreichsten Untersuchungen erfolgten durch Petrequin et al. (2012) an großen Jadeitbeilen (Länge > 14 cm) aus dem europäischen Raum.

Die Erwartungshaltung hinsichtlich der Durchführbarkeit und der Ergebnisse der Reflexionsspektroskopie war grundsätzlich offen. Dies resultierte einerseits aus der geringen Größe der Artefakte sowie deren zumeist ungeeigneten Flächen für die Messungen (Abb. 7.2.1.1). Andererseits konnte durch die fehlende Möglichkeit der Probennahme, mit zwei Ausnahmen, keine begleitende Analyse durchgeführt werden, um die Ergebnisse der Reflexionsspektroskopie zu stützen. Im Folgenden wird näher auf die Ergebnisse der Reflexionsspektroskopie eingegangen.

7.2.1 Amphibol dominierte Gesteine

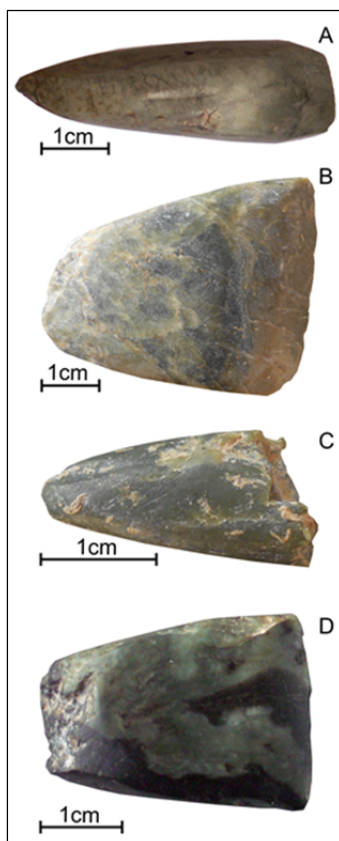


Abb. 7.2.1.1: Gesteinskleinfunde aus Amphibol dominierten Gestein des Çukuriçi Höyük (Auswahl).

A: 09/881/3/701-Dechsel

B: 13/1940/3/12-Dechsel

C: 13/1809/3/1-Nackenfragment

D: 11/1366/3/1-Dechsel

Zehn der mittels Reflexionsspektroskopie untersuchten Gesteinskleinfunde zeigen in den Spektrenverläufen, in den Positionen der Absorptionsbanden sowie in den Bandenausbildungen sehr starke Ähnlichkeiten (Abb. 7.2.1.2). Ähnlich verhält es sich bei einem Vergleich der Spektren der einzelnen Messpunkte der jeweiligen Funde (Abb. 7.2.1.3 bis Abb. 7.2.1.5). Die Spektren dieser zehn Funde weisen alle folgende Absorptionsbanden auf: 1. Zumeist wenig deutliche und sehr breit gezogene Banden um 600 nm und 1150 nm; 2. Banden in der Position zwischen 1390 nm bis 1400 nm mit einer meist tiefen und symmetrischen Ausbildung; 3. Absorptionen zwischen 1910 nm bis 1918 nm mit mittleren Tiefen und durchgängiger Asymmetrie; 4. Zwischen 2110 nm bis 2120 nm tritt bei allen Funden eine Absorptionsbande von geringer Tiefe, gekoppelt mit einer leichten asymmetrischen Ausbildung auf; 5. Um 2300 nm (2299 nm bis 2303 nm) sowie um 2315 nm (2314 nm bis 2320 nm) findet sich eine Doppelbande, welche in ihrer Ausbildung stärker variiert; 5. Die letzte auswertbaren Bande, bevor ein einsetzendes Rauschen die Identifikation verhindert, liegen zwischen 2384 nm bis 2390 nm mit geringen bis mittleren Tiefe und symmetrischer Ausbildung

Es existieren weitere, zu meist wenig deutlich ausgeprägte Absorptionsbanden, die jedoch nicht bei allen untersuchten Funden auftreten. Zum einen Absorptionsbanden mit geringer Tiefe zwischen 1530 nm und 1540 nm, zum anderen geweitete Banden mit geringer Tiefe zwischen 1435 nm und 1440 nm. Weiter treten kleinere, wenig deutliche Schultern um 2250 nm auf.

Nach Hauff (2005) und Clark et al. (1990) verweist die Doppelbande (um 2315 nm und 2384 nm) auf das Vorhandensein von Aktinolith

oder Tremolit im Gestein. Nicht nur die mineralspezifische Doppelbande, sondern auch der gesamte Verlauf, ein Großteil der weiteren Positionsbänder sowie die Bandengestalt stimmen mit den bekannten Referenzbändern für Aktinolith und Tremolit überein (Tab. 7.2.1.1). Spätestens der Vergleich mit Referenzspektren der Referenzdatenbank Specmin-Pro Version 3.1 von Aktinolith und Tremolit bestätigt die Aussagen, die anhand der Bänderposition getroffen wurden (Abb. 7.2.1.3 bis Abb. 7.2.1.5).

Neben den für die Aktinolith und Tremolit charakteristischen Absorptionen treten auch Bänder auf, die auf weitere Minerale im Gestein hinweisen. Grundsätzlich sind diese Bänder undeutlich und schwach ausgebildet, wodurch die Mineralidentifikation erschwert wird. Die Bänder zwischen 1530 und 1540 nm verweisen nach Hauff (2005) auf das Vorhandensein von Talk (Funde). Anhand der Absorptionen zwischen 1435 bis 1440 nm und um 2250 nm ist das Auftreten von Chlorit wahrscheinlich (Hauff 2005).

Alle untersuchten Funde zeigen über sämtliche Messpunkte sehr einheitliche, saubere und eindeutige Spektren, (Anhang A01-C3 und Anhang A01-D1 bis -D9) die auf Tremolit oder Aktinolith verweisen. Höhere Anteile von weiteren infrarotaktiven bzw. nicht infrarotaktiven Mineralen deuten sich nicht an. Eine Existenz solcher würde sich in den Spektren widerspiegeln (u.a. starke Reduzierung der Reflektanz, undeutliche und/oder verschobene Spektren). Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass im Gestein weitere Minerale vorliegen, deren spektrale Signaturen jedoch durch die Tremolit-Aktinolith Spektren überprägt werden. Daher wird davon ausgegangen, dass es sich bei allen untersuchten Funden um Amphibol dominierte Gesteine handelt.

Tabelle: 7.2.1.1: Gegenüberstellung Wellenlängenbereiche der Absorptionsbänder (SWIR) der untersuchten Funde mit den angegebenen Bänderpositionen für Tremolit und Aktinolith.	
Identifizierte Absorptionsbänder der untersuchten Funde im SWIR	Bandpositionen von Aktinolith und Tremolit im SWIR nach Hauff (2005)
zw. 1390 nm-1400 nm	zw. 1390 nm-1400 nm
zw. 1900 nm-1918 nm	zw. 1894 nm-1918 nm
zw. 2110 nm-2120 nm	zw. 2110 nm-2122 nm
um 2300 nm	zw. 2294 nm-2304 nm
um 2315 nm	zw. 2312 nm-2332 nm
zw. 2384 nm-2390 nm	zw. 2386 nm-2388 nm

Eine grundsätzliche Frage, die hier nicht geklärt werden kann ist, ob es sich bei dem Amphibol um ein Endglied der Aktinolith-Tremolit-Mischreihe handelt bzw. ob ein Mischkristall vorliegt. Die Unterscheidung zwischen Tremolit und Aktinolith gestaltet sich durch die nahezu identischen Spektren schwierig (vgl. Abb. 7.2.1. 1 bis Abb. 7.2.1.5). Clark et al. (1990) verweist darauf, dass sich die beiden Endglieder anhand der Gestalt der Absorptionsbande bei 1390 nm bis 1400 nm unterscheiden lassen. Aktinolith zeigt demnach zwischen 1390 nm und 1405 nm mehrere Schultern, die bei Tremolit nicht auftreten (Abb. 7.2.1.6). Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist, dass Aktinolith zwischen 1900 nm und 1400 nm einen deutlichen Abfall in der Reflektanz zeigt, verursacht durch Fe^{2+} im Aktinolith, welcher bei Tremolit nicht auftritt (Hauff 2005). Trotzdem wird innerhalb dieser Untersuchungen auf eine weitere Differenzierung verzichtet. Dies begründet sich damit, dass die Reflexionsspektren durch verschiedene Faktoren beeinflusst werden können und auf diese auch sehr sensitiv reagieren. D.h., dass zur Verifizierung dieser Faktoren eine Probenahme sowie die Anwendung destruktiver Analysemethoden notwendig ist, was innerhalb dieser Arbeit nicht möglich war.

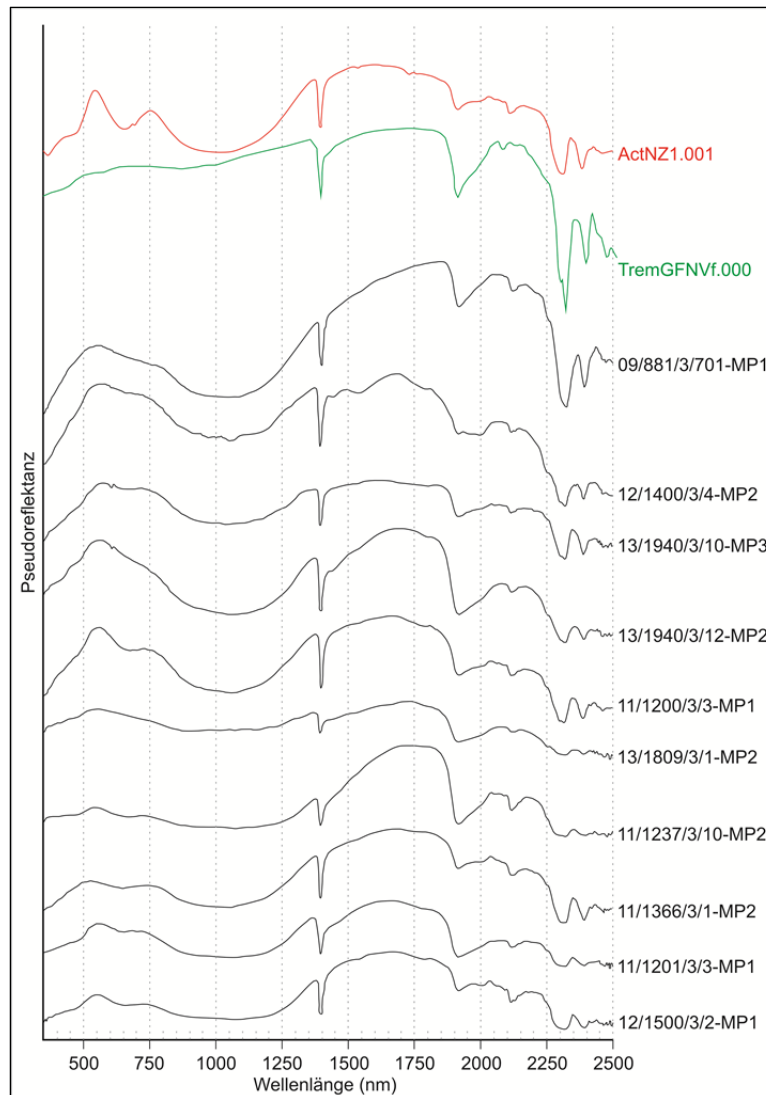


Abb. 7.2.1.2: Gegenüberstellung ausgewählter Reflexionsspektren der untersuchten Gesteinskleinfunde sowie der Vergleich mit einem Referenzspektrum für Tremolit (grün) und Aktinolith (rot) der Referenzdatenbank Specmin-Pro Version 3.1.

Die wesentlichen Faktoren, die zu einer Beeinflussung/Verfälschung der Ergebnisse führen können sind: 1. Die Mineralgröße; 2. Die chemische Variabilität von Mineralen; 3. Der Mineralhabitus; 4. Die Mineralorientierung; 5. Die Kristallinität; 6. Die Mineralparagenese; 7. Die Oberflächenform und die Oberflächenbeschaffenheit des zu untersuchenden Mediums (u.a. Clark 1999, Hauff 2005). All diese Faktoren können, einzeln oder auch zusammen, mineralspezifische Absorptionsbanden verschieben und/oder charakteristische Bandenausbildungen reduzieren/maskieren und zu einer Verfälschung der Ergebnisse führen. Exemplarisch werden im Folgenden die Auswirkung der Mineralgröße und der Oberflächenform/Oberflächenbeschaffenheit auf die Reflexionsspektren näher erläutert. Für alle anderen genannten Faktoren und deren Einflüsse gibt die Tabelle 7.2.1.1 einen Überblick bzw. es wird auf die Arbeiten von Hauff (2005), Clark (1999) und Hunt (1977) verwiesen. Unter dem Korn- oder Mineralgrößeneffekt versteht man die Beeinflussung der Reflektanz und der Schärfe der Spektren in Abhängigkeit zur Korn- bzw. Mineralgröße. Mit Zunahme der Mineralgröße nimmt sowohl die Reflektanz, als auch die Schärfe der Absorptionsbanden ab (u.a. Clark & Roush 1984, Hapke 1993). Um diesem Effekt entgegen zu wirken, werden Proben aufgemahlen und in mehrere sehr enge Kornbänder separiert (oft verwendete Kornbänder: 5-10 µm, 10-20 µm, 20-30 µm, 30-45

µm, 45-105 µm, 105-150 µm, 150-250 µm, > 250 µm), wobei alle Kornbänder spektrographisch analysiert werden (Clark 1999).

Die zu untersuchenden Oberflächen sollten nach Möglichkeit so flach wie möglich sein und nur ein geringes Maß an Rauigkeit aufweisen, um eine höchstmögliche Reflektanz zu gewährleisten bzw. um eine Streuung des reflektierten Lichtes zu verhindern. Liegt der Messkopf nicht plan auf der Probe auf, führt dies im Allgemeinen zu einer Reduzierung der Reflektanz und eine zu raue Oberfläche verursacht ein wellenartiges Rauschen über das ganze Spektrum.

Die Reduzierung der Reflektanz und der Schärfe führt dazu, dass mineralspezifische Bandencharakteristika „verschluckt“ werden bzw. im Spektrum nicht sichtbar sind (Hauff 2005, Clark 1999).

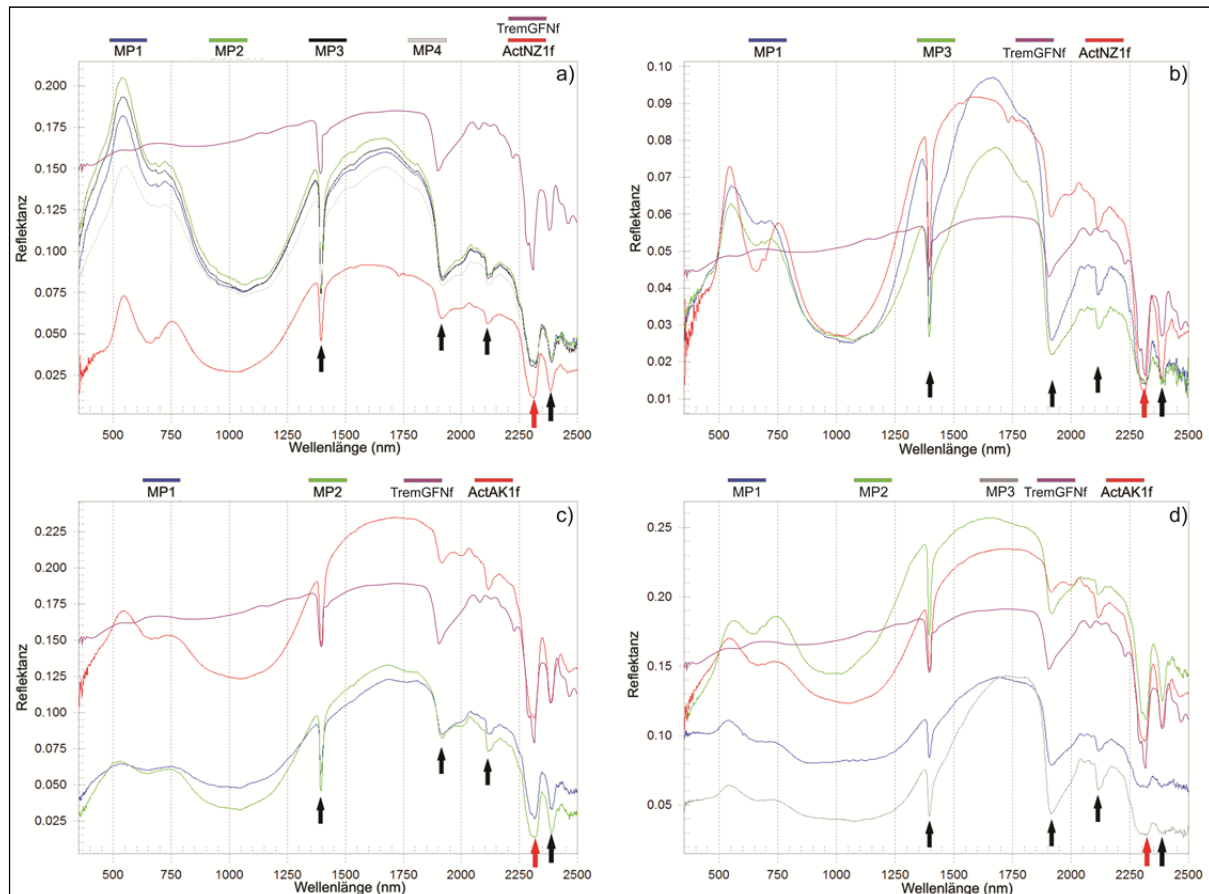


Abb. 7.2.1.3: Die Reflexionsspektren der Gesteinskleinfunde a) 11/1200/3/3, b) 11/2001/3/3, c) 11/1366/3/1, d) 11/1237/3/10. Referenzspektren der Referenzdatenbank Specmin-Pro Version 3.1. für Aktinolith (rot) und Tremolit (lila). Charakteristische Absorptionsbanden der eigenen Messungen im SWIR (schwarze Pfeile) und die Hauptabsorptionsbande (roter Pfeil, MP: Messpunkt).

Die Problematik der Ergebnisinterpretation der Reflexionsspektroskopie ohne Möglichkeit vergleichender Analysen an unbekanntem Material, kann anhand eines Beispiels der eigenen Ergebnisse verdeutlicht werden. Das Ergebnis der Absorptionsspektroskopie des Gesteinskleinfundes 11/1237/3/10 verwies auf das Vorhandensein von Tremolit oder Aktinolith. In dem Spektrum kann ein Abfall der Reflektanz zwischen 1900 nm und 1400 nm beobachtet werden (Abb. 7.2.1.3 d), was nach Hauff (2005) für das Endglied Aktinolith spricht. Von diesem Fund lag Probenmaterial vor (vgl. Kap. 4.4) und eine XRD-Untersuchung konnte durchgeführt werden. Das Ergebnis der XRD-Analyse zeigt jedoch, dass es sich eindeutig um Tremolit handelt (Abb. 7.2.1.7). Der für Aktinolith typische Abfall der Reflektanz zwischen 1900 nm und 1400 nm in einem Tremolit ist wahrscheinlich auf die Substitution von Eisen im Tremolit zurück zu führen.

Auf Grundlage der Ergebnisse werden diese Lithotypen der untersuchten Funde als Aktinolith-Tremolit dominierte Gesteine mit zum Teil geringen Gehalten an Chlorit und/oder Talk angesprochen. Im weiteren Verlauf der Arbeit werden diese Funde zur Vereinfachung als Amphibol bezeichnet.

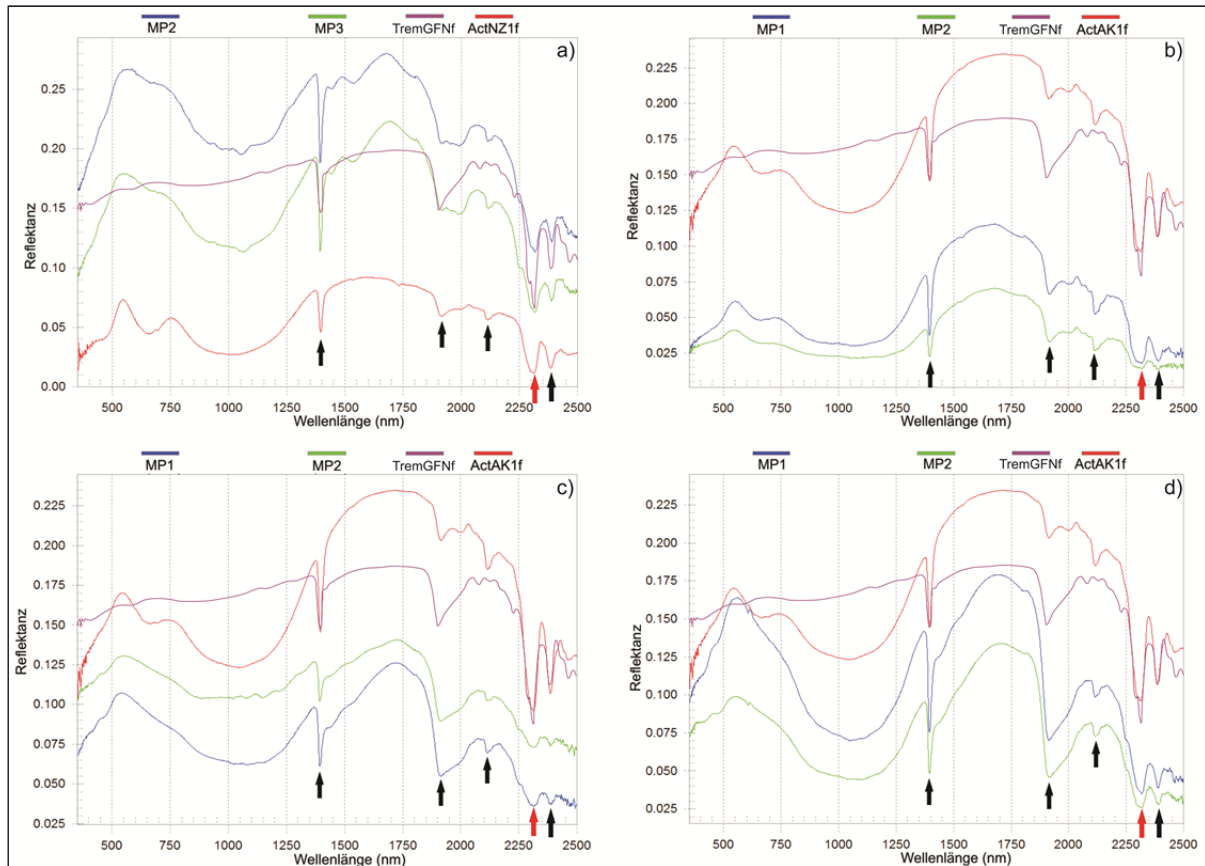


Abb. 7.2.1.4: Reflexionsspektren der Gesteinskleinfunde a) 12/1400/3/4, b) 12/1500/3/2, c) 13/1809/3/1, d) 13/1940/3/12. Referenzspektren der Referenzdatenbank Specmin-Pro Version 3.1. für Aktinolith (rot) und Tremolit (lila). Charakteristische Absorptionsbanden der eigenen Messungen im SWIR (schwarze Pfeile) und die Hauptabsorptionsbande (roter Pfeil, MP: Messpunkt).

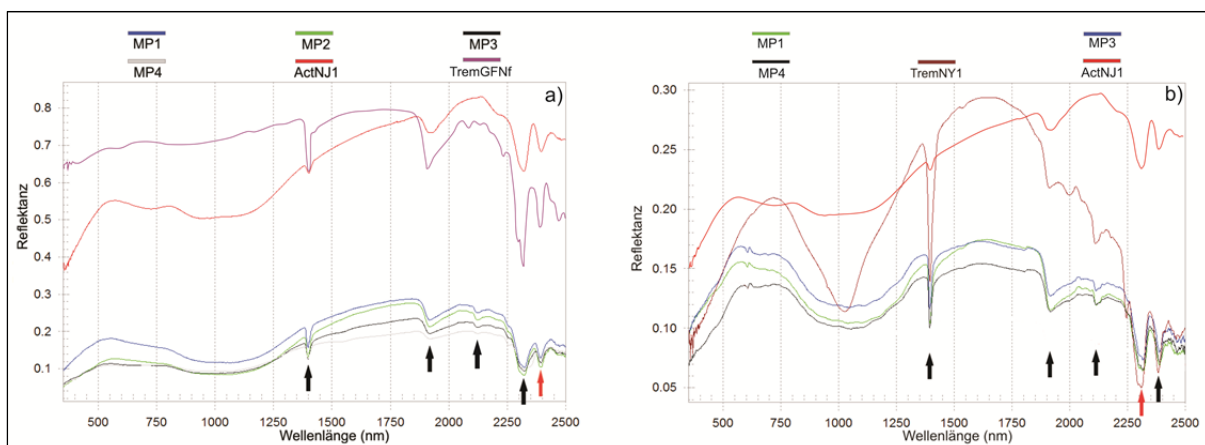


Abb. 7.2.1.5 Reflexionsspektren der Gesteinskleinfunde 7.2.1.5: a) 09/881/3/701 , b) 13/1940/3/10. Referenzspektren der Referenzdatenbank Specmin-Pro Version 3.1. für Aktinolith (rot) und Tremolit (lila). Charakteristische Absorptionsbanden der eigenen Messungen im SWIR (schwarze Pfeile) und die Hauptabsorptionsbande (roter Pfeil, MP: Messpunkt).

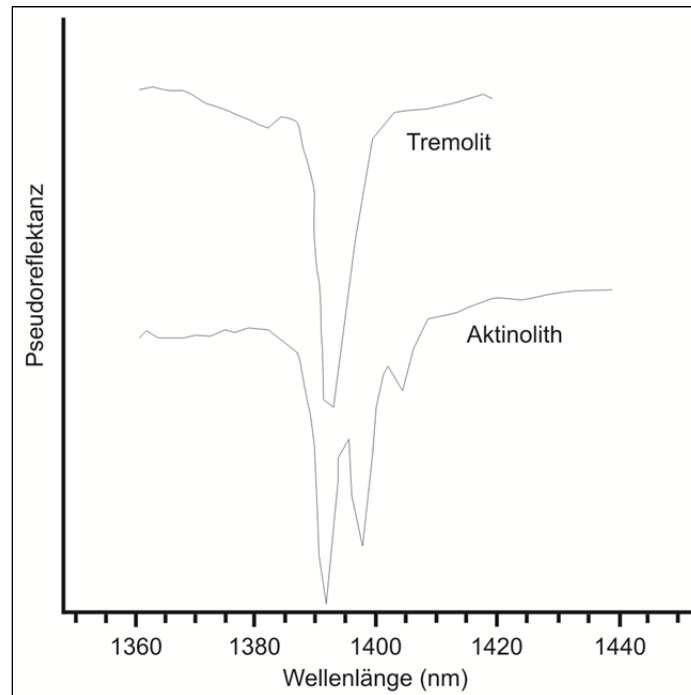


Abb. 7.2.1.6: Absorptionsbanden von Aktinolith und Tremolit im Wellenlängenbereich 1390 nm bis 1410 nm (verändert nach Clark et al. 1990).

Tab. 7.2.1.1: Zusammenfassung der wesentlichen Einflussfaktoren auf die Reflexionsspektren/Absorptionsbanden nach Hauff (2005) und Clark (1999).

Faktor	Ursache	Auswirkung auf die Reflexionsspektren
Mineralgrößeneffekt	Zu große Minerale (> 250 µm)	Reduzierung der Reflektanz → Maskierung und Weitung von Absorptionsbanden
Chemische Variabilität	Elementsubstitution durch verschiedene Prozesse (u.a. Verwitterung, Alteration)	Verschiebung mineralspezifische Absorptionsbanden
Mineralorientierung	Einregelung von Mineralen (tektonisch oder bevorzugte Wachstumsrichtung)	Reduzierung der Reflektanz → Maskierung und Weitung von Absorptionsbanden sowie Ausbildung von asymmetrischen Absorptionsbanden
Kristallinität	Gitterfehler, Substitution oder Ladungsfehler	Reduzierung der Reflektanz → Maskierung und Weitung von Absorptionsbanden sowie Verschiebung mineralspezifischer Wellenlängenbereiche
Mineralparagenese	Existenz infrarotaktiven und/oder nicht infrarotaktiver Minerale	Reduzierung der Reflektanz → Maskierung und Weitung von Absorptionsbanden sowie Verschiebung mineralspezifischer Wellenlängenbereiche
Morphologie der Probenoberfläche	Unebene Probenoberfläche (Messkopf kann nicht flächig auf der Probe aufliegen)	Reduzierung der Reflektanz → Maskierung und Weitung von Absorptionsbanden
Oberflächenbeschaffenheit	Raue Oberflächen durch Bearbeitung	Reduzierung der Reflektanz und stärkeres Hintergrundrauschen → Maskierung und Weitung von Absorptionsbanden

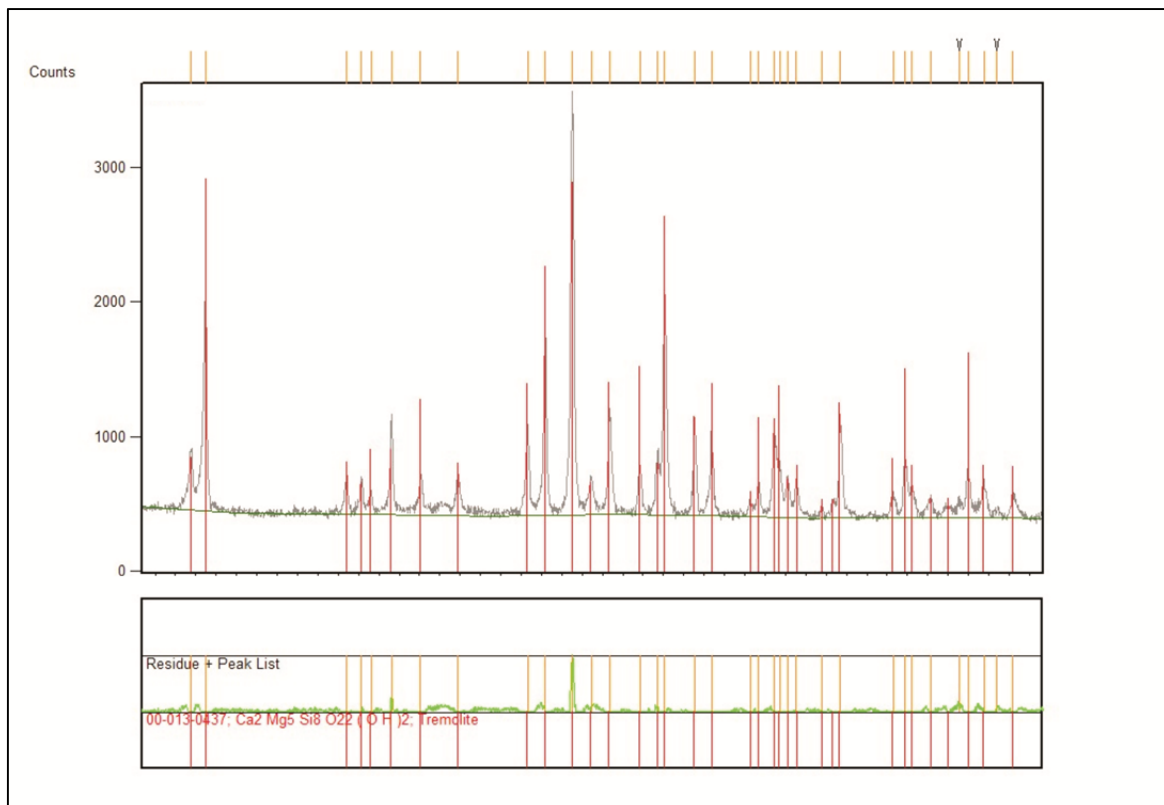


Abb. 7.2.1.7: Diffraktogramm des Probenmaterials des Fundes 11/1237/3/10.

7.2.2 Jadeit dominierte Gesteine



Abb. 7.2.2.1: Kleinfund 07/320/3/1101 (A) und 08/501/3/14 (B).

A Die Reflexionsspektren der Gesteinskleinfunde 07/320/3/1101 und 08/501/3/14 (Abb. 7.2.2.1) unterscheiden sich vor allem im Wellenlängenbereich zwischen 2200 nm und 2500 nm deutlich zu den Spektren der Amphibol dominierten Gesteine (Abb. 7.2.2.2). Jedoch weisen die Spektrenverläufe, die Positionen der Absorptionsbanden sowie die Bandenausbildungen der beiden Funde untereinander sehr starke Ähnlichkeiten auf (Abb. 7.2.2.3). Ähnlich verhält es sich bei einem Vergleich der Spektren der einzelnen Messpunkte der jeweiligen Funde (Abb. 7.2.2.3, Anhang A01-C1 und -C2). Die Spektren der zwei Funde weisen folgende Absorptionsbanden in dem für Identifizierung wichtigen Wellenlängenbereich des SWIR

zwischen 1400 nm und 2500 nm auf: 1. Schwache, leicht geweitete Banden bei 1427 nm und 1468 nm; 2. Äußerst schwach ausgebildete und sehr weitgezogene Banden um 1780 nm bis 1790 nm, 3. Tiefe und asymmetrische Banden bei 1914 nm; 4. Schwach und weitgezogene Banden um 2210 nm; 5. Schwache sowie weitgezogene Banden um 2350 nm, welche durch das einsetzende Rauschen in diesem Wellenlängenbereich schwer zu identifizieren sind und nicht in allen Spektren beobachtet werden konnten.

Nach Hauff (2005) verweist die Absorptionsbande bei 1914 nm sowie die Banden bei 1427 nm, 1468 nm und 2210 nm auf Jadeit hin. Das Reflexionsspektrum für Jadeit weist nach Hauff (2005) noch Absorptionsbanden bei 2261 nm, 2308 nm und 2350 nm auf, die aber generell sehr schwach ausgebildet sind und nicht zwingend auftreten müssen.

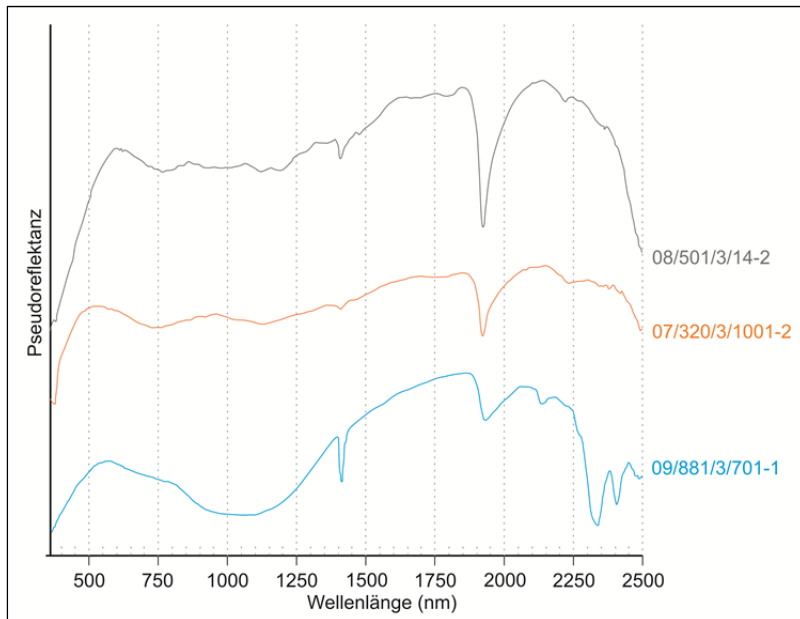


Abb. 7.2.2.2: Vergleich ausgewählter Reflexionsspektren der Funde 07/320/3/1001 und 08/051/3/14 mit dem Spektrum eines Amphibols (ausgewähltes Reflexionsspektrum des Fundes 09/881/3/701).

Im Vergleich der eigenen Messungen mit den Referenzspektren von Jadeit der Referenzdatenbank Specmin-Pro Version 3.1 zeigt sich, dass nicht nur die Absorptionsbanden sondern auch die Spektrenverläufe sehr gut übereinstimmen (Abb. 7.2.2.3). In diesem Fall war es ebenfalls möglich Probenmaterial vom Fund 07/320/3/1101 zu nehmen und als begleitende Untersuchung der Reflexionspektroskopie eine XRD-Analyse durchführen zu können. Das Ergebnis der Röntgendiffraktometrie bestätigt

das Ergebnis der Absorptionsspektroskopie (Abb. 7.2.2.4). Das einzige in der Probe nachgewiesene Mineral ist Jadeit. Die allgemein geringe Reflektanz aller Spektren kann nicht eindeutig geklärt werden. Da sich in den Spektren selbst keine Hinweise auf weitere infrarotaktive Minerale finden lassen, besteht die Möglichkeit der Existenz von nicht-infrarotaktiven Mineralen. Nicht-infrarotaktive Minerale führen zu einer deutlichen Reduzierung der Absorptionsbanden. Zur Verringerung der Absorptionstiefe können aber auch die für die Messung ungünstigen Oberflächen beigetragen haben. Die Funde weisen entweder stark konvexe Ober- oder unregelmäßige Bruchflächen auf, so dass der Messkopf nicht flächig auflag (Abb. 7.2.2.1).

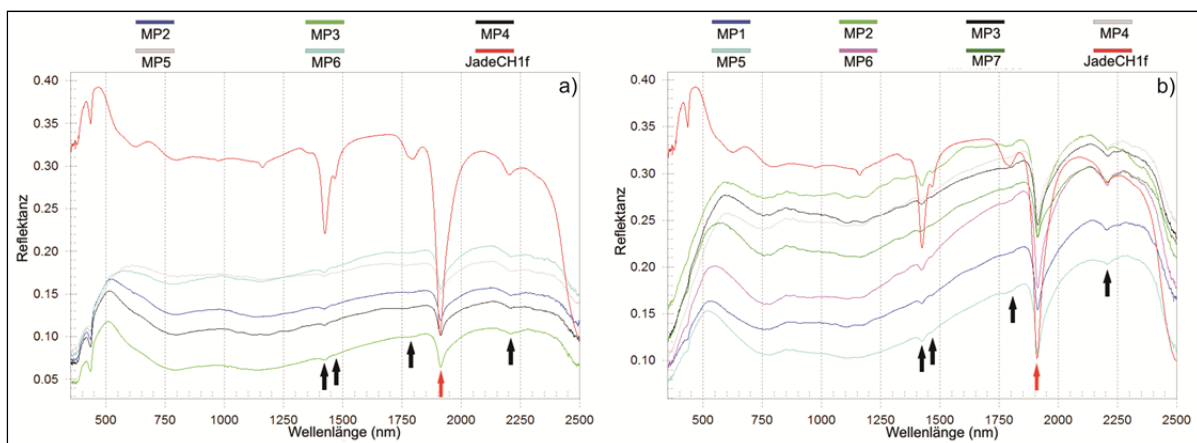


Abb. 7.2.2.3: Reflexionsspektren der Gesteinskleinfunde 07/320/3/1101 (a) und 08/501/3/14 (b) im Vergleich mit den Referenzspektren für Jadeit (rot) der Referenzdatenbank Specmin-Pro Version 3.1. Charakteristische Absorptionsbanden der eigenen Messungen im SWIR (schwarze Pfeile) und die Hauptabsorptionsbande (roter Pfeil, MP: Messpunkt).

Durch die starke Ähnlichkeit aller gemessenen Spektren untereinander, den fehlenden Nachweis weiterer Minerale im Gestein sowie aufgrund der Übereinstimmung mit dem Jadeit-Referenzspektrum wird dieser Lithotyp als Jadeit dominiertes Gestein charakterisiert. Zur Vereinfachung wird im weiteren Verlauf nur noch der Begriff Jadeit verwendet.

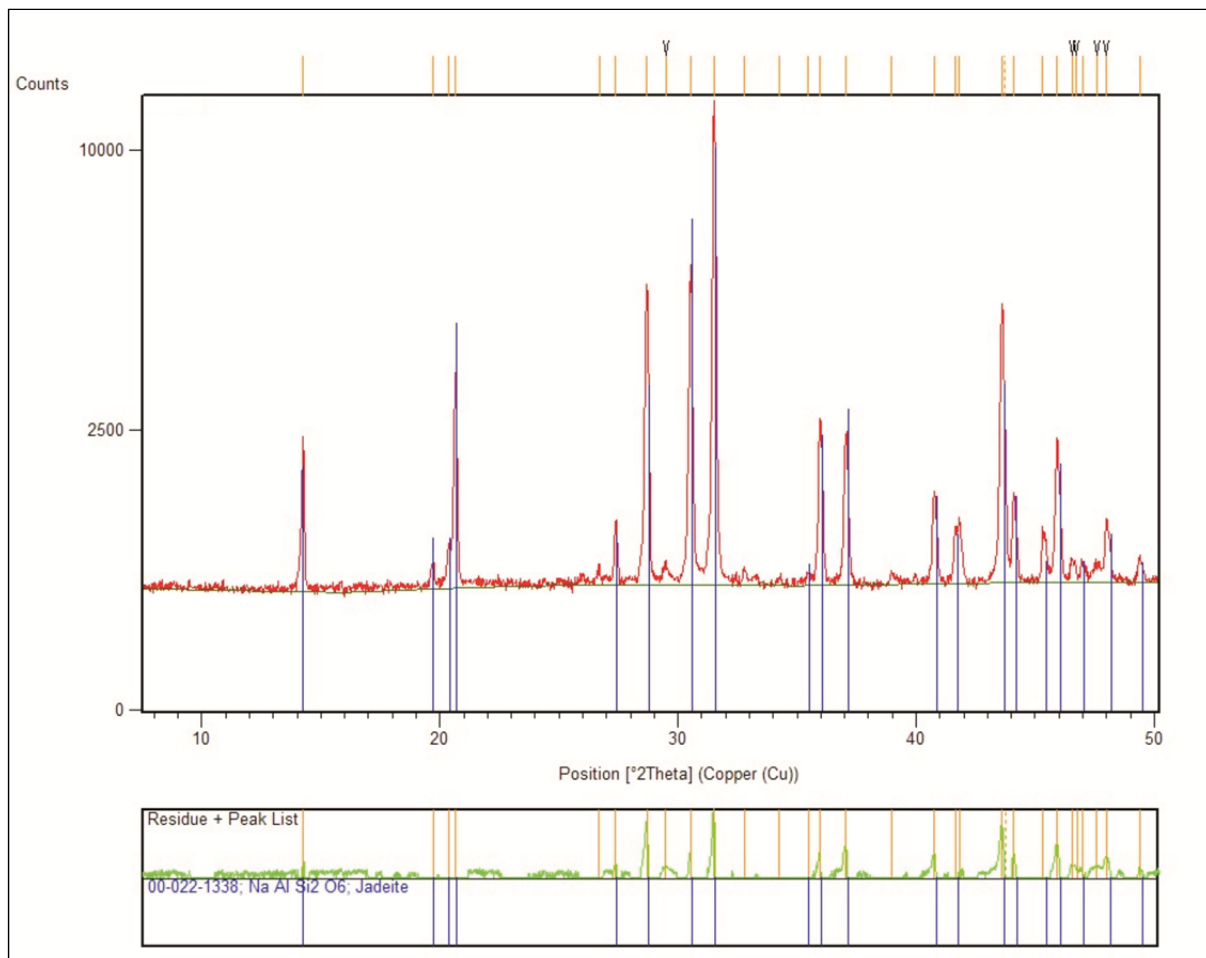


Abb. 7.2.2.4: Diffraktogramm des Probenmaterials des Fundes 07/320/3/1101.

7.3 Makro- und mikroskopische sowie geochemische Charakterisierung der frühbronzezeitlichen Reibsteine aus felsischen Vulkaniten

Die aus den frühbronzezeitlichen Siedlungsschichten Phase CuHö IV und CuHö III der Schnitte S1 bis S4 stammenden Reibsteine wurden makroskopisch charakterisiert. Unter den verwendeten Lithotypen für die Reibsteine konnten auch vier Vulkanite aus vulkanischem Material mit felsischer Zusammensetzung identifiziert werden (Funde 11/632/24/1, 11/321/24/1, 08/692/24/1, und 06/141/24/1). Da eine Probenahme möglich war, wurden diese mikroskopisch sowie mittels wellenlängendispersiver Röntgenfluoreszenzanalyse (WD-RFA) geochemisch analysiert.

Die Ergebnisse der makro- und der mikroskopischen sowie der geochemischen Gesteinsklassifizierung, zuzüglich Interpretationen hinsichtlich der Herkunft und der selektiven Gesteinsnutzung sind schon durch Schwall & Wolf (in Vorbereitung) ausführlich abgehandelt worden. Im Folgenden werden die Ergebnisse der Gesteinsklassifizierung wiedergegeben und unter Kapitel 8.4 erfolgt eine kurze Zusammenfassung sowie Diskussion sämtlicher Ergebnisse.

Nach der mikroskopisch petrographischen Charakterisierung, die der WD-RFA vorgeschaltet war, wurde der Fund 11/632/24/1 für die weiteren geochemischen Untersuchungen ausgesondert. Die Grundmasse dieses Vulkanits wies eine tiefgreifende und flächige Alteration auf, weshalb keine aussagekräftige Gesteinsklassifikation, über das für Vulkanite allgemein gültige TAS-Diagramm (Total Alkali-Silica Diagramm) nach Le Maitre (1989) zu erwarten war.

Die drei anderen Reibsteine können nach der TAS-Klassifikation als Kalium reiche Trachyte bzw. als ein alkalireicher Rhyolith definiert werden (Abb. 7.3.1). Die Ergebnisse des Gesamtgesteins-

chemismus sind unter dem Anhang A04-A1 und die Nachweisgrenzen der WD-RFA unter dem Anhang A04-A2 aufgeführt.

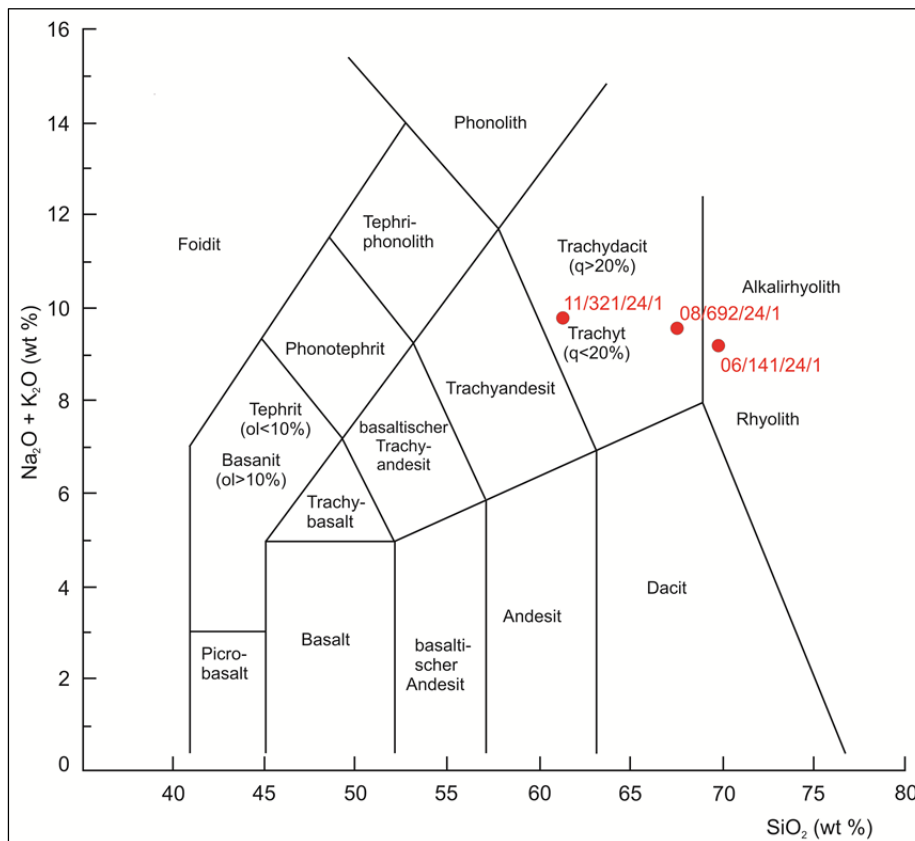


Abb. 7.3.1: Klassifizierung der Reibsteine aus Trachyt und Rhyolith im TAS-Diagramm (Schwall & Wolf in Vorbereitung) nach Le Maitre et al. (1989).

Nach den makro- und mikroskopischen Untersuchungen weisen die Trachyte ein fluidalporphyrisches Gefüge mit einer leicht magnetischen hypohyalinen bis feinstkristallinen Grundmasse auf. Die Grundmassen sind hellrötlich oder hellgrau mit einem relativ hohen Quarzgehalt. Die Anzahl und Größe der Einsprenglinge schwankt stark, die Kristallform variiert von xenomorph bis idiomorph, wobei die xeno- bis hypidiomorphe Gestalt dominiert. Freie Quarze liegen oft als Resorptionsquarze vor. Teilweise treten Entgasungshohlräume auf. Die Einsprenglinge bestehen aus Sanidin, Quarz, Plagioklas, Biotit, Amphibol, Pyroxen und opaken Mineralen. Die Mehrzahl der Einsprenglinge besteht aus oft zonierten Sanidinen mit Größen von bis zu 8 mm. Zudem sind die Quarze oft zerbrochen und entlang von Rissen mit der Grundmasse verfüllt. Die Biotite sind teilweise zu Oxybiotiten umgewandelt.

Das Verhältnis von Grundmasse zu den Einsprenglingen liegt bei 65:35. Dabei bestehen die Einsprenglinge zu 60 % - 70 % aus Sanidin und Plagioklasen, 10 %-15 % aus Quarz, 5 % - 10 % Amphibol und 5 % Biotit. Die Pyroxene und die opake Phase sind nur in marginalen Anteilen vertreten.

Das hellrötliche rhyolithische Gestein weist ebenfalls eine porphyrische Textur auf sowie eine schwach fluidale Struktur. Die Grundmasse kann als mikrokristallin angesprochen werden.

Die Zusammensetzung, die Kristallformen und die Größe der beobachteten Einsprenglinge entsprechen weitestgehend denen der Trachyte. Einzig der Anteil an freiem Quarz und an Alkalifeldspäten ist etwas höher als bei den Trachyten sowie eine etwas quarzreichere Grundmasse. Vereinzelt finden sich Entgasungshohlräume. Das Verhältnis von Grundmasse zu den Einsprenglingen liegt bei 60:40. Dabei bestehen die Einsprenglinge zu 75 % aus Sanidin und Plagioklasen, 15 % aus

Quarz, 5 % Amphibol und 5% Biotit. Die Pyroxene und die opake Phase sind wie bei Trachyten nur in marginalen Anteilen vertreten.

8. Die Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde, der Mauergesteine, der Reibsteine sowie Überlegungen zur Herkunft der verwendeten Gesteinsrohstoffe

In diesem Kapitel werden die Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde, der Mauergesteine und der Reibsteine auf Grundlage der im Kapitel 7 erfolgten Gesteinscharakterisierung aufgezeigt. Hierbei erfolgt die Darstellung der Ergebnisse, die Zusammenfassung, die Diskussion/Interpretation zu den Gesteinskleinfunden, der Mauergesteine sowie der Reibsteine separat. Dieser Aufbau soll einen verständlichen Überblick gewährleisten, da die Ergebnisse zu den einzelnen Artefaktgruppen (Gesteinskleinfunde, Mauergesteine, Reibsteine), bedingt durch die teilweise unterschiedlichen Methodiken sowie betrachteten Epochen/Siedlungsphasen, zu heterogen ausfallen. Damit wären auch die Diskussionen/Interpretationen zu breit gefächert, als sie sinnvoll und nachvollziehbar in einer zusammenfassenden Darstellung präsentieren zu können.

Ausgenommen von den Diskussionen und Zusammenfassungen in diesem Kapitel sind die Gesteinsrohstoffe, die nicht den lokalen Gesteinsvorkommen zugeordnet werden konnten. Die möglichen Rohstoffvorkommen dieser Lithotypen werden im Kapitel 9 separat betrachtet.

8.1 Die neolithischen und frühbronzezeitlichen Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde

Unter dem Kapitel 8.1 wird die Zusammensetzung der Gesteinsspektren der einzelnen neolithischen und frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen dargestellt sowie untereinander verglichen, um qualitative und quantitative Veränderungen aufzuzeigen. Als vorgeschaltetes Kapitel erfolgt eine Abhandlung zur Problematik der Interpretation von Einzelfunden bei Vergleichen von Gesteinsspektren. Weiter folgen Aussagen zu den genutzten Rohstoffvorkommen (lokale oder überregionale Herkunft) und zur selektiven Nutzung von Gesteinsrohstoffen am Çukuriçi Höyük. Abschließend erfolgt eine zusammenfassende Diskussion aller Teilkapitel zu den Gesteinskleinfunden.

8.1.1 Zur Interpretation von Einzelfunden bei Vergleichen von Gesteinsspektren

Die Gesteinsspektren der jeweiligen Siedlungsphasen und Epochen am Çukuriçi Höyük sind einerseits durch stark variierende Fundmengen geprägt, andererseits ergibt sich bei den Spektren oft eine starke Diversität durch Lithotypen, welche nur durch Einzelfunde bzw. durch eine geringe Fundmenge belegt sind.

Hier stellt sich die Frage, ob bei einem Vergleich beispielsweise zweier Phasen/Epochen, deren Gesteinsspektren sich aufgrund von vielen Einzelfunden in ihrer Diversität stark unterscheiden, interpretiert werden können. Ohne eine nähere Überprüfung der Vergleichbarkeit von Spektren, die sich aufgrund vieler Einzelfunde voneinander unterscheiden, kann dies unter Umständen augenscheinlich eine starke Verschiebung der Gesteinsspektren suggerieren, die nicht vorhanden oder zumindest nicht belegbar ist.

Bevor im folgenden Abschnitt auf die neolithischen und frühbronzezeitlichen Gesteinsspektren eingegangen wird, soll hier die erwähnte Problematik näher erläutert und Interpretationsmöglichkeiten aufgezeigt werden.

Eine erste grundsätzliche Frage ergibt sich daraus, was diese Einzelfunde darstellen. Wurden diese Gesteine willkürlich mit auf den Tell genommen ohne jemals eine Verwendung gehabt zu haben oder sind diese durch geogene Prozesse auf den Tell gelangt? Da es sich bei dem Çukuriçi Höyük in der

Gänze um einen anthropogenen Siedlungshügel handelt, kann davon ausgegangen werden, dass alle ausgegrabenen Gesteinsobjekte mit archäologischem Kontext auf den Tell gebracht worden sind. Zudem existieren keine Beweise für eine Verfrachtung von Gesteinsmaterial durch geogene Prozesse auf den Tell.

Dass die Lithotypen, die durch Einzelfunde oder durch eine geringe Anzahl vertreten sind nicht willkürlich, sondern gezielt gesucht wurden und einer Verwendung unterlagen, ergibt sich aus der archäologischen Artefaktklassifizierung. D.h., dass die überwiegende Mehrzahl der Funde einem Artefakttyp bzw. Artefakttypen zugeordnet werden konnte und dadurch eine Nutzung belegt ist (Anhang A01-A und -B und Anhang A02-A bis -I).

Eine zweite essenzielle Frage ist, ob Einzelfunde bei Vergleichen verschiedener Siedlungsphasen eine Verringerung oder Vergrößerung der Diversität belegen. Grundsätzlich bzw. aus der Logik heraus spiegeln Einzelfunde oder Lithotypen mit einer geringen Fundmenge keine Verschiebung im Gesteinsspektrum wieder, da diese als nicht repräsentativ zu werten sind.

Die Gegenüberstellung der Gesamtfundanzahl und Anzahl der Lithotypen (Abb. 8.1.1.1) sowie der Vergleich der Gesamtfundanzahl mit der Anzahl der Einzelfunde (Abb. 8.1.1.2) der jeweiligen Siedlungsphasen (Neolithikum und Frühbronzezeit), zeigen am Çukuriçi Höyük eine Abhängigkeit voneinander auf. Einzig die Phase CuHö XI bricht etwas mit dem Trend, was noch näher erläutert wird. Über alle Siedlungsphasen hinweg betrachtet, steigt die Anzahl der Lithotypen sowie die Anzahl der Einzelfunde bei steigender Gesamtfundanzahl. Daraus lässt sich ableiten, dass die Gesteinsspektren mit steigender Gesamtfundanzahl stärker divers sind als solche mit geringerer Fundanzahl und sich ebenfalls die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Einzelfunden erhöht. Das heißt, dass mit dieser nachgewiesenen Abhängigkeit eine starke Heterogenität der Gesteinsspektren im Allgemeinen und bedingt durch viele Einzelfunde nicht zwangsläufig ein verändertes Nutzungsverhalten widerspiegelt.

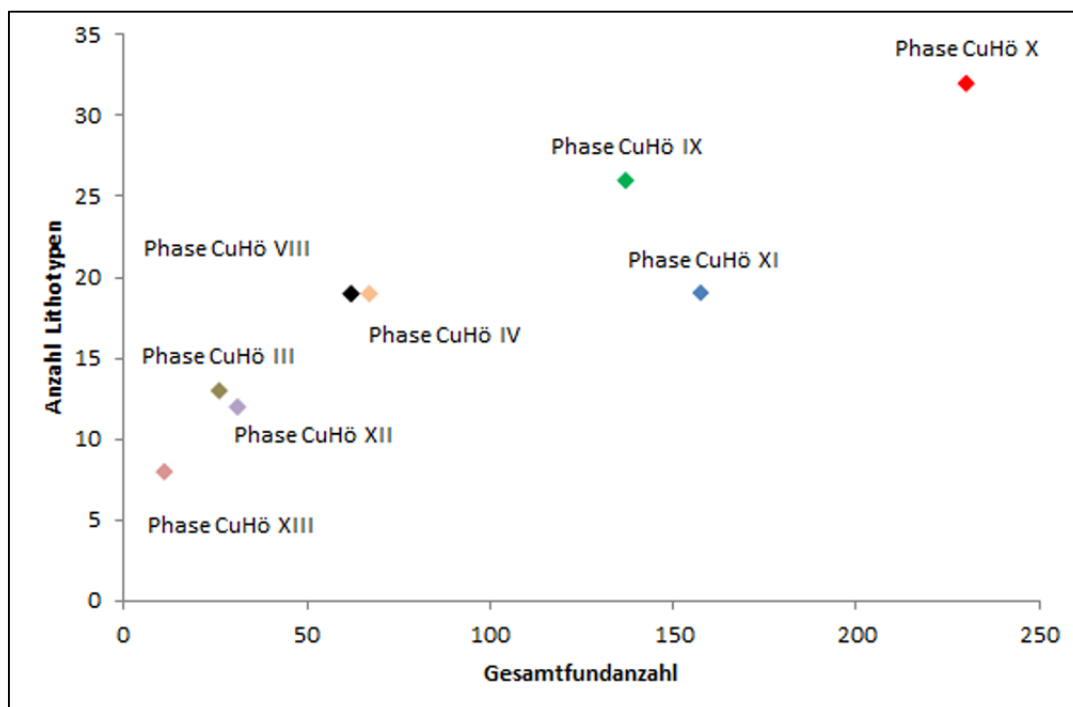


Abb. 8.1.1.1: Gegenüberstellung der Gesamtfundanzahl und Anzahl der Lithotypen der neolithischen und frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen am Çukuriçi Höyük.

Umgekehrt kann keine sichere Aussage darüber getroffen werden, ob in den Siedlungsphasen mit geringer Fundanzahl wirklich weniger Lithotypen verwendet wurden. Aus der Sicht des Autors sind Aussagen oder Interpretationen basierend auf Einzelfunden bzw. Funden mit geringer Anzahl kritisch zu betrachten. Verlässlichere Aussagen zu Lithotypen mit geringer Fundanzahl können nur gemacht werden, wenn eine annähernd ähnliche Gesamtfundmenge je Phase/Epoche vorliegt, was jedoch selten der Fall ist.

Auch müssen bei den in Prozent angegebenen Verteilungen die absoluten Zahlen berücksichtigt werden, da bei einer geringen Gesamtfundanzahl geringfügige Veränderungen stärkere Auswirkungen haben, als bei hohen Fundzahlen. Dies könnte zu einer Verzerrung der Ergebnisse führen.

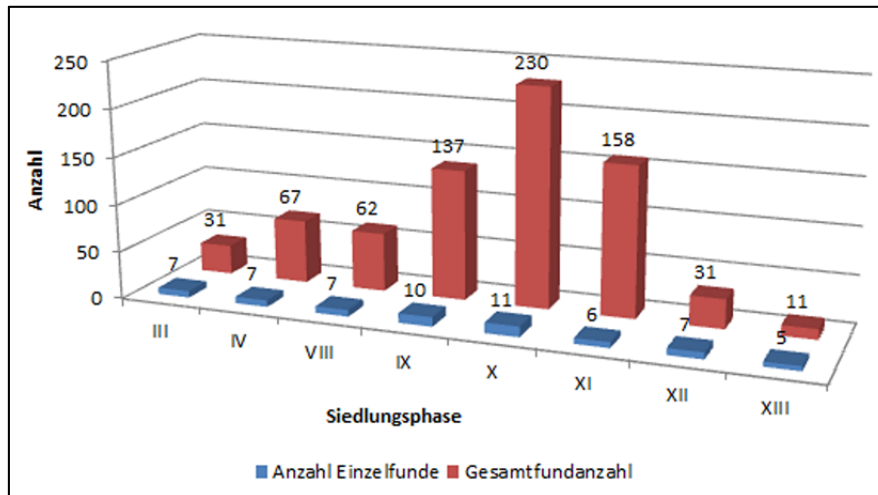


Abb. 8.1.2: Anzahl der Einzelfunde in Bezug zur Gesamtfundanzahl der einzelnen neolithischen und frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen am Çukuriçi Höyük.

8.1.2 Das Frühneolithikum

Die Siedlungsphasen CuHö XI bis CuHö XIII repräsentieren am Çukuriçi Höyük das Frühneolithikum. Zu den frühneolithischen Phasen gehören 200 Gesteinskleinfunde, die sich ungleichmäßig über die einzelnen Phasen verteilen. Die meisten Funde (158) stammen aus der Phase CuHö XI, während nur 31 bzw. elf Funde der Phasen CuHö XII und CuHö XIII zugehörig sind (Anhang A01-B, Anhang A02-H bis -I). Aufgrund der fehlenden Repräsentativität der Phasen CuHö XII und XIII kann kein Vergleich der einzelnen frühneolithischen Phasen untereinander erfolgen, sondern nur eine Betrachtung im Ganzen. Von den 200 frühneolithischen Gesteinskleinfunden konnten 69 einem Artefakttyp zugeordnet werden (Anhang A02-H bis -I).

Das frühneolithische Gesteinsspektrum setzt sich aus 24 verschiedenen Lithotypen zusammen, von denen nur neun durch Einzelfunde belegt sind. Das Spektrum besteht mehrheitlich aus Metamorphiten sowie Sedimentgesteinen, Ultramafiten und Vulkaniten.

Das frühneolithische Gesteinsspektrum wird mit 33,5 % der Gesamtfundmenge sehr deutlich von Marmor dominiert. Mit großem Abstand folgen Glimmerschiefer (11 %), Milchquarz (10,5 %), feinkristalliner Marmor (9,5 %) und Peridotit (9 %). Nicht ganz Dreiviertel der Gesteinskleinfunde (73,5 %) bestehen dabei aus diesen fünf Lithotypen. Weiter treten Quarzglimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Kalkstein und Sandstein in geringer Stückzahl, aber regelmäßig auf (Abb. 8.1.2.1).

Die restlichen 14 Lithotypen, vom foliierten Gneis bis zum Rhyolith (Abb.8.1.2.1), haben durch ihre geringe Fundanzahl (insgesamt 10 % bzw. 20 Funde) wenig Einfluss auf die Gesamtmenge, tragen aber zur Diversität des Spektrums bei.

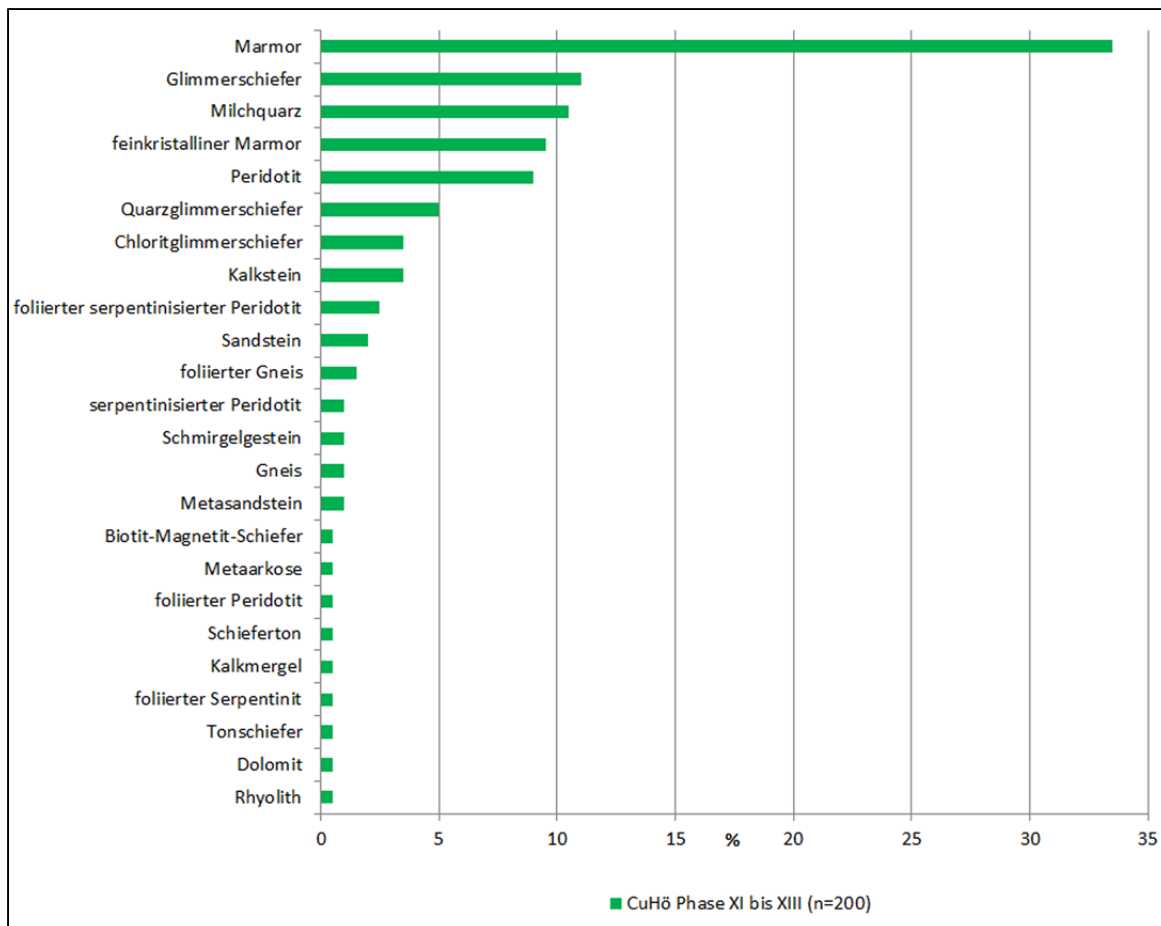


Abb. 8.1.2.1: Gesteinsspektrum der frühneolithischen Siedlungsphasen und die prozentuale Verteilung der einzelnen Lithotypen.

Distanziert man sich von der stark differenzierten Charakterisierung der verschiedenen Gesteinstypen und fasst bestimmte Gesteine zu Gruppen zusammen zeigt sich, dass vier Gruppen über 90 % des gesamten Gesteinsspektrums repräsentieren. Vor allem kommt hier die herausragende Rolle der Karbonatgesteine zum Tragen, aus denen fast die Hälfte (47,5 %) aller Funde besteht (Tab. 8.1.2.1).

Tab. 8.1.2.1: Die prozentuale Verteilung der Gesteinsgruppen und einzelner dominierender Lithotypen des Frühneolithikums am Çukuriçi Höyük.

Gesteinsgruppe	Lithotypen	Anteil (%)
Karbonatgesteine	Marmor, feinkristalliner Marmor, Kalkstein, Kalkmergel, Dolomit	47,5
Metapelite	Glimmerschiefer, Chlorit- und Quarzglimmerschiefer	19,5
Ultramafite/Metaltramafite	Peridotit, foliierter Peridotit, serpentinierter Peridotit, serpentinierter foliierter Peridotit, foliierter Serpentin	13,0
Milchquarz	Milchquarz	10,5
restliche Lithotypen	Sandstein, foliierter Gneis, Schmirlgestein, Gneis, Metasandstein, Biotit-Magnetit-Schiefer, Rhyolith	9,5
Summe		100

8.1.3 Das Spätneolithikum

Am Çukuriçi Höyük wird das Spätneolithikum durch die Siedlungsphasen CuHö X bis CuHö VIII repräsentiert. Insgesamt umfasst das Spätneolithikum 429 Gesteinskleinfunde. Dabei entfallen 62 Funde auf die Phase CuHö VIII, 137 Funde auf die Phase CuHö IX und 230 Funde auf die Phase CuHö X. Von den 429 Kleinfunden konnten 333 Funde einem Artefakttyp zugeordnet werden (CuHö Phase VIII n=49, CuHö Phase IX n= 84, CuHö Phase X n= 129; Anhang A01-B, Anhang A02-E bis -G). Die hohe Fundanzahl pro Siedlungsphase ermöglicht einen Vergleich der Gesteinsspektren der einzelnen spätneolithischen Phasen untereinander. Im Folgenden wird zuerst ein zusammenfassender

Überblick über das spätneolithische Gesteinsspektrum gegeben, gefolgt von einer detaillierteren Betrachtung.

Von der Phase CuHö X bis zur Phase CuHö VIII nimmt die Diversität der verwendeten Gesteinsrohstoffe kontinuierlich von 32 auf 19 Lithotypen ab. Über alle drei spätneolithischen Phasen hinweg besitzen die vier Gesteinsrohstoffe Marmor, Milchquarz, Glimmerschiefer und feinkristalliner Marmor einen durchgehend überdurchschnittlich hohen Anteil an der Gesamtmenge. Dieser Anteil an der Gesamtmenge schwankt zwischen ca. 56 % und 63 %. Dabei sticht der Marmor mit einem Anteil von über 25 % bis 33 % in den einzelnen spätneolithischen Siedlungsphasen deutlich hervor. Durchgängig in größeren Mengen, wenn auch mit Schwankungen behaftet, auftretende Gesteine sind der Quarzglimmerschiefer, der Chloritglimmerschiefer, der Peridotit und der serpentinisierte Peridotit (Abb. 8.1.3.1).

Diese acht genannten Gesteinsrohstoffe stellen in allen spätneolithischen Phasen über 70 % der Gesamtmenge aller charakterisierten Gesteinsfunde dar (Phase CuHö VIII 71 %, Phase CuHö IX 75,2 %, Phase CuHö X 77 %). Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass das restliche Spektrum sehr breit auffächert und die Lithotypen oft nur durch wenige bzw. nur über Einzelfunde belegt sind, wie es auch im Frühneolithikum beobachtet wurde (Abb. 8.1.3.1).

Fasst man die Gesteine zu Gruppen zusammen und gibt die starke Unterteilung auf, dominieren dieselben Gesteinsgruppen wie im Frühneolithikum und dies mit ähnlichen Anteilen sowie einer Gesamtmenge von über 85 %. Auch stehen die Karbonatgesteine wieder mit einem überdurchschnittlichen Anteil heraus (Tab. 8.1.3.1).

Tab. 8.1.3.1: Die prozentuale Verteilung der Gesteinsgruppen und einzelner dominierender Lithotypen des Spätneolithikums am Çukuriçi Höyük.

Gesteinsgruppe	Lithotypen	Anteil (%)
Karbonatgesteine	Marmor, feinkristalliner Marmor, Kalkstein, Kalkmergel, Dolomit, dolomitischer feinkristalliner Marmor, dolomitischer Marmor, Mergel	43
Metapelite	Glimmerschiefer, Chlorit- und Quarzglimmerschiefer, Tonschiefer, Schiefertone, Phyllitschiefer	20,3
Ultramafite/Metaultramafite	Peridotit, foliiertes Peridotit, serpentinisiertes Peridotit, serpentinisiertes foliiertes Peridotit, Serpentin, foliiertes Serpentin	11,5
Milchquarz	Milchquarz	10,7
restliche Lithotypen	Rhyolith, Andesit, Metabasalt, Hornstein, Bimsstein, Metaquarzit, Diorit/Granodiorit, Amphibolit, Metasandstein, Metaarkose, Gneis, Sandstein, Quarzit, Biotit-Magnetit-Schiefer, Talkschiefer, Schmirgelgestein, Amphibol	14,5
Summe		100

Bei einem ausführlicheren Vergleich der spätneolithischen Gesteinsspektren der Phasen CuHö X bis CuHö VIII müssen die Spektren einer zweigeteilten Betrachtung unterliegen: 1. In allen Phasen treten die Gesteine vom Marmor bis zum Schmirgelgestein, prozentual als auch in absoluten Zahlen, in größeren Fundmengen auf. Ausgenommen sind foliiertes Gneis und Amphibol in der Phase CuHö VIII. Diese Lithotypen sind über alle drei spätneolithischen Siedlungsphasen in ähnlichen Mengen genutzt worden, auch wenn vereinzelt größere Schwankungen auftreten (z. Bsp. Marmor oder Quarzglimmerschiefer, Abb. 8.1.3.1). Eine Veränderung in der Nutzung deutet sich bei den Amphibolen, den foliierten Gneisen, den Chloritglimmerschiefern und den Schmirgelgesteinen an. Die Amphibole und die foliierten Gneise treten in den Phasen CuHö X und CuHö IX noch regelmäßig auf und fehlen in der Phase CuHö VIII. Der Chloritglimmerschiefer scheint hin zu den jüngeren Phasen an Bedeutung zu verlieren und die Schmirgelgesteine, in deutlicher Ausprägung, einer häufigeren Verwendung zu unterliegen; 2. Ab dem Biotit-Magnetit-Schiefer bis zur Metaarkose handelt es sich in der Regel um Lithotypen mit geringer Fundanzahl über alle drei Siedlungsphasen hinweg (Abb. 8.1.3.1). Das Auftreten der einzelnen Gesteine ist sehr unregelmäßig und trägt wesentlich zur starken

Heterogenität der Spektren der einzelnen spätneolithischen Phasen im Gesamtbild bei. Durch die festgestellte positive Korrelation zwischen der Gesamtfundanzahl und der Anzahl der Lithotypen sowie der Abhängigkeit der Anzahl der Einzelfunde zur Gesamtfundanzahl kann keine zuverlässige Aussage über Entwicklungstendenzen für die Lithotypen ab dem Biotit-Magnetit-Schiefer getroffen werden (vgl. Kapitel 8.1.1).

Die zusammenfassende und grundlegende Aussage zur Entwicklung der einzelnen spätneolithischen Gesteinsspektren ist, dass über alle Phasen hinweg der Marmor bis zum serpentinierten Peridotit die am häufigsten verwendeten Gesteine bei wenig schwankender Quantität bilden. Vor allem Marmor ist mit deutlichem Abstand das am häufigsten verwendete Gestein. Die Schmirgelgesteine gewinnen hingegen erst hin zur jüngsten spätneolithischen Phase an Bedeutung.

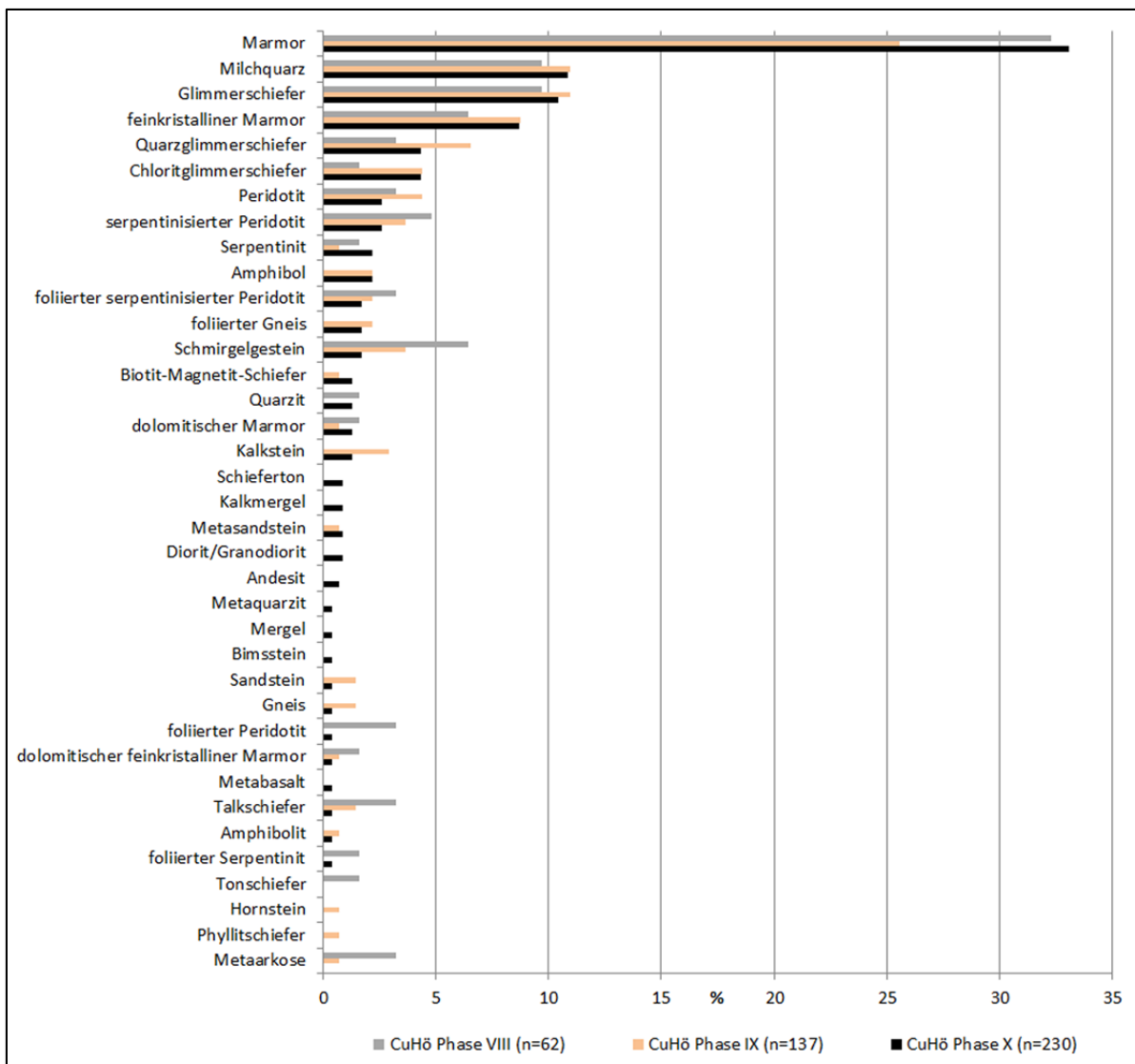


Abb. 8.1.3.1: Gesteinsspektren der spätneolithischen Siedlungsphasen CuHö X bis VIII und die prozentuale Verteilung der einzelnen Lithotypen.

8.1.4 Vergleich der früh- und spätneolithischen Gesteinsspektren

Im direkten Vergleich der früh- und spätneolithischen Gesteinsspektren, unter zusammenfassender Betrachtung des Spätneolithikums geht hervor, dass Marmor im gesamten Neolithikum am Çukuriçi Höyük mit generell mehr als 30 % der Gesamtfundmenge eine übergeordnete Rolle als Gesteinsrohstoff gespielt hat. Der Milchquarz, der Glimmerschiefer, der feinkristalline Marmor, der Quarzglimmerschiefer, der foliierte serpentinierte Peridotit, der foliierte Gneis sowie der Chlorit-

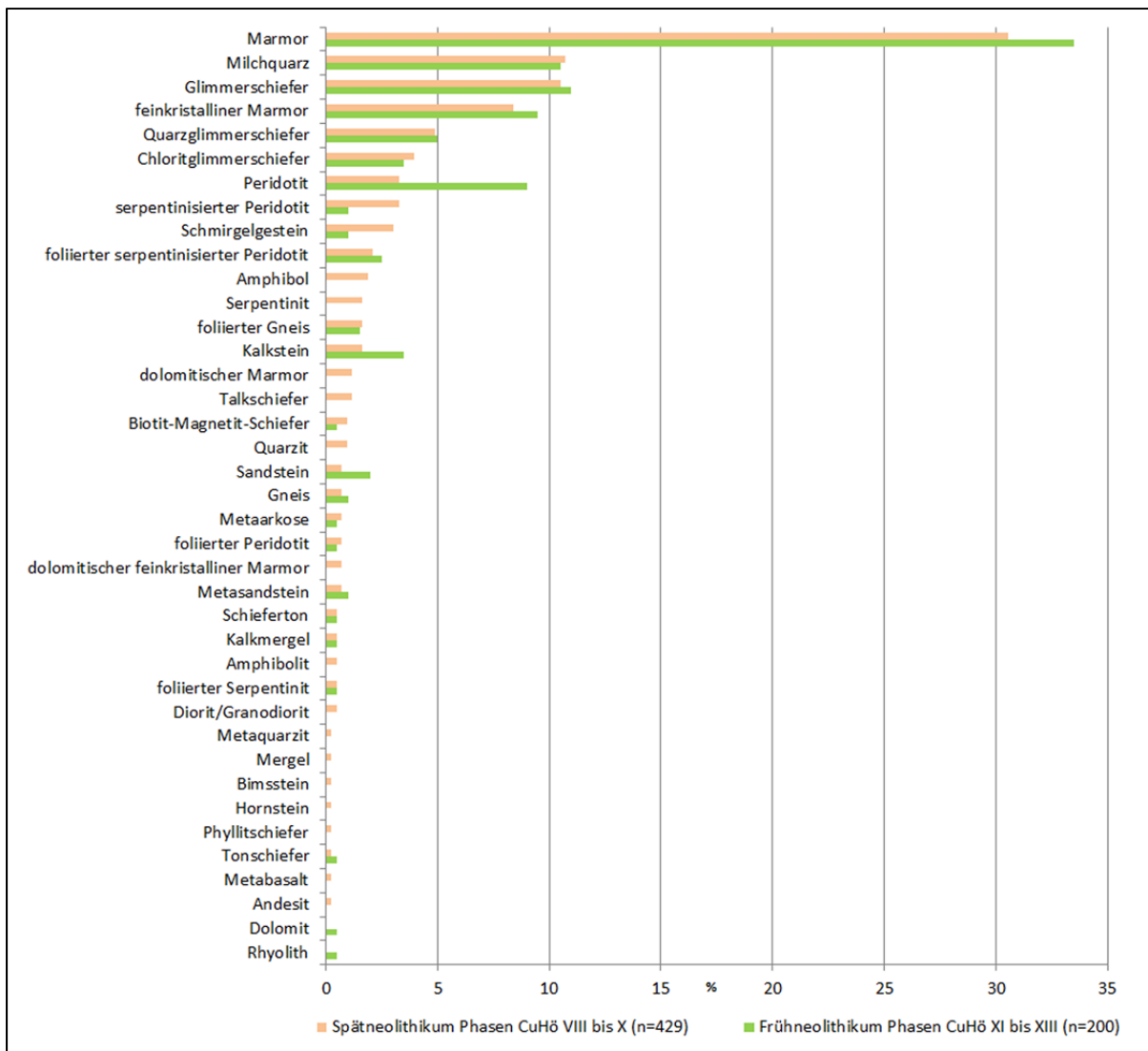


Abb. 8.1.4.1: Vergleich der Gesteinsspektren der früh- und spätneolithischen Siedlungsphasen sowie die prozentuale Verteilung der einzelnen Lithotypen.

glimmerschiefer wurden häufig und in annähernd gleichbleibenden Mengen verwendet, sowohl im Früh- als auch Spätneolithikum (Abb. 8.1.4.1).

Jedoch treten bei einer Reihe von Lithotypen auch stärkere Veränderungen zwischen dem früh- und spätneolithischen Gesteinsspektren auf. Peridotit, Kalkstein und Sandstein wurden im Spätneolithikum weniger verwendet, wogegen der serpentinierte Peridotit sowie das Schmirgelgestein häufiger im Spektrum vertreten sind (Abb. 8.1.4.1).

Der auffälligste Unterschied besteht jedoch in der zum Spätneolithikum hin zunehmenden Diversität der Lithotypen. Das Gesteinsspektrum des Frühneolithikums am Çukuriçi Höyük besteht aus 24 Gesteinen, während im Spätneolithikum 37 Gesteine auftreten. Die Diversität an Lithotypen nimmt zum Spätneolithikum damit um 15 Gesteinsarten zu, welche zum Teil auch durch größere Fundmengen der jeweiligen Gesteinstypen repräsentativ belegt ist.

Auch bei diesem zusammenfassenden Vergleich für das Neolithikum, sind nicht wenige der Gesteinsrohstoffe nur durch Einzelfunde belegt. Die Problematik bezüglich der Interpretation dieser Umstände wurde schon näher diskutiert (vgl. Kap 8.1.1). Ob jedoch die beschriebene Abhängigkeit zwischen der Anzahl der Lithotypen und der Gesamtfundanzahl in diesem Vergleich Gültigkeit besitzt, scheint fraglich. In Bezug auf die Abbildung 8.1.1.1 und 8.1.1.2 ergibt sich nämlich, dass die frühneolithischen Gesteinsspektren (CuHö Phase XIII bis XI) bei einer höheren Gesamtfundanzahl

gleich viel oder weniger Lithotypen aufweisen, als Siedlungsphasen mit einer wesentlich geringeren Gesamtfundanzahl (u.a. CuHö Phase III, IV, IX). Damit ist auch die beschriebene Abhängigkeit nicht mehr zwingend gegeben. D. h., dass es vom Frühneolithikum, hin zum Spätneolithikum einen Sprung in der Diversität gegeben haben könnte. Dabei lässt sich aber nicht aushalten, welche Gesteine es genau betrifft.

Der direkte Vergleich der Ergebnisse der Gesteinsgruppen (vgl. Tab. 8.1.2.1 und Tab. 8.1.3.1) als weniger detaillierte Betrachtung zeigt, dass trotz der aufgeführten Unterschiede zwischen Früh- und Spätneolithikum am Çukuriçi Höyük die Karbonatgesteine, der Milchquarz, die Metapelite und die Metaultramafite/Ultramafite die essenziellen Gesteinsrohstoffe waren.

8.1.5 Die Frühbronzezeit

Die untersuchten Funde entstammen den frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen CuHö Phase III (n=26) sowie CuHö Phase IV (n=67). Kennzeichnend für die Gesteinsspektren beider Phasen ist die geringe Fundanzahl sowie das häufige Auftreten von Lithotypen, die durch Einzelfunde oder einer sehr geringen Anzahl an Funden belegt sind (Anhang A01-A). 17 Funde der Phase CuHö III und 42 Funde aus der Phase CuHö IV konnten einem Artefakttyp zugeordnet werden (Anhang A02-B und – C). 102 Kleinfunde stammen aus den rezenten (Phase CuHö I) oder prähistorisch gestörten Schichten (CuHö Phase II, Anhang A01-A und Anhang 02-A).

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö IV umfasst 19 Lithotypen. Bei den Gesteinen handelt es sich um Metamorphite, Sedimentgesteine, Ultramafite (Peridotit) und Vulkanite (Andesit).

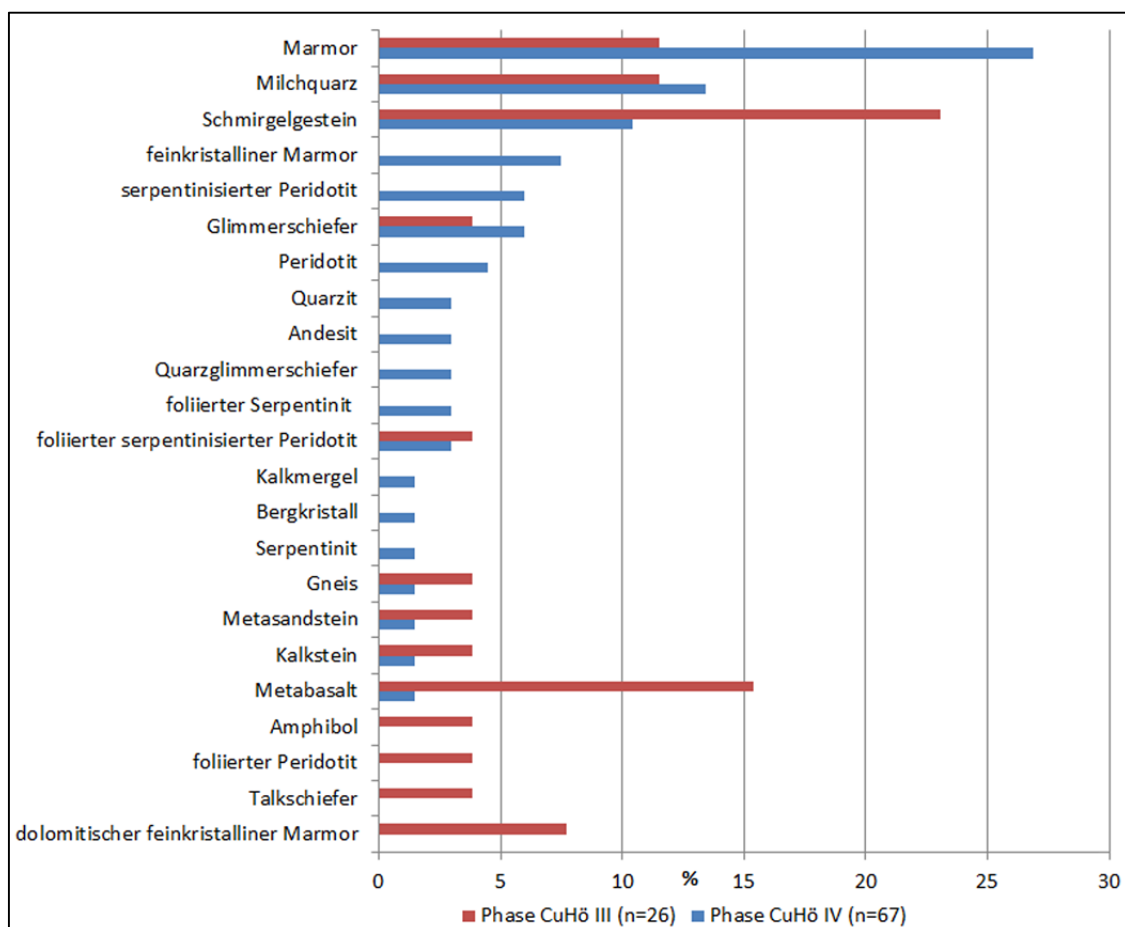


Abb. 8.1.5.1: Vergleich der Gesteinsspektren der frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen CuHö IV und III sowie die prozentuale Verteilung der einzelnen Lithotypen.

Der Marmor, der Milchquarz und der Schmirgelstein stellen einen überdurchschnittlich hohen Anteil am Gesamtspektrum mit zusammen 50,2 % dar. Der feinkristalline Marmor, der serpentinisierte Peridotit, der Peridotit und der Glimmerschiefer treten regelmäßig auf (24 % der Gesamtmenge). Das restliche Viertel der Gesteinskleinfunde verteilt sich auf elf Lithotypen, welche oft Einzelfunde sind und das Spektrum damit sehr breit auffächern (Abb. 8.1.5.1).

Die jüngste Siedlungsphase am Çukuriçi Höyük (Phase CuHö III), umfasst nur noch 13 verschiedene Gesteinstypen. Hierbei handelt es sich, unter Ausnahme des Amphibols, um Metamorphite und Sedimentgesteine. Dominierend sind Marmor, Milchquarz, Schmirgelgestein sowie Metabasalt (Abb. 8.1.5.1), die insgesamt 61,5 % der Gesamtfundmenge ausmachen. Wie auch in der Phase IV verteilt sich der Rest des Spektrums auf eine große Anzahl verschiedener Lithotypen, die hier sehr ausgeprägt sind, aber nur durch Einzelfunde nachgewiesen werden konnten.

Die wesentlichen Unterschiede zwischen der Phase CuHö IV und CuHö III bestehen einerseits in der Abnahme der Diversität hin zur Phase III sowie in einer deutlichen Zu- und Abnahme bestimmter Lithotypen. Die Menge an verwendetem Marmor fällt von über 26 % in der Phase CuHö IV auf 11,5 % in der Phase III. Im Gegenzug nehmen die Schmirgelgesteine (+ 12,7 %) und der Metabasalt (+13,9 %) deutlich zu.

Die starken Verschiebungen zwischen den Phasen CuHö IV und CuHö III sowohl in qualitativer als auch quantitativer Hinsicht müssen hier jedoch kritisch hinterfragt werden. Ein wesentlicher Punkt hierbei ist die sehr geringe Fundmenge der Phase CuHö III mit nur 26 Funden. Aus der Sicht des Autors ist hier nur bedingt eine Repräsentativität gegeben. Die qualitativen sowie quantitativen Verschiebungen zwischen beiden Phasen sind somit nicht eindeutig belegbar.

Tab. 8.1.5.1: Die prozentuale Verteilung der Gesteinsgruppen und einzelner dominierender Lithotypen der Frühbronzezeit am Çukuriçi Höyük.

Gesteinsgruppe	Lithotypen	Anteil (%)
Karbonatgesteine	Marmor, feinkristalliner Marmor, Kalkstein, Dolomit, dolomitischer Marmor, Kalkmergel	32,2
Metapelite	Glimmerschiefer, Chlorit- und Quarzglimmerschiefer	7,5
Ultramafite/Metaultramafite	Peridotit, foliiertes Peridotit, serpentinisierter Peridotit, serpentinisierter foliiertes Peridotit, Serpentin, foliiertes Serpentin	17,2
Milchquarz	Milchquarz	12,9
Schmirgelgestein	Schmirgelgestein	13,9
restliche Lithotypen	Amphibolit, Metabasalt, Andesit, Gneis, Metasandstein, Talkschiefer, Quarzit, Bergkristall, Amphibol,	16,3
Summe		100

Die Gesteinskleinfunde aus den Phasen CuHö I und CuHö II können durch den gestörten archäologischen Kontext nicht mit in die Ergebnisauswertung einbezogen werden. Allerdings zeigt sich, dass zwischen den Gesteinsspektren der rezenten/prähistorisch gestörten Schichten und den frühbronzezeitlichen Schichten eine relativ starke Ähnlichkeit in der Zusammensetzung als auch in der prozentualen Verteilung der jeweiligen Gesteinstypen vorliegt. Von den 33 frühbronzezeitlichen Gesteinsarten finden sich 26 in den Phasen CuHö I und CuHö II wieder (Abb. 8.1.5.1). Die jeweils fehlenden Lithotypen in den verglichenen Phasen sind nur durch Einzelfunde belegt. Die starke Ähnlichkeit zwischen den rezenten bzw. prähistorisch gestörten und den frühbronzezeitlichen Gesteinsspektren legt jedoch nahe, dass die Interpretation von Horejs (2010a), wo aufgrund von archäologischen Befunden nach der frühbronzezeitlichen Siedlungsphase CuHö III am Çukuriçi Höyük keine Nachnutzung/Nachbesiedlung des Tells, vor allem keine aus byzantinischer und römischer Zeit, stattfand. Eine gewisser Grad an „Gesteinskontamination“ in den Schichten der Phase CuHö I und CuHö II kann nicht ausgeschlossen werden und ist auch sehr wahrscheinlich, spätestens durch die rezenten anthropogenen Eingriffe an und auf dem Tell (Horejs 2008a).

Es ist aber davon auszugehen, dass sich eine Nachnutzung unabhängig von der zeitlichen Stellung, mit sehr großer Wahrscheinlichkeit wesentlich deutlicher in einer veränderten Zusammensetzung und Verteilung des Gesteinsspektrums der Kleinfunde widerspiegeln würde. Dies zeichnet sich aber nicht ab.

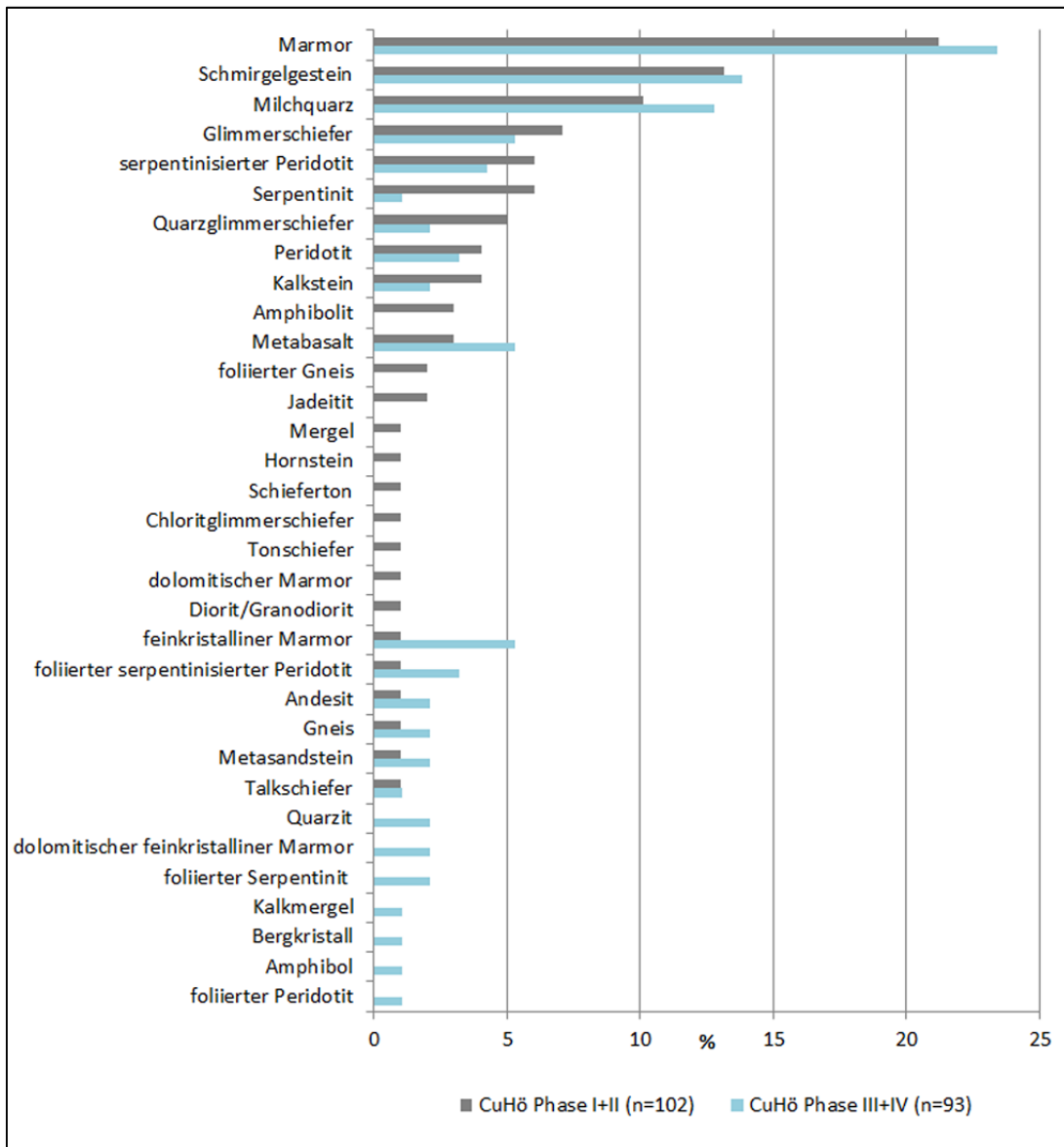


Abb. 8.1.5.1: Vergleich der Gesteinsspektren der rezent/prähistorisch gestörten Phasen CuHö II und I sowie der frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen CuHö IV und III sowie die prozentuale Verteilung der einzelnen Lithotypen.

8.1.6 Vergleich der neolithischen und der frühbronzezeitlichen Gesteinsspektren

Im Vergleich des neolithischen mit dem frühbronzezeitlichen Gesteinsspektrum zeigen sich deutliche Unterschiede vor allem bezüglich der qualitativen Zusammensetzung. In der Frühbronzezeit wurden am Çukuriçi Höyük 23 verschiedene Lithotypen verwendet, während das Neolithikum mit 39 verwendeten Gesteinsarten wesentlich mannigfaltiger ausfällt. Auch in quantitativer Hinsicht ergeben sich Veränderungen, die jedoch nur in wenigen Fällen markant ausfallen (Abb. 8.1.6.1).

Sowohl in der Frühbronzezeit als auch im Neolithikum des Çukuriçi Höyük ist der Marmor mit Abstand einer der wesentlichen Gesteinsrohstoffe, auch wenn dessen Bedeutung hin zur Frühbronzezeit etwas abnimmt. Der Milchquarz ist in beiden Epochen nach dem Marmor der zweit-

häufigste Lithotyp in den Spektren, mit einer leicht steigenden Tendenz in der Frühbronzezeit. Der Glimmerschiefer, der feinkristalline Marmor, der Quarzglimmerschiefer und der Chloritglimmerschiefer stellen im Neolithikum relativ häufig genutzte Gesteine dar, welche allesamt hin zur Frühbronzezeit deutlich weniger verwendet wurden. Der Chloritglimmerschiefer fehlt in der Frühbronzezeit völlig (Abb. 8.1.6.1). Die verschiedenen Lithotypen der Ultramafite und Metaultramafite, als Gesteinsgruppe betrachtet, zeigen in ihrer Entwicklung ein uneinheitliches Bild.

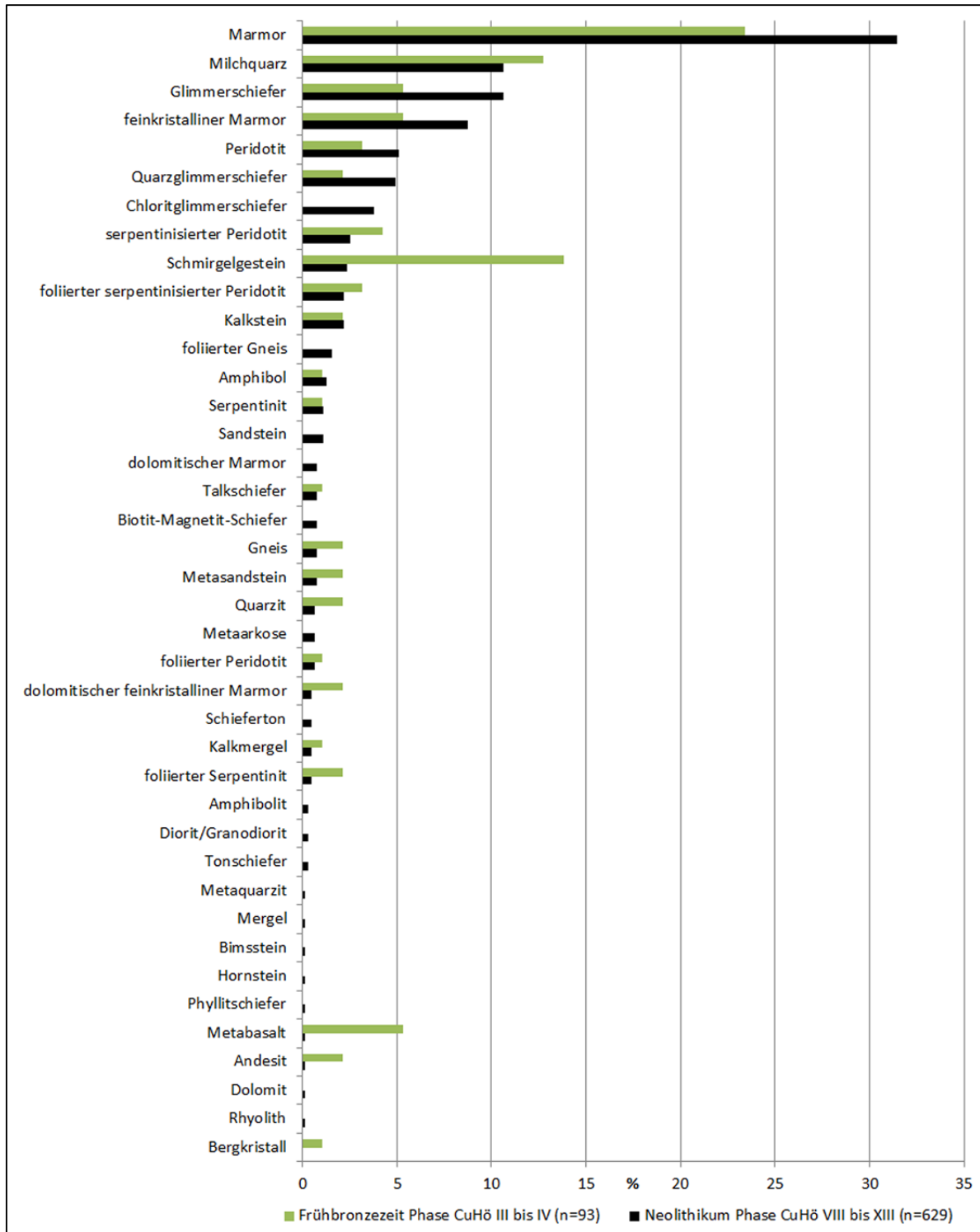


Abb. 8.1.6.1: Vergleich der Gesteinsspektren der frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen CuHö IV und III sowie der neolithischen Phasen VIII bis XIII. Angegeben ist jeweils die prozentuale Verteilung der einzelnen Lithotypen.

Während der Peridotit hin zur Frühbronzezeit weniger auftritt, weisen der serpentinierte Peridotit, der foliierte serpentinierte Peridotit und der foliierte Peridotit gleichbleibende bzw. leicht ansteigende Fundmengen. Hingegen steigt der Anteil der Schmirgelgesteine, der Metabasalte und der Andesite deutlich bis moderat hin zur Frühbronzezeit (Abb. 8.1.6.1).

Die weiteren und bisher nicht genannten Gesteinsrohstoffe, die in beiden Epochen regelmäßig auftreten, (Kalkstein, Amphibol, Talkschiefer, Gneis, Metasandstein, Quarzit, dolomitischer feinkristalliner Marmor, Kalkmergel) zeigen keine oder nur marginale Veränderungen in der Fundmenge. Aufgrund der höheren absoluten Fundmengen von dem foliierten Gneis, dem Sandstein, dem dolomitischen Marmor und dem Biotit-Magnetit-Schiefer im Neolithikum und deren Fehlen in der Frühbronzezeit, ist es unter Einbeziehung des Chloritglimmerschiefers, sehr wahrscheinlich, dass die Diversität der Gesteinsspektren zur Frühbronzezeit abnimmt.

Alle weiteren Lithotypen (Schiefer-ton, Amphibolit, Diorit/Granodiorit, Tonschiefer, Metaquarzit, Mergel, Bimsstein, Hornstein, Phyllitschiefer, Dolomit, Rhyolith), die nur im Neolithikum auftreten, sind nur durch Einzelfunde belegt bzw. durch eine sehr geringe Fundanzahl gekennzeichnet. Auf die schwierige Interpretationsfähigkeit hinsichtlich einer Veränderung in der Verwendung anhand von Funden mit geringer Anzahl wurde schon hingewiesen (vgl. Kap. 8.1.1). Ob die aufgezeigte Entwicklung (Abnahme der Diversität an Lithotypen) vom Neolithikum zur Frühbronzezeit in der Form bestand hat, sollte ebenfalls kritisch hinterfragt werden. Die geringe Gesamtfundanzahl der frühbronzezeitlichen Schichten kann als nur bedingt repräsentativ betrachtet werden muss.

8.1.7 Die selektive Gesteinsnutzung bei den Gesteinskleinfunden

Im Folgenden wird die selektive Verwendung von Gesteinsrohstoffen an den frühbronzezeitlichen und den neolithischen Gesteinskleinfunden des Çukuriçi Höyük aufgezeigt. Dabei ist die Aussagekräftigkeit, bedingt durch die Anzahl der Artefakte mit archäologischer Klassifizierung und deren Verteilung auf die einzelnen Lithotypen, für das Neolithikum (n=333) signifikanter als für die Frühbronzezeit (n=67).

Um eine annehmbare Repräsentativität für diese Untersuchungen aufweisen zu können, wurden nur die Artefakttypen und Gesteinstypen berücksichtigt, die eine ausreichend hohe Fundmenge aufwiesen. Die Definition der minimalen Fundmenge wurde frei gewählt und liegt bei sieben Funden mit geologischer Charakterisierung sowie archäologischer Klassifizierung (vgl. Anhang A02-A bis –I). Für die Überprüfung, ob eine selektive Verwendung von Gesteinsrohstoffen vorliegt, wurden nach Möglichkeit zwei Varianten der Gegenüberstellung herangezogen: zum einen durch den Vergleich ausgewählter Artefakttypen, zumeist zwei, mit dem gesamten dafür verwendeten Gesteinsspektrum und zum anderen durch das Plotten bestimmter Gesteinstypen gegen die gesamte Bandbreite der daraus hergestellten Artefakte.

Da die Daten der einzelnen Siedlungsphasen allein keine aussagekräftigen Ergebnisse liefern, wurden die Resultate der einzelnen Siedlungsphasen des Frühneolithikums, des Spätneolithikums und der Frühbronzezeit zusammenfassend betrachtet und ausgewertet. Die Auswertungsgrundlagen für die selektive Gesteinsnutzung finden sich im Anhang A02-A bis –I.

Frühbronzezeit

Ein Beleg für die selektive Gesteinsnutzung in der Frühbronzezeit ergibt sich aus dem Vergleich der verwendeten Lithotypen für Klopff- und Glättsteine. Es existiert eine gesteinspezifische Trennung zwischen den Materialien der Klopff- und Glättsteine mit einer Überschneidung beim foliierten serpentinierten Peridotit. Für die Glättsteine wurden fünf und für die Klopffsteine neun verschiedene Gesteinsrohstoffe verwendet (Abb. 8.1.7.1 a). Bei den Klopffsteinen stechen zwei

wesentliche Punkte heraus. Zum einen stellt Milchquarz mit Abstand das wesentliche Klopsteinmaterial (50 %) in der Frühbronzezeit dar und zum anderen fächert das restliche Gesteinsspektrum stark auf, bei einer gleichzeitig hohen Heterogenität in den Eigenschaften der jeweiligen Lithotypen. Trotz der hohen Heterogenität in den Eigenschaften weisen alle Gesteine, unter Ausnahme der Karbonate, mit einer gewissen Schwankungsbreite, eine höhere Festigkeit, Massigkeit und Zähigkeit als Grundeigenschaften auf. Diese Grundeigenschaften lassen die Verwendung dieser Lithotypen als Klopsteinmaterial plausibel erscheinen und kann als gesteinspezifisches Nutzungsverhalten interpretiert werden. Weiter verweist in diesem Fall die Verwendung von Gesteinen mit stark unterschiedlichen Eigenschaften, wie zum Beispiel Schmirgelgestein und Marmor, auf eine anwendungsabhängige Nutzung der Klopsteine. Denn für einen äußerst zähen, massigen und sehr harten Schmirgel ergeben sich zwangsläufig andere Anwendungsmöglichkeiten als für einen Klopstein aus relativ weichem und wenig zähem Marmor. Dass die heterogene Zusammensetzung der Gesteinsrohstoffe für Klopsteine dem Umstand geschuldet ist das nicht ausreichend Milchquarze zur Verfügung standen, kann ausgeschlossen werden. Im Anstehenden und spätestens in den Bachsedimenten in der unmittelbaren Umgebung des Tells lagen Milchquarze in großen Mengen vor (vgl. Kap. 6).

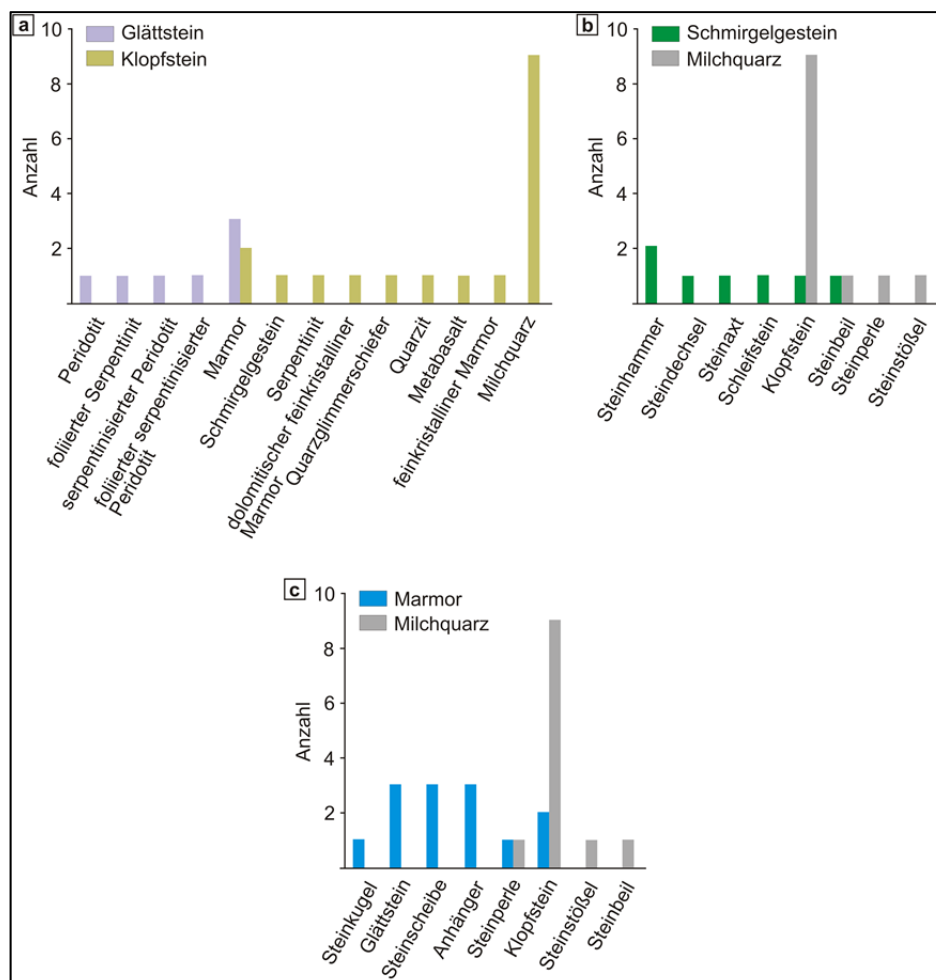


Abb. 8.1.7.1: Gegenüberstellung von ausgewählten Artefakttypen und des dafür verwendeten Gesteinsspektrums bzw. der Vergleich von ausgewählten Lithotypen und daraus hergestellten Artefakten der frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen CuHö IV und CuHö III. a: Glättsteine und Klopsteine gegen das Gesteinsspektrum (n=25); b: Vergleich der Artefakttypen, die aus Schmirgelgestein und Milchquarz gefertigt wurden (n=19); c: Vergleich der Artefakttypen, die aus Marmor und Milchquarz gefertigt wurden (n=25).

Selbst unter der Annahme, dass Milchquarz ein Mangelrohstoff gewesen wäre, hätte eine Kompensation durch andere Lithotypen mit Milchquarz ähnlichen Eigenschaften erfolgen können, wie zum Beispiel durch die Ultramafite. Die Ultramafite weisen zwar eine etwas geringere Härte als Milchquarz auf, aber sie besitzen eine hohe Zähigkeit, Massivität und Festigkeit sowie eine homogene Härte über die gesamte Gesteinsfläche. D. h. die Ultramafite wären durch diese Eigenschaften ein wesentlich besserer Ersatzrohstoff für Milchquarz, als Marmor oder Glimmerschiefer. Dies spiegelt sich in den Fundspektren jedoch nicht wider.

Auch wenn der Milchquarz das bevorzugte Gestein für die Klopffesteine war, kann daraus nicht automatisch eine anwendungsunabhängige bzw. universelle Nutzung dieses Klopffesteinmaterials abgeleitet werden. Dies resultiert aus der nur bedingten Zähigkeit des Quarzes bzw. einer weiteren Herabsetzung der Zähigkeit durch eine tektonische Beanspruchung (Wagenbreth 1979, de Quervain 1967), wie es bei den Milchquarzen in dieser Region der Fall ist (vgl. Kap. 6). Damit erscheint dessen Nutzung bei Prozessen, zum Beispiel mit hoher Schlagenergie, als unwahrscheinlich und schränkt dessen Verwendungsmöglichkeiten ein. Ein Beleg dafür ist der Vergleich der Artefaktspektren, die aus Milchquarz und Schmirgelgestein bestehen (Abb. 8.1.7.1 b). Schmirgelgestein kann im Gegensatz zu Milchquarz, bedingt durch seine extrem hohe Festigkeit und Zähigkeit sowie sehr hohen Härte, auch für Prozesse mit hoher Schlagenergie genutzt werden. Die Nutzung dieser Eigenschaften spiegelt sich deutlich im Artefaktspektrum wider. Die Werkzeuge deren Verwendung eine hohe Schlagenergie implizieren (Steinäxte, Steinhämmer, Steindechseln, Steinbeile) sind überwiegend aus Schmirgelgestein gefertigt (Abb. 8.1.7.1 b). Auch gibt der Vergleich der Artefakttypen, die aus Marmor und Milchquarz gefertigt wurden einen Hinweis auf einen relativ stark begrenzten Anwendungsbereich der Milchquarze im Gegensatz zum Marmor (Abb. 8.1.7.1 c).

Das zu den Klopffesteinen differenzierte Gesteinsspektrum der Glättsteine erscheint nur im ersten Anblick breiter gefächert. Aufgrund der sehr ähnlichen Eigenschaften der Metaultramafite und des Ultramafits, können diese zusammengefasst betrachtet werden. Damit fokussiert sich das Glättsteinmaterial auf Marmor (40 %) und die Ultramafite sowie die Metaultramafite (40 %; Abb. 8.1.7.1a). Die bevorzugte Verwendung dieser Lithotypen für Glättsteine in einen Bezug zu den Gesteinseigenschaften zu stellen fällt schwer und bedingt sich durch mehrere unbekannte Faktoren: 1. Die Definition des Begriffs glätten. Die Glättung eines Materials kann zum Beispiel durch polieren, schleifen sowie hobeln realisiert werden und dafür benötigen die Gesteinsrohstoffe der Glättsteine unterschiedlichste Grundeigenschaften; 2. Die Möglichkeiten, was für Materialien geglättet wurden, sind vielfältig und nicht bekannt; 3. Es ist ebenfalls unklar, ob für die Glättungsprozesse einfache Schleif- oder Poliermittel (Sande, Tone) verwendet wurden und ob die Gesteine nur durch ihre Oberflächeneigenschaften (flach, eben, glatt) als Bettungsfläche für mögliche Schleifmittel dienten. Aufgrund der Eigenschaften der (Meta-) Ultramafite und des Marmors, vor allem durch die geringe bis nur mittelmäßige Gesteinshärte (geringe Abrasivität) und deren relativ glatten Oberflächen, kann zumindest postuliert werden, dass diese Gesteine zur Glättungen i.w.S. von relativ weichen Materialien (zum Beispiel Leder) genutzt wurden.

Die Gesteinsspektren der frühneolithischen Klopff- und Glättsteine verweisen ebenfalls auf eine selektive Gesteinsnutzung. Das Gesteinsspektrum für die Klopffesteine ist etwas weniger breit gefächert als in der Frühbronzezeit und wird ebenfalls von Milchquarz dominiert. Weitere Lithotypen sind Marmor, feinkristalliner Marmor und Quarzglimmerschiefer (Abb. 8.1.7.3 a). Das verwendete Gesteinsspektrum für die frühneolithischen Glättsteine ist wesentlich heterogener zusammengesetzt als in der Frühbronzezeit. Diese werden nicht mehr von den (Meta-) Ultramafiten dominiert, sondern es finden sich acht verschiedene Lithotypen mit sehr differenzierten Eigenschaften, wie zum Beispiel Sandstein und Glimmerschiefer.

Demnach wurden, wie in der Frühbronzezeit, für die Klopff- und Glättsteine Lithotypen mit sehr unterschiedlichen Eigenschaften verwendet. Da die Erläuterungen zur selektiven Nutzung am Beispiel der frühneolithischen Klopff- und Glättsteine auf dieselbe Argumentation wie für die frühbronzezeitlichen Klopff- und Glättsteine hinaus laufen würde, wird hier auf weitere Ausführungen verzichtet. Fakt ist, dass auch bei diesem Beispiel aus dem Frühneolithikum für diese Artefakte Lithotypen verwendet wurden, die in ihren Eigenschaften sehr unterschiedlich sind, was als ein starkes Indiz für eine selektive Nutzung gewertet werden kann. Dabei kann diese Heterogenität nicht mit einem Mangel an bestimmten Gesteinsrohstoff erklärt werden.

Neolithikum

Das die selektive Gesteinsnutzung auch auf optische Charakteristika der Gesteine abzielte, kann am Beispiel der spätneolithischen Steinperlen, die aus feinkristallinen Marmor und Marmor bestehen, aufgezeigt werden (Abb. 8.1.7.2 a). Beide Lithotypen wurden für ein relativ breites und ähnliches Artefaktspektrum verwendet, unter Ausnahme der Einzelfunde aus Marmor. Die einzige Ausnahme bilden jedoch die Steinperlen, welche nur aus Marmor gefertigt wurden.

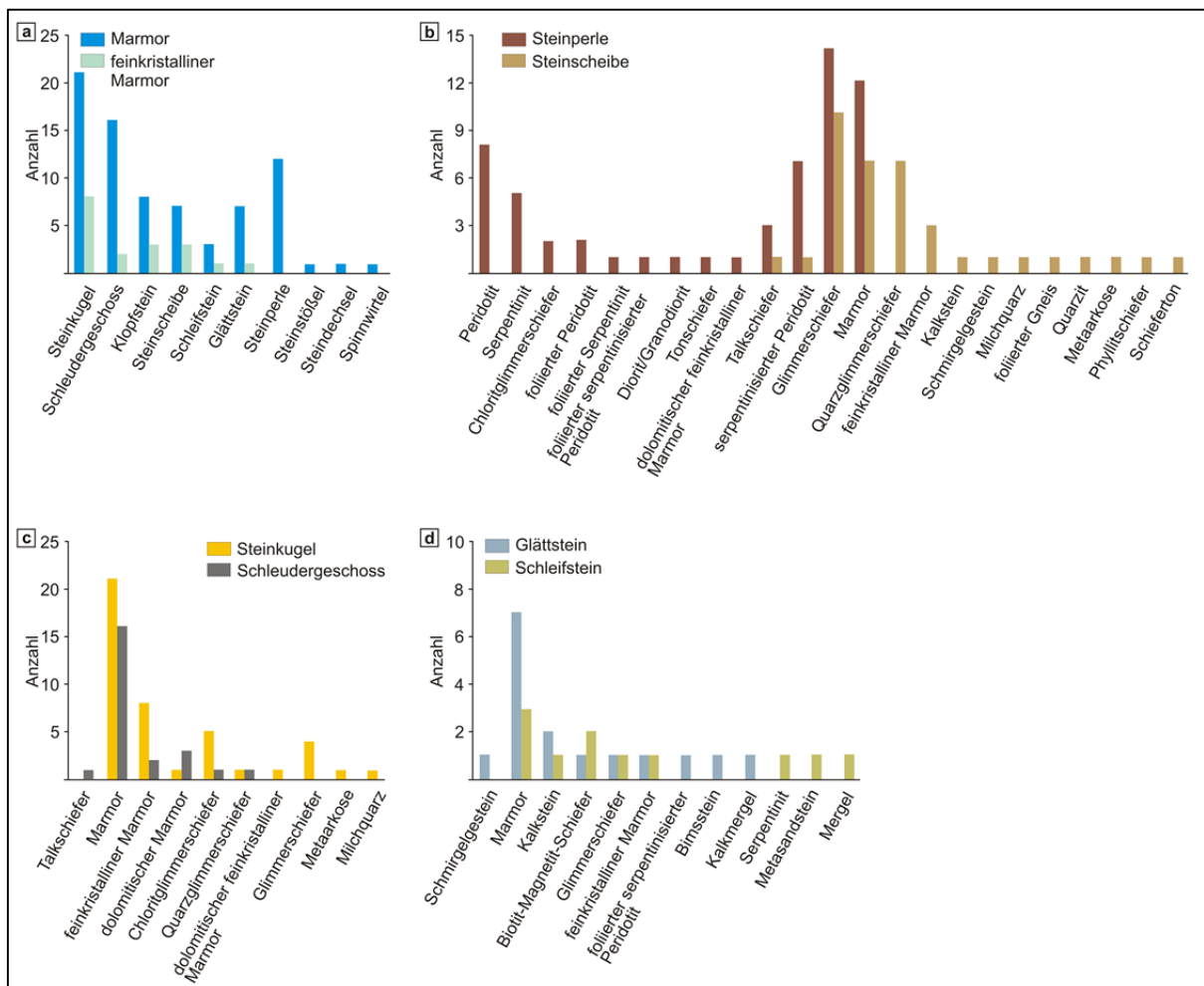


Abb. 8.1.7.2: Gegenüberstellung von ausgewählten Artefakten und des dafür verwendeten Gesteinsspektrums bzw. der Vergleich von ausgewählten Lithotypen und daraus hergestellten Artefakten der spätneolithischen Siedlungsphasen CuHö VIII bis CuHö X. a: Vergleich der Artefaktspektren, die aus Marmor und feinkristallinem Marmor gefertigt wurden (n=95); b: Steinperlen und Steinscheiben gegen das dafür verwendete Gesteinsspektrum (n=95); c: Steinkugeln und Schleudergeschosse gegen das dafür verwendete Gesteinsspektrum (n=67); d: Glättsteine und Schleifsteine gegen das dafür verwendete Gesteinsspektrum (n=27).

Ein möglicher Grund für ausschließliche Verwendung von Marmor für die Steinperlen ist im Größenunterschied der Kalzitkristalle zu suchen. Es ist anzunehmen, dass Marmor bevorzugt wurde, da die größeren Kristallflächen deutlicher glänzen sowie eintreffendes Licht besser reflektieren und damit auffälliger waren. Andere Eigenschaften, die eine bevorzugte Verwendung von Marmor für die Perlen erklären könnten, wurden nicht festgestellt.

Dass die Subjektivität bei der makroskopischen Unterscheidung von Marmor und feinkristallinem Marmor in diesem Beispiel einen Einfluss hatte und damit dieses Ergebnis beeinflusst hat, kann nicht ausgeschlossen werden. Folgende Aspekte sprechen jedoch dagegen: 1. Die Unterscheidung zwischen Marmor und feinkristallinem Marmor erfolgte nach einem festgelegten Schema, was subjektive Eindrücke stark reduziert (vgl. Kap. 4.1); 2. Der Vergleich ist als repräsentativ zu bewerten, da dieser auf 95 Funden basiert; 3. Die absolute Differenz zwischen den Steinperlen aus feinkristallinem Marmor und Marmor fällt mit zwölf Funden sehr hoch aus und kann ebenfalls als repräsentativ betrachtet werden.

In der Gegenüberstellung der Gesteinsspektren der spätneolithischen Steinperlen und Steinscheiben gegen die dafür verwendeten Gesteine belegt ebenfalls eine selektive Nutzung, welche mehrere Aspekte umfasst. Es existiert eine gesteinspezifische Trennung zwischen den Gesteinsmaterialien der Steinperlen- und Steinscheiben, mit einer zum Teil stärkeren Überschneidung bei vier Lithotypen (Marmor, Glimmerschiefer, Talkschiefer, serpentinierter Peridotit). Für die Steinperlen wurden zwölf und für die Steinscheiben 14 verschiedene Lithotypen verwendet (Abb. 8.1.7.2 b).

Als auffällig kann die Konzentration von Ultramafiten, Metaultramafiten und Serpentin sowie Metaserpentiniten, im Folgenden als Ultramafite bezeichnet, bei den Steinperlen betrachtet werden. Mit einer Ausnahme (ein Einzelfund aus serpentinisierendem Peridotit) treten diese Lithotypen nur bei den Steinperlen auf und fehlen ansonsten völlig bei den Steinscheiben. Gibt man die starke Untergliederung der eben genannten Gesteine auf und fasst diese zu einer Gruppe zusammen, so bestehen mehr als 40 % der Perlen aus Ultramafiten, 30 % aus den Metapeliten (Glimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Tonschiefer) sowie ca. 20 % aus Marmor. Eine weitere Auffälligkeit bei den Lithotypen der Steinperlen besteht hinsichtlich der Farbe. Unter der Ausnahme des zu meist weißlichen Marmors und des weißlichen Talkschiefers, sind die restlichen Gesteine von dunkler Farbe (schwarz, schwarz-grünlich, grau). Im Gegenzug fällt die Farbpalette der Lithotypen als auch das Gesteinsspektrum der Steinscheiben wesentlich mannigfaltiger aus. Das Material der Steinscheiben wird dominiert durch Glimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer (zusammen ca. 29 %) sowie von Karbonaten (ca. 29 %).

Inwiefern die Ultramafite auf Grund ihrer Farbe eine besondere Bedeutung für die Herstellung von Perlen am Çukuriçi Höyük hatten, kann nicht direkt nachgewiesen werden. Da Marmor und Glimmerschiefer ebenfalls ein bevorzugter Rohstoff für die Steinperlen waren, verschwimmt die mögliche Bedeutung der Ultramafite in der Gegenüberstellung etwas. Jedoch ergibt ein Überblick über das gesamte spätneolithische Artefaktspektrum (Anhang A02-E bis -G), das 75 % aller Funde aus diesen Materialien Steinperlen sind. Eine solche Konzentration ist bei dem Marmor und den Metapeliten nicht zu beobachten. Die eingeschränkte Nutzung der Ultramafite für die Steinperlen kann nicht auf ungünstige Eigenschaften dieser Lithotypen zurückgeführt werden. Die Ultramafite eignen sich durch ihre Eigenschaften (massig, zäh, flächige Härte von 5-6) zur Herstellung bzw. zur Verwendung als Beile, Äxte, Dechseln usw.. Die foliierten Ultramafite eignen sich ebenfalls durch ihren bevorzugten Bruch entlang der Foliation in relativ ebene Platten und der guten Verarbeitbarkeit durch die mittlere Härte als Rohstoff, zum Beispiel für Steinscheiben.

Diese gesamten Aspekte führen zu dem Schluss, dass es wahrscheinlich ist, dass diese Lithotypen vor allem wegen ihrer Farben bewusst für die Herstellung von Steinperlen verwendet wurden.

Neben den farblichen Aspekten ist es sehr wahrscheinlich, dass die Auswahl der Gesteinsmaterialien für die Steinperlen und Steinscheiben gezielt erfolgte, um differenzierte als auch komplexere Artefaktformen realisieren zu können. Ein Hinweis darauf ist, dass die Artefakte zum überwiegenden Teil aus Gesteinen bestehen, die eine geringe bis mittlere Härte sowie Festigkeit aufweisen, was eine Herstellung komplizierterer Formen ermöglicht. Andererseits weist ein Großteil der Lithotypen eine tektonisch bedingte Foliation auf, so dass sich diese leicht in relativ ebene Platten, als Grundform für zum Beispiel Scheiben, spalten lassen.

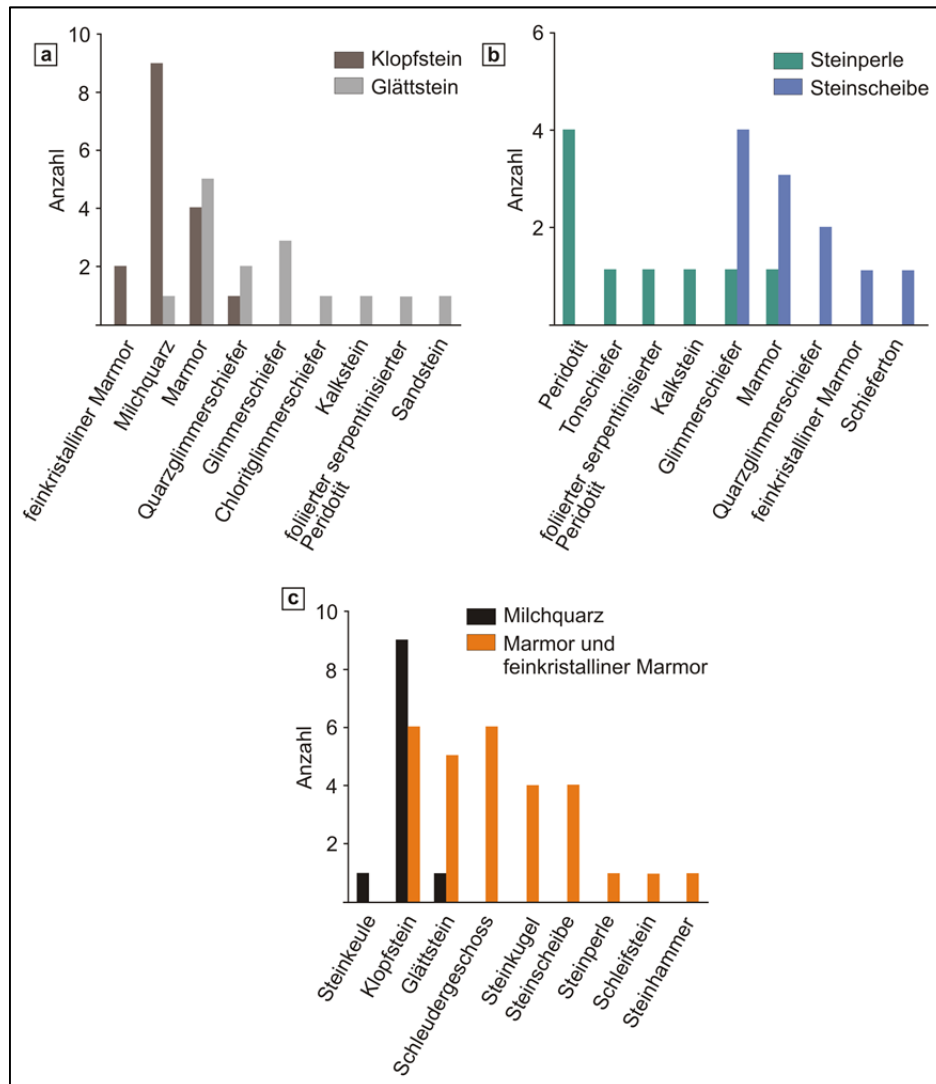


Abb. 8.1.7.3: Gegenüberstellung von ausgewählten Artefakten und des dafür verwendeten Gesteinsspektrums bzw. der Vergleich von ausgewählten Lithotypen und daraus hergestellten Artefakten der frühneolithischen Siedlungsphasen CuHö XI bis CuHö XIII. a: Glättsteine und Klopfsteine gegen das dafür verwendete Gesteinsspektrum (n=31); b: Steinperlen und Steinscheiben gegen das Gesteinsspektrum (n=20); c: Vergleich der Artefaktspektren die aus Marmor und Milchquarz gefertigt wurden (n=38).

Diese Interpretation wird auch durch die Artefaktspektren selbst gestärkt. Artefakte mit komplexeren Formen wie Steinperlen, Steinscheiben, Steinkugeln oder Schleudergeschosse bestehen selten aus Gesteinen mit hoher Härte und hoher Festigkeit wie zum Beispiel Milchquarz oder Schmirgelgestein. Diese Beobachtung trifft nicht nur auf das Spätneolithikum zu, sondern auch auf die Frühbronzezeit und das Frühneolithikum (vgl. Abb. 8.1.7.1 c, Abb. 8.1.7.3 b und c). Der Grund hierfür ist in der schwierigen sowie zeitaufwendigen Bearbeitung dieser harten und massigen Materialien zu suchen. Andererseits erschwert der oftmals unberechenbar verlaufende spröde Bruch dieser Gesteine die

kontrollierte Formgebung erheblich. Bei den einzeln auftretenden Steinscheiben aus Schmirgelgestein oder Milchquarz kann davon ausgegangen werden, dass die wesentlichen Grundformen durch geogene Prozesse gebildet wurden.

Die Beobachtungen über die spätneolithischen Steinperlen und Steinscheiben können auch auf die frühneolithischen Steinperlen und Steinscheiben übertragen werden (Abb. 8.1.7.3 b). Die frühneolithischen Steinperlen bestehen aus sechs und die Steinscheiben aus fünf Lithotypen.

Eine Überschneidung der Gesteine für diese Artefakte existiert bei Glimmerschiefer sowie Marmor. Die Steinscheiben bestehen überwiegend aus Glimmerschiefer, Quarzglimmerschiefer und Marmor, also aus wenig festem Material aus welchen, wie schon näher erläutert, komplexere Formen realisiert werden können. Dasselbe trifft auch auf die Lithotypen der Steinperlen zu. Ob ebenfalls eine spezifische Nutzung hinsichtlich der Farbe bei den frühneolithischen Perlen vorliegt, kann nicht eindeutig geklärt werden. Die Dominanz von schwarz-grünlichen Ultramafiten, Metaltramafiten, Metaserpentiniten und Serpentiniten wie bei den spätneolithischen Perlen ist weniger deutlich ausgeprägt. Allerdings bestehen die frühneolithischen Perlen über alle verwendeten Materialien hinweg vor allem aus schwarzen bis grauen Gesteinen.

Die Zusammensetzung der Gesteinsspektren der spätneolithischen Schleifsteine hebt sich nur geringfügig von denen der frühneolithischen Glättsteine ab (Abb. 8.7.1.3 a). Eine wesentliche Auffälligkeit besteht hier jedoch wieder in den stark differenzierten Eigenschaften der Lithotypen die für die Schleifsteine verwendet wurden. Die Bandbreite reicht von einem kompakten Metasandstein mit einer flächig hohen Härte bis hin zu Mergel, welcher durch seine Mineralzusammensetzung (65% Ton/35 % Kalk) nur eine geringe flächige Härte aufweist. Allein die Unterschiede in der abrasiven Wirkung der einzelnen Gesteine verweist auf eine stark differenzierte Anwendung. Inwiefern die Auswahl der Gesteine danach erfolgte um Glättungseffekte zu erzielen, Materialien zu schärfen oder optische Schleifmuster zu erzeugen, kann hier nicht beantwortet werden.

8.1.8 Zusammenfassung und Diskussion zu den Gesteinskleinfunden

Die Gesteinsspektren der frühbronzezeitlichen und der neolithischen Gesteinskleinfunde werden durch lokale Gesteinsrohstoffe dominiert. Trotz der hohen Diversität an Lithotypen der Gesteinsspektren, können diese den unmittelbaren sowie lokalen erkenn- und nutzbaren Gesteinsrohstoffen zugeordnet werden (vgl. Kap. 6).

Der Anteil an nachweislich nicht lokalem Material bewegt sich generell auf einem sehr niedrigen Niveau, ohne eine deutliche Steigerung hin zu den jüngeren Siedlungsphasen zu erfahren. Lithotypen, die sich nicht in den unmittelbaren oder lokalen Gesteinsformationen finden, sind Diorit/Granodiorit, Jadeit und Amphibol dominierte Gesteine, Rhyolith, Andesit. D. h. im Frühneolithikum lag der Anteil nicht lokaler Gesteinsrohstoffe bei 0,5 %, im Spätneolithikum bei 2,5 % und in der Frühbronzezeit bei 2,1 %. Auf die mögliche Herkunft dieser Lithotypen wird unter Kapitel 9 näher eingegangen.

Natürlich ist die getroffene Aussage anhand makroskopisch charakterisierter Gesteinsartefakte und dem Abgleich mit der bekannten lokalen Geologie, als eine der einfachsten Methoden für eine solche Fragestellung zu betrachten und unterliegt auch gewissen Toleranzen, bedingt durch die Grenzen der Methodik. In Anbetracht dessen, dass mehrere hundert Gesteinsartefakte bestimmt werden mussten, ermangelt es an anderen sinnvollen praktischen Ansätzen, unter Berücksichtigung von Zeit, Aufwand, Nutzen und Durchführbarkeit. In einem ganz allgemeinen Ansatz ist allein die repräsentative Beprobung einer Gesteinseinheit für eine Referenzdatenbank als nicht durchführbar zu bewerten. Allein die hohe Anzahl an Proben die genommen werden müsste, um die Streubreite

der Daten einer Gesteinseinheit (allgemein gesprochen) zu ermitteln, ist schon ein Ausschlusskriterium.

Allerdings liefert das von der Gesellschaft am Çukuriçi Höyük verwendete Gesteinsspektrum selbst, als auch die geologischen Begebenheiten einen sehr starken Hinweis für die bevorzugte Nutzung der lokalen Gesteinsrohstoffe. Die Geologie im Umland des Çukuriçi Höyük weist innerhalb eines kleinen Gebietes eine sehr hohe Vielfalt an verschiedensten Gesteinen mit unterschiedlichsten Eigenschaften auf, was regional betrachtet nur hier auftritt. Dieses Gebiet liegt grob zwischen den Orten Selçuk, Kirazlı, Gümüşköy, Balatçik und Halkarpınar (Abb. 6.1.1). Bewegt man sich außerhalb dieses Gebietes, was durch die Geländearbeit geschehen ist, und im Abgleich mit der bekannten Geologie (Literatur), nimmt die Heterogenität an Gesteinen stark ab. Diese Gesteine gehören dann überwiegend zu zusammenhängenden, räumlich weit verbreiteten und relativ monoton aufgebauten Gesteinsformationen. Südlich und südöstlich von Kirazlı und Gümüşköy werden große Areale durch die Marmore der Ayrıcadağ Formation und von neogenen Sedimenten dominiert, gefolgt von den landschaftsprägenden Gneisen des Menderes Massives (vgl. Abb. 6.1.3). Östlich und nordöstlich bestimmen die wenig heterogenen Schiefer (Schieferhülle des Menderes Massives) des Bozdağ- und Aydın Gebirges die Geologie. Nördlich sowie nordwestlich stehen die Gesteine der in der Gesteinszusammensetzung wenig variablen Bornova Flyschzone und wieder die Marmore der Ayrıcadağ Formation an. Dieser folgen wiederum große Gebiete mit neogenen und quartären Sedimentakkumulationen (Abb. 6.1.3).

Unabhängig von der verwendeten Lithotypenanzahl der jeweiligen Siedlungsphasen oder Epochen, wurde generell ein breitgefächertes Gesteinsspektrum für die Kleinfunde am Çukuriçi Höyük verwendet. Die Anzahl der im Frühneolithikum verwendeten Lithotypen liegt bei 24, im Spätneolithikum bei 37 und in der Frühbronzezeit fanden sich 23 Gesteinsarten. Dass diese Schwankungen nicht mit starken Veränderungen in der Diversität einhergehen, sondern dass dies am Çukuriçi Höyük auf eine Abhängigkeit zwischen Gesamtfundanzahl und Lithotypenanzahl sowie zwischen der Anzahl der Einzelfunde und der Gesamtfundanzahl zurückzuführen ist, wurde schon im Kapitel 8.1.1 erläutert. Eine Ausnahme bildet hier unter Umständen die Phase CuHö XI.

In Bezug auf die einzelnen Lithotypen zeigen die Gesteinsspektren (qualitativ und quantitativ) der neolithischen Siedlungsphasen oder des Früh- und Spätneolithikums wenig Veränderlichkeit. Quantitativ sind Marmor, Milchquarz, Glimmerschiefer, feinkristalliner Marmor, Quarzglimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Kalkstein und bestimmte Gesteine der Ultramafite/Metaultramafite dominierend. Auffällig ist nur der kontinuierliche Anstieg der Schmirgelgesteine, der sich auch in der Frühbronzezeit fortsetzt.

Die beiden frühbronzezeitlichen Phasen weisen auf den ersten Blick in allen Belangen eine starke Heterogenität auf, was aber auf die geringe Fundanzahl zurückgeführt werden kann und nicht als repräsentativ zu betrachten ist. Hinweise auf eine anscheinend stärkere Veränderung in der quantitativen Nutzung geben die sinkenden Zahlen der Metapelite (Chloritglimmerschiefer fehlt völlig) sowie das häufigere Auftreten von Schmirgelgestein und Metabasalt.

Durch die Zusammenfassung der stark differenzierten Lithotypen zu Gesteinsgruppen (Tab. 8.1.8.1) lässt jedoch eine deutliche Veränderung in der Gesteinsnutzung feststellen. Unbestritten bleibt, dass Karbonatgesteine, Metapelite, Ultramafite/Metaultramafite und der Milchquarz, unabhängig von den einzelnen Entwicklungen der Lithotypen, bei den Gesteinskleinfunden die wesentlichen Gesteinsrohstoffe (Frühneolithikum 90,5%, Spätneolithikum 85,5%, Frühbronzezeit 69,8%) darstellen. Ihre Bedeutung scheint hin zur Frühbronzezeit abzunehmen. In der einzelnen Betrachtung der Gesteinsgruppen zeigt sich jedoch, dass die Metapelite signifikant und die Karbonatgesteine deutlich an Bedeutung in der Frühbronzezeit verlieren. Hingegen steigen die Anteile von

Ultramafiten/Metaultramafiten und vor allem des Schmirgelgesteins bis in die Frühbronzezeit unverkennbar. Worin der Grund oder die Gründe für diese Veränderungen zu suchen sind, kann und soll nicht in dieser Arbeit geklärt werden. Auf die Möglichkeit, dass das Fundspektrum der Frühbronzezeit durch die geringe Fundanzahl, im Vergleich zum Spät- und Frühneolithikum, nur eine bedingte Repräsentativität besitzt, wurde unter dem Kapitel 8.1.5 schon hingewiesen. Es muss also in Betracht gezogen werden, dass diese Umstände möglicherweise die Gesamtdarstellung verziehen. Ein Gedankenansatz, der die Zunahme von Lithotypen mit einer höheren Härte, hohen Zähigkeit sowie Massigkeit in der Frühbronzezeit erklären könnte, liegt möglicherweise im Bedarf an Gesteinen die Eigenschaften besitzen, um feste Erzrohstoffe aufbereiten oder Metalle bearbeiten zu können. Die in der Tabelle 8.1.8.1 aufgeführten Gesteinsgruppen und dominanten einzelnen Lithotypen erweisen sich als ein starker indirekter Indikator hinsichtlich der Fragestellung der lokalen Herkunft der Gesteine, was schon diskutiert wurde. Diese Lithotypen bzw. die Lithotypen innerhalb der Gesteinsgruppen stehen im unmittelbaren Umfeld des Tells an und dominieren zum großen Teil die lokale Geologie. Daraus resultierend waren diese Rohstoffe auch in großen Mengen vorhanden und leicht zu beziehen. In der umgekehrten Betrachtung finden sich zu Lithotypen, die im Fundspektrum mengenmäßig gering vertreten sind, oft nur kleine oder isolierte Aufschlüsse in der lokalen Geologie.

Tab. 8.1.8.1: Vergleich der prozentualen Verteilung der Gesteinsgruppen und einzelner dominierender Lithotypen des Früh- und Spätneolithikums sowie der Frühbronzezeit des Çukuriçi Höyük.

Gesteinsgruppe	Frühneolithikum	Spätneolithikum	Frühbronzezeit
Karbonatgesteine	47,5 %	43 %	32,2 %
Metapelite	19,5 %	20,3 %	7,5 %
Ultramafite/Metaultramafite	13 %	11,5 %	17,2 %
Milchquarz	10,5 %	10,7 %	12,9 %
Schmirgelgestein	1 %	3 %	13,9 %
restliche Lithotypen	9,5 %	14,5 %	16,5 %
Summe	100	100	100

Der Nachweis einer selektiven Gesteinsnutzung bei den Kleinfunden kann selbst durch die Zusammenfassung der Daten der einzelnen Siedlungsphasen aufgrund der starken Heterogenität der Daten an wenigen prägnanten Beispielen erfolgen. Das Aufzeigen von Tendenzen zur Entwicklung der selektiven Gesteinsnutzung über die einzelnen Epochen hinweg, ist nur stark eingeschränkt möglich. Dennoch geben die wenigen Beispiele einen guten Einblick dahingehend, dass in allen untersuchten Epochen am Çukuriçi Höyük eine starke selektive Nutzung von Gesteinsrohstoffen, bedingt durch spezifische Gesteinseigenschaften, stattfand (vgl. Kap. 8.1.7).

Die bei der Gesteinsauswahl berücksichtigten Eigenschaften im Bezug zum jeweiligen Artefakttyp umfassen meist nachweislich verschiedene Aspekte: 1. Die Gesteinsfarbe, die Zähigkeit/Härte, die Spaltbarkeit des Gesteins und den Grad des Glanzes; 2. Die Festigkeit und Härte im Zusammenhang mit der Bearbeitbarkeit hinsichtlich der Schaffung komplexer Formen. Bei den Untersuchungen sticht vor allem heraus, dass insbesondere die starke Diversität von Lithotypen mit verschiedensten Gesteinseigenschaften eines Artefakttyps auf eine selektive Nutzung verweist und nicht immer eine scharfe Trennung von Artefakttypen aus unterschiedlichen Gesteinen vorliegen muss.

Dass die selektive Nutzung sich nur auf die Gesteinseigenschaften und die archäologische Klassifizierung der Artefakte stützt, schmälert nicht die getroffenen Interaktionen. Zusätzliche Untersuchungen aus dem Bereich der experimentellen Archäologie zur Untermauerung der Ergebnisse wären aber von Vorteil.

Hinsichtlich des methodischen Ansatzes zur Überprüfung einer selektiven Gesteinsnutzung hat es sich als zweckmäßig erwiesen, Gesteinsansprache und Unterteilung so präzise wie möglich zu gestalten. Dadurch kann diese Thematik umfassend und sehr detailliert bearbeitet werden. Bei einer

zu ungenauen Gesteinsansprache besteht die Gefahr, dass Hinweise, die auf eine selektive Verwendung hindeuten, untergehen und/oder zu mehreren Interpretationszweigen führen.

Die Charakterisierung der Lithotypen von mehreren hundert Gesteinskleinfunden aus verschiedenen Epochen mittels makroskopischer Gesteinsbeschreibung, kann aus Sicht des Autors als praktikable Methode mit guten Ergebnissen angewandt werden. Die wesentlichen Grundvoraussetzungen zur Anwendung dieser Methodik sind, dass die zu untersuchenden Objekte relativ sauber, wenig alteriert und/oder versintert sind sowie die Möglichkeit gegeben ist, die Gesteine auf die Härte und die Reaktion mit verdünnter Salzsäure (10 %) zu testen. Sind diese Bedingungen gegeben, lassen sich fast unabhängig von der Artefaktgröße genug Eigenschaften identifizieren, die zu einer relativ genauen Charakterisierung führen. Die Gesteinscharakterisierung sollte durchgängig von einem Bearbeiter erfolgen und bestimmte Parameter (z.B. die Unterscheidung feinkristallin zu grobkristallin) definiert werden, um subjektive Einflüsse zu minimieren.

Schwierig für die makroskopische Gesteinsbeschreibung bleiben, auch wenn die oben genannten Bedingungen erfüllt sind, Lithotypen mit zu starker Bearbeitung und/oder zu wenigen charakteristischen Eigenschaften. Diese lassen sich zumeist nicht eindeutig identifizieren.

Für die Gesteinskleinfunde des Çukuriçi Höyük lag der Anteil an nicht bestimmbar oder nicht eindeutig bestimmbar Funden unter 5 %. Die nicht erfassten Artefakte verteilten sich relativ gleichmäßig auf die einzelnen Siedlungsphasen oder es waren keine bestimmten Artefakttypen betroffen. Damit ist der Einfluss der nicht bestimmten Artefakte auf die jeweiligen Gesteinsspektren oder die Auswertungen (qualitativ und quantitativ) als vernachlässigbar anzusehen.

Eine wesentliche Voraussetzung die erfüllt sein muss, um einen Abgleich von makroskopisch bestimmten Gesteinsartefakten mit der Geologie durchführen zu können, ist das Vorhandensein von geologischen Karten mit einem möglichst kleinen Maßstab (< 1:25.000) samt erläuternden Beiwerken. Karten in einem zu großen Maßstab umreißen die Geologie zu grob und wissenschaftliche Publikationen/Bücher fokussieren oft nur auf sehr kleine Gebiete und/oder sehr spezielle Themen.

Die Verwendung der Reflexionsspektroskopie zur Bestimmung von kleinen Amphibol oder Jadeit dominierten Gesteinsartefakten mit für die Messungen suboptimaler Kontaktfläche konnte durch diese Arbeit belegt werden. Die erzeugten Spektren lagen durchgehend in einer Qualität vor, welche eine zuverlässige Auswertung erlaubte. Dabei scheinen stark konkave oder konvexe Messflächen bzw. unregelmäßige Bruchflächen die Messungen nicht vorrangig zu beeinflussen. Wie unter Kapitel 7.2 aufgezeigt, ergeben sich jedoch bei der Auswertung der Reflexionsspektren Interpretationsspielräume, wenn keine Möglichkeit begleitender Analysen besteht.

Die in dieser Zusammenfassung getroffenen Aussagen sowie Diskussionen bezüglich der Herkunft der Gesteine und Methodiken können auch auf die frühbronzezeitlichen Reibsteine sowie die untersuchten Mauergesteine übertragen werden (Abhandlung im Kapitel 8.3 und 8.4). Daher wird diese Thematik nicht nochmals ausführlicher erläutert. Vor allem die Frage der Herkunft der Reib- und Mauergesteine kann und wird in Teilen noch durch andere Beobachtungen geklärt.

8.2 Die Gesteinsspektren der chalkolithischen Grabenverfüllung und der frühbronzezeitlichen Mauergesteine

Während der Geländearbeit 2011 wurden die Gesteine der spätchalkolithischen Grabenverfüllung (Phase CuHö VI bis VII, n=189) sowie der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern (Phasen CuHö IV, n=1362; Phase CuHö III, n=996) des Çukuriçi Höyük gezählt und makroskopisch bestimmt. Die prozentuale und absolute Verteilung der Mauergesteinsspektren sind im Anhang A03-A1 aufgeführt. Die stark differierende Zählmenge bedingt sich durch den unterschiedlichen Grabungsstand auf dem Tell zum Zeitpunkt der Geländearbeit. Bei den untersuchten frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen

handelt es sich um einen 2009 abgeschlossenen Grabungsabschnitt, so dass hier Siedlungsmauern großflächig freigelegt und zugänglich waren. Die Freilegung größerer chalkolitischer Schichten begann erst 2011, weshalb hier nur kleine Bereiche für die Untersuchungen freilagen. Bei dem Verfüllmaterial des chalkolitischen Grabens handelt es sich vermutlich um Architekturreste, also ehemaliges Mauergerstein (Schwall 2016).

Die makroskopische Charakterisierung der Gesteine führte im Allgemeinen zu befriedigenden Ergebnissen bezüglich der petrographischen Ansprache. Allerdings konnten der Peridotit, der Metaultramafit, der Serpentin und der Metaserpentin nicht durchgängig eindeutig voneinander differenziert werden. Die Ursache hierfür lag in der teilweise vollständigen Oberflächenalteration, die eingeschränkten Untersuchungsflächen durch die Verbauung und der fehlenden Möglichkeit, frische Gesteinsbruchflächen zu generieren. Daher sind diese Gesteine in der weiteren Betrachtung zu einer Gruppe zusammengefasst.

Das Gesteinsspektrum der chalkolitischen Grabenfüllung und der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern besteht, mit Ausnahme von Peridotit, nur aus Metamorphiten. Die Spektrenzusammensetzung des Mauermaterials unterliegt, über die drei untersuchten Phasen hinweg, nur geringen Schwankungen. Charakterisiert wurden Glimmerschiefer, Quarzglimmerschiefer, feinkristalliner Marmor, Marmor, Marmor (bitumenhaltig), Metaquarzit, Milchquarz, Gneis, Augengneis, Augengneis mit großen Porphyroblasten, Amphibolit, Peridotit, Serpentin, Metaserpentin und Metaultramafite (Abb. 8.2.1).

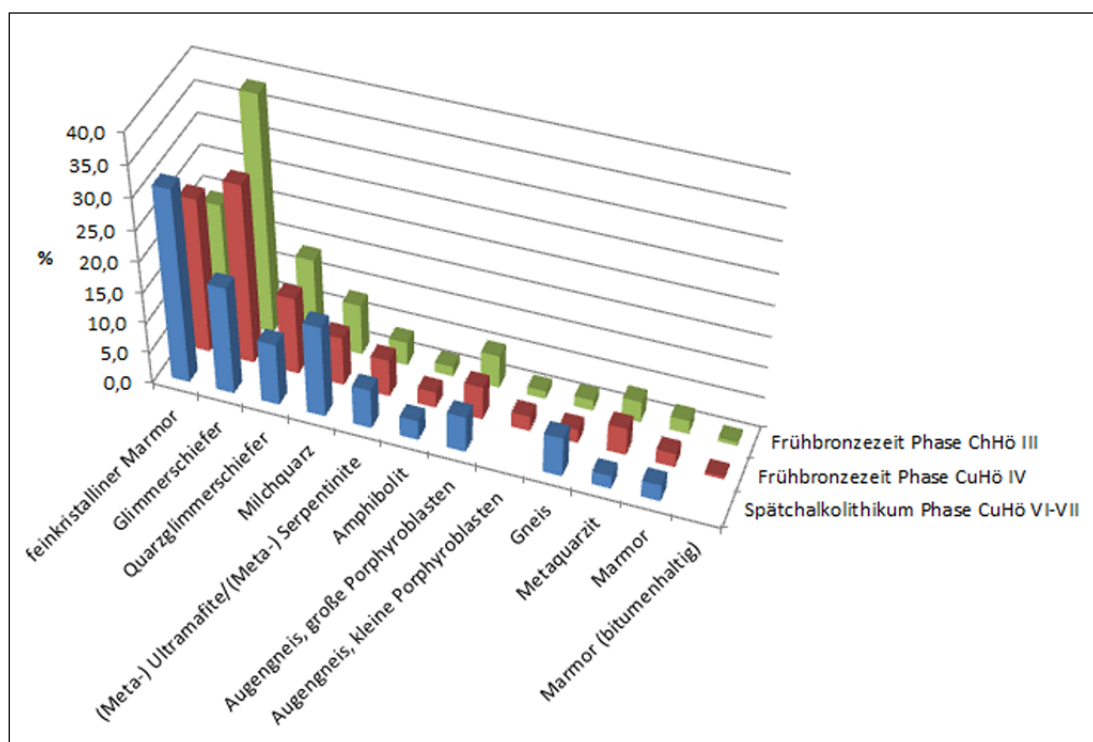


Abb. 8.2.1: Qualitative und prozentuale Zusammensetzung der Gesteinsspektren der spätchalkolitischen Grabenverfüllung (CuHö Phase VI-VII) sowie der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern CuHö Phase IV und III (n=2547).

Zwölf verschiedene Metamorphite und der Peridotit wurden im Chalkolithikum verwendet. Der Augengneis mit kleinen Porphyroblasten und der bitumenhaltige Marmor treten erst ab der frühbronzezeitlichen Phasen IV auf und erweitern das Spektrum auf 15 Lithotypen (Abb. 8.2.1).

Im Gegensatz zu der relativ geringen Variationsbreite in der Spektrenzusammensetzung über die verschiedenen Siedlungsphasen hinweg, schwankt die verbaute Menge der einzelnen Lithotypen zum Teil erheblich (Abb. 8.2.1).

Grundsätzlich dominieren Glimmerschiefer, quarzreicher Glimmerschiefer, feinkristalliner Marmor sowie Milchquarz das verbaute Material in allen untersuchten Siedlungsphasen mit 73,5 % bis 80 % der Gesamtmenge. Zur Vereinfachung der Ansprache werden diese im laufenden Text als Hauptbaumaterialien bezeichnet. Der Anteil jeder dieser vier Gesteine variiert zum Teil stark über die einzelnen Phasen hinweg, dennoch stellt jeder dieser vier Lithotypen immer einen überdurchschnittlichen hohen Anteil an der Gesamtmenge. Bestanden im Spätchalkolithikum noch mehr als 31 % der Mauergereste aus feinkristallinem Marmor, fällt deren Anteil bis in die frühbronzezeitliche Phase CuHö III kontinuierlich auf unter 20 %. Im Gegensatz dazu steigt die Menge von Glimmerschiefer im selben Zeitraum von knapp 18 % auf über 38 %. Die mengenmäßige Differenz von Quarzglimmerschiefer und Milchquarz unterliegen ebenfalls gewissen Veränderungen über den betrachteten Zeitraum, jedoch fallen diese wesentlich geringer aus. Der Quarzglimmerschiefer zeigt hin zu den jüngeren Schichten eine steigende Tendenz auf, während Milchquarz etwas an Bedeutung verliert.

Die restlichen neun bzw. elf Gesteinsarten, im Folgenden als Nebenbaumaterialien bezeichnet, liegen zumeist im niedrigen bis mittleren einstelligen Prozentbereich und erlangten als Baumaterial für die

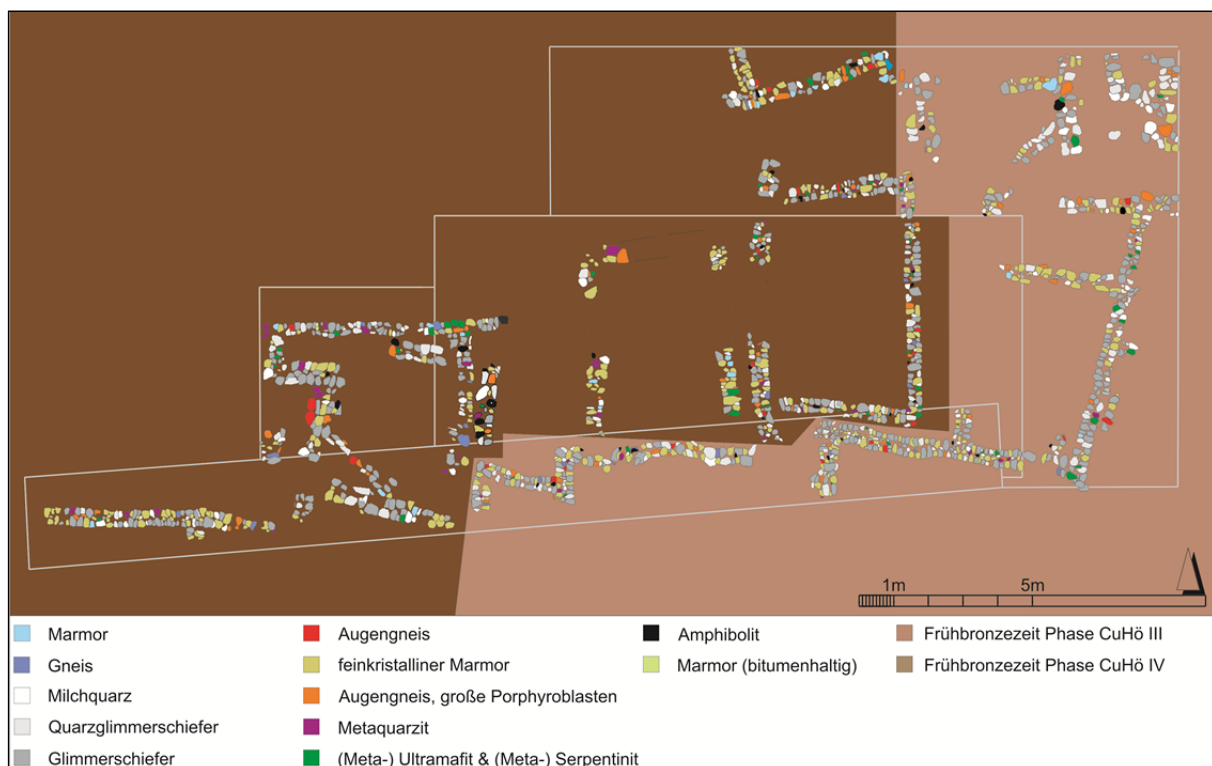


Abb. 8.2.2: Räumliche Verteilung der Lithotypen der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern der Phasen CuHö IV und CuHö III des Çukuriçi Höyük in der Aufsicht (Lageplan M. Börner).

Siedlungsmauern nie eine größere Bedeutung. Auch die Unterschiede in der mengenmäßigen Nutzung in den einzelnen Phasen fallen wesentlich geringer aus als bei den Hauptbaumaterialien. Auffällig hierbei ist eine allgemeine Abnahme der Nebenbaumaterialien vom Spätchalkolithikum hin zur Frühbronzezeit, mit Ausnahme des Augengneis mit großen Porphyroblasten und des Metaquarzits (Abb. 8.2.1).

Detailliertere Aufnahmen und Zählungen für weiterführende statistische Auswertungen bezüglich der Mächtigkeit, Größe und der allgemeinen Gesteinsmorphologie, mit Ausnahme des Rundungsgrades, waren auf Grund der Verbauung nicht möglich. Zu diesen Eigenschaften können nur allgemeine und subjektive Aussagen getroffen werden: 1. Die verbauten Gesteine, unabhängig von den Siedlungsphasen, variieren im Durchmesser von etwa faustgroß bis zu 50 bis 60 cm; 2. Bevorzugt fanden

Gesteine Verwendung die abgeflachte Oberflächen oder „parallel“ verlaufende Ober- und Unterseiten aufweisen, dennoch schwankt die Gestalt der Gesteine stark; 3. Bei keinem der Mauergesteine wurden Bearbeitungspuren beobachtet, die auf eine bergmännische Gewinnung des Mauermaterials aus dem Anstehenden verweisen; 4. Es konnten keine systematischen Verbauungs- und/oder Nutzungsreihenfolge von bestimmten Lithotypen innerhalb der Mauerstrukturen festgestellt werden (Abb. 8.2.2).

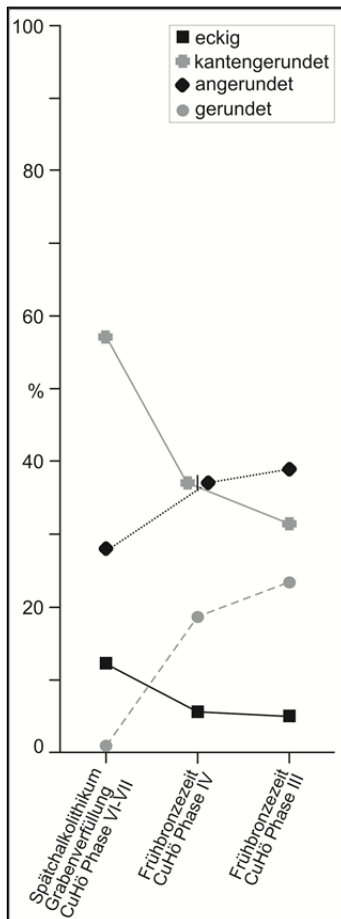


Abb. 8.2.3: Verteilung der Rundungsgrade aller Gesteine der einzelnen Siedlungsphasen (n=2547).

In der allgemeinen Betrachtung der Rundungsgrade der Mauergesteine, unabhängig von der Gesteinsart, lässt sich feststellen, dass hin zu den jüngeren Schichten eine starke Veränderung zu beobachten ist. In der chalkolitischen Phase CuHö VI sind 70 % der Gesteine entweder kantig/eckig oder zeigen nur eine marginale Rundung (kantengerundet) auf. Hingegen dominieren Gesteine mit angerundeter bzw. gerundeter Form deutlich die Siedlungsmauern der Frühbronzezeit (Abb. 8.2.3 und Anhang A03-A2).

Die detaillierte Betrachtung bezüglich der Veränderung der Rundungsgrade hinsichtlich der einzelnen Lithotypen konnte nur anhand von sechs Gesteinstypen (feinkristalliner Marmor, Gneis, Quarzglimmerschiefer, Milchquarz, Glimmerschiefer, Meta-(Ultramafit)/Meta- (Serpentinit) aufgezeigt werden, da diese in statistisch relevanten Menge vorlagen (Abb. 8.2.4 und Anhang A03-A3 bis -A5).

Die Ergebnisse der detaillierten Auswertung der Rundungsgrade zeigt die stetige Zunahme der Anteile der angerundeten und gerundeten Mauergesteine. Allerdings wird deutlich, dass es sich nicht bei allen Gesteinen um einen kontinuierlichen Anstieg handelt und durchaus auch Schwankungen auftreten können (Abb. 8.3.1). Eine wesentliche Auffälligkeit bei diesem Vergleich sind aber die Rundungsgrade der Meta- (Ultramafite)/Meta- (Serpentinite). Der Anteil an gerundeten sowie angerundeten Formen ist bei dieser Gesteinsgruppe über alle untersuchten Siedlungsphasen kontinuierlich hoch und der Anteil an eckigen/kantengerundeten Meta- (Ultramafite)/Meta- (Serpentinite) nur marginal.

8.3 Zur Herkunft der frühbronzezeitlichen und spätchalkolithischen Mauergesteine

Die Gesteinsrohstoffe für die Siedlungsmauern stammen in allen untersuchten Siedlungsphasen mit einer sehr hohen Wahrscheinlichkeit aus den in der unmittelbaren Nähe zum Tell liegenden Lockersedimenten (fluviatile Sedimente und Hangschutt). Die Lockersedimente bestehen wiederum nur aus den Erosionsprodukten der in dem Seitental anstehenden Gesteinsformationen und sind damit lokalen Ursprungs. Eine Akkumulation von, vor allem fluviatilen Sedimenten, aus dem weiteren geologischen Hinterland kann ausgeschlossen werden, da sämtliche Bäche in dem Seitental entspringen und deren Einzugsgebiete auf das Tal beschränkt sind (vgl. Kap. 5 und Kap. 6).

Die Annahme, dass die Mauergesteine aus den unmittelbar am Çukuriçi Höyük liegenden Lockersedimenten stammen, stützt sich auf mehrere in sich greifende Ergebnisse der Untersuchungen, die im Folgenden näher erläutert werden. Hierbei spielen unter anderem die geologische Begebenheit im Umfeld des Tells, die Rundungsgrade und die quantitative/qualitative

Zusammensetzung des Spektrums der Mauergesteine, die Verbauung der Gesteine sowie die Landschaftsmorphologie und der Aufbau des Entwässerungsnetzes eine Rolle.

Eine bergmännische Gewinnung der Gesteine aus dem primär Anstehenden kann ausgeschlossen werden, da an keinem der Gesteine Hinweise in Form von Bearbeitungsspuren und/oder Abbauspuren gefunden worden sind.

Auch zeigt sich im Aufbau der Mauern selbst keine spezifische Nutzungsreihenfolge oder eine Anhäufung bestimmter Lithotypen in einzelnen Arealen. Weiter wurde Gesteinsmaterial verstürzter Mauern nicht wieder verwendet, was einen Überfluss an neuem und leicht verfügbarem Gesteinsmaterial suggeriert. Diese drei Beobachtungen belegen, dass die Auswahl der verwendeten Gesteinsmaterialien für die Mauern am Çukuriçi Höyük keiner besonderen Bedeutung oder Wertigkeit unterlagen. Dass das Mauermaterial zumindest in Teilen aus den fluviatilen Sedimenten stammt, ist im Wesentlichen durch den Rundungsgrad belegt (Abb. 8.2.3 und 8.2.4). Das Entwässerungsnetz in der Umgebung des Çukuriçi Höyük besteht, wie unter Kapitel 5 beschrieben, aus temporär hochenergetisch fließenden Bächen mit sehr steilem Gefälle, vor allem in den Oberläufen. Die Länge dieser Gewässer schwankt zwischen 4 km bis 8 km, bis diese in den Küçük Menderes aufgehen. Die allseitige Rundung der Mauergesteine verweist auf einen fluviatilen Transport und der damit einhergehenden mechanischen Abrasion und Rundung, vor allem bei größeren Korngrößen auf kurzer Strecke (Füchtbauer 1988, Richter & Füchtbauer 1981).

Nach Füchtbauer (1988) tritt die wesentliche Rundung von Gesteinen mit großer Korngröße bei einem fluviatilen Transport innerhalb der ersten 5 km bis maximal 10 km ein. D.h., dass die Grundbedingungen, die zur Rundung von Geröllen während des fluviatilen Transportes führen, in dem Gebiet gegeben waren.

Weiter weist der Çukuriçi Höyük nur eine geringe räumliche Entfernung zu mehreren Bächen auf und diese führen alle, auch rezent, große Mengen stark gerundeter fluviatiler Gerölle bis in die Niederungen (vgl. Kap. 5 und Kap. 6).

Aufgrund der Tatsache, dass die Mauergesteine für die Gesellschaft des Çukuriçi Höyük anscheinend nur ein „*Massenverbrauchsgut*“ waren und große Mengen dieses Rohstoffs in unmittelbarer Nähe des Tell zur Verfügung standen, ist kein Grund erkennbar, der eine Nutzung von Gesteinsmaterialien weiter entfernter Vorkommen plausibel erscheinen lässt. Damit ist auch auszuschließen, dass zum Beispiel Ultramafite, Metaultramafite oder Augengneise, die nur in den schwer zugänglichen Bereichen der Bergflanken liegen (vgl. Kap. 6.2) und in größeren Mengen verbaut wurden, einer bergmännischen Gewinnung unterlagen. Vor allem an den Rundungsgraden der Meta-(Ultramafite)/Meta- (Serpentine) wird ein Bezug dieser Lithotypen, aus fluviatilen Akkumulationen deutlich. Der Anteil dieser Lithotypen die angerundet oder gerundet sind, liegt generell bei weit über 80 %.

Der allgemeine kontinuierliche Anstieg von Mauergesteinen mit angerundeter oder gerundeter Form, vom Chalkolithikum bis zur frühbronzezeitlichen Siedlungsphase CuHö III (Abb. 8.2.3), verweist auf eine vermehrte Nutzung von fluviatilen Geröllen zum Bau der Mauern.

Dass Gesteine der Hangschuttfächer ebenfalls als Mauermaterial dienten, ist ebenfalls möglich und auch wahrscheinlich. Hierfür prädestiniert sind vor allem die sehr nah am Tell gelegenen Hangschuttfächer westlich und südwestlich des Tell (vgl. Kap. 5 und Kap. 6). Eine ähnlich starke Rundung der Gerölle der Hangschuttfächer, wie bei den fluviatilen Sedimenten, ist im Allgemeinen nicht zu erwarten und wurde auch nicht beobachtet. Da es sich hier im allgemeinen um Material instabiler gewordenen Bereiche der Bergflanken handelt, das unter Schwerkraftwirkung über kurze Strecke transportiert wird und eher mit einem Zerbrechen der Gesteine einhergeht als mit einer Rundung (Vinx 2015), sind eckig/scharfkantige Gerölle typisch.

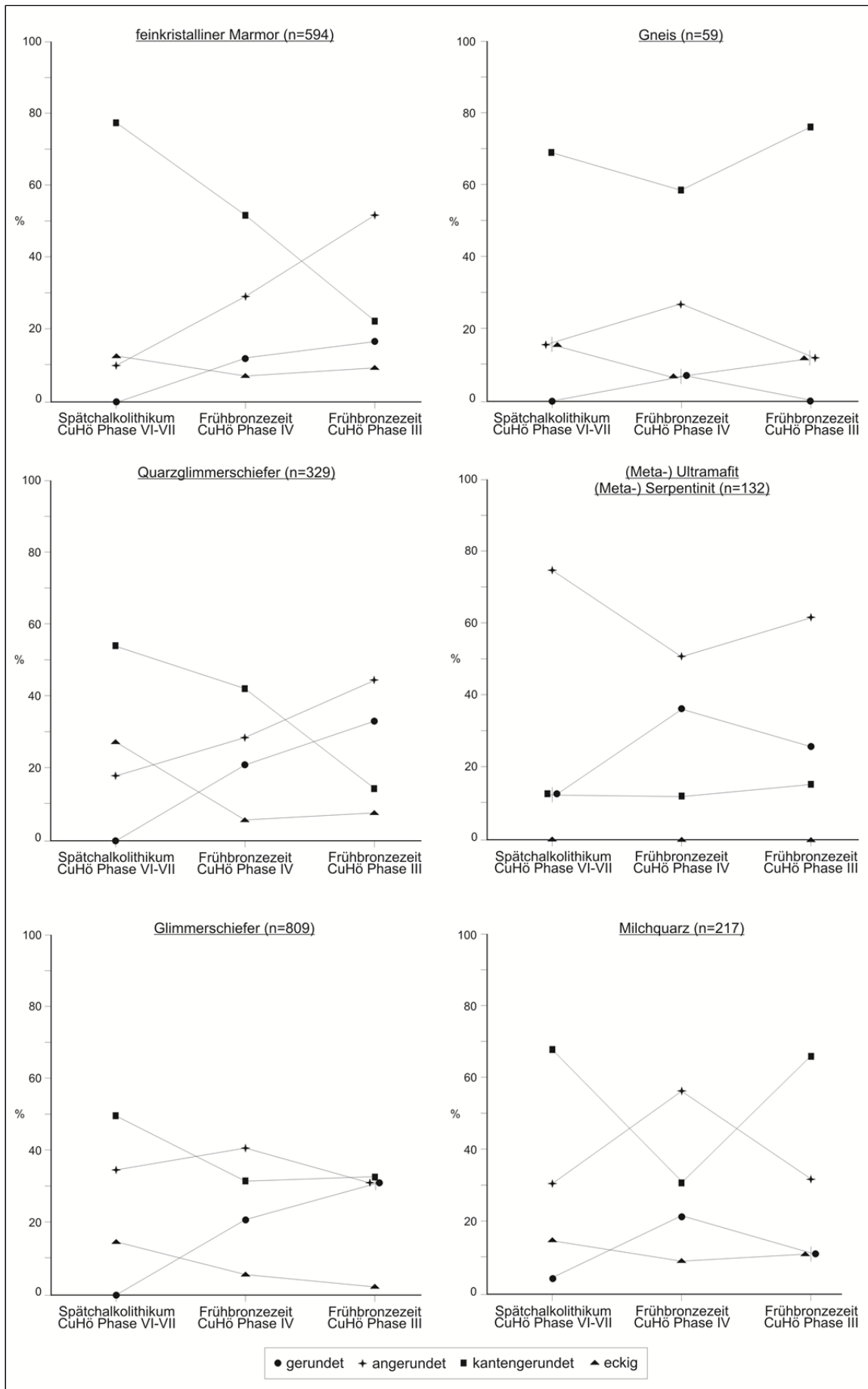


Abb. 8.3.1: Detaillierte Darstellung der Rundungsgrade der Lithotypen mit einer statistisch relevanten Anzahl.

Eine Aussage darüber, in welchem Mengenverhältnis Hangschuttgerölle und fluviatile Gerölle genutzt wurden bzw. ob zwischen den Siedlungsphasen Veränderungen aufgetreten sind, ist nicht möglich. Da beim fluviatilen Transport eine Verschleppung der Rundung auftreten kann (Füchtbauer 1988), d.h. ein bereits gerundetes Geröll kann unter Umständen mehrmals beim Transport zerbrechen, wobei eine eckig/scharfkantigen Kornform erzeugt wird, die einem Hangschuttgeröll stark ähnelt.

Dass fluviatile Ablagerungen verschiedener Bäche genutzt wurden, ergibt sich aus der qualitativen Zusammensetzung der Mauergesteine in Verbindung mit der räumlichen Lage der lokalen Gesteinsformationen sowie der Morphologie und der Bachverläufe.

Das Auftreten von Augengneisen verweist auf eine Nutzung von Sedimenten des Sayan Dere. Der primäre Gesteinsausbiss dieses Lithotypen findet sich nur im südwestlichen Teil des Tals (Abb. 6.2.1). Dessen Erosionsprodukte können durch die morphologischen Gegebenheiten nur über den Sayan Dere oder durch einen seiner Nebenläufe in das Tal transportiert worden sein.

Hingegen verweist beispielsweise das Auftreten von Ultramafiten/Metaultramafiten auf eine Nutzung von Geröllen aus dem Derbent Dere oder einem seiner östliche Zuflüsse, da Ultramafite/Metaultramafite ausschließlich an der östlichen Bergflanke auftreten und über das dort existierende Entwässerungssystem in die Niederung gelangt.

Die überwiegende Nutzung von feinkristallinem Marmor, Glimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer für die Errichtung der Mauern kann über die Dominanz dieser Lithotypen in dem Gebiet erklärt werden. Demnach standen auch deren Erosionsprodukte in großen Mengen zur Verfügung.

Warum die Glimmerschiefer hin zur jüngsten Phase deutlich häufiger verwendet wurden und der feinkristalline Marmor an Bedeutung verlor, kann nicht eindeutig beantwortet werden und liegt im spekulativen Rahmen. Möglicherweise hat sich die Erkenntnis durchgesetzt, dass Glimmerschiefer durch ihre plattige Gestalt eine bessere Eignung zum Sockel- oder Mauerbau besitzen, als Marmor. Ebenfalls kann die Auswirkung der stark differierenden Zählmengen der Mauergesteine, vor allem in Bezug auf die geringe Anzahl der chalkolitischen Grabenverfüllung, in dem Vergleich nicht abgeschätzt werden. Es liegt im Bereich des Möglichen, dass die geringe Anzahl nicht die nötige Repräsentativität besitzt.

8.4 Die Gesteinsspektren der frühbronzezeitlichen Reibsteine, deren Herkunft und Überlegungen hinsichtlich der selektiven Gesteinsnutzung

Während der Ausgrabungen in den frühbronzezeitlichen Siedlungsphasen CuHö III und IV (Schnitt 1 bis Schnitt 4) wurden 30 Reibsteine ausgegraben. Detaillierte archäologische und geologische Untersuchungen zu den frühbronzezeitlichen Reibsteinen sowie Interpretationen über die Herkunft des Materials und Überlegungen zur selektiven Nutzung der verwendeten Gesteinsmaterialien sind schon durch Schwall & Wolf (in Vorbereitung) näher erläutert. Daher werden in diesem Kapitel die Ergebnisse und Aussagen nur zusammenfassend, als Kondensat wiedergeben.

Das Gesteinsmaterial der Unterlieger und Läufer der Reibsteine bestehen, mit Ausnahme des Peridotits, des Rhyoliths sowie der Trachyte (vgl. Kap. 7.3), nur aus Metamorphiten. Bei den Metamorphiten handelt es sich um Quarzglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Amphibolit, foliierten serpentinierten Peridotit, Metasandstein, Metaarkosen, Gneis und Augengneis. In der Gesamtbetrachtung bestehen 56 % der Reibsteine (17 Exemplare) aus Glimmerschiefer oder Quarzglimmerschiefer. Die restlichen 13 Reibsteinfragmente verteilen sich auf die anderen acht Lithotypen.

Die favorisierte Verwendung von Glimmerschiefern und Quarzglimmerschiefern für diese Art von Werkzeugen kann über die Gesteinseigenschaften als auch über deren Verfügbarkeit bzw. an der Ermangelung anderer Gesteine mit besseren Eigenschaften hergeleitet werden. Die herausstech-

enden Merkmale dieser beiden Lithotypen, die zu dieser häufigen Verwendung geführt haben könnten, sind: 1. Bruch des Gesteins entlang der Foliation in relativ ebenmäßige, ausreichend dicke Platten, unabhängig davon, ob durch Bearbeitung entstanden oder durch natürliche Entstehung; 2. Ausbildung einer leicht buckligen Oberfläche mit Erhebungen und Eintiefungen durch die Quarzäugen bzw. Quarzbänder; 3. Ausreichende Stabilität der Gesteine bei senkrecht ausgeübten Drücken zur Foliation; 4. Flächige und/oder punktuell hohe Abriebfestigkeit der Gesteine durch die Quarzlagen bzw. Quarzäugen.

Zu den Gründen für die Verwendung einer Vielzahl von verschiedenen Gesteinsarten für die Reibsteine kann nach geologischen Gesichtspunkten, außer über deren Verfügbarkeit, keine eindeutige Aussage getroffen werden. Es liegt aber nahe, dass die heterogene Zusammensetzung des Spektrums aus Gesteinen mit sehr unterschiedlichen Grundeigenschaften (vgl. Kap. 7.1) eine selektive Gesteinsnutzung impliziert. Dies ist vergleichbar mit der selektiven Gesteinsnutzung bei den Kleinfunden (vgl. Kap. 8.1.7).

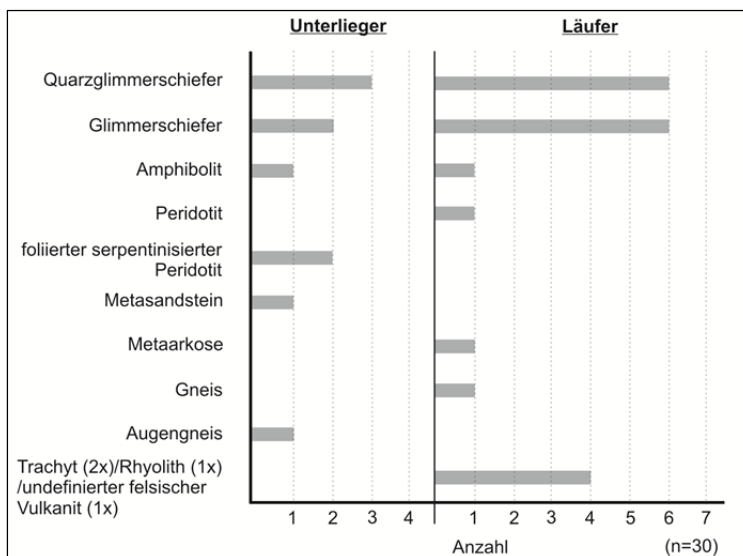


Abb. 8.4.1: Die Lithotypen und das Gesteinsspektrum (absolute Verteilung) der frühbronzezeitlichen Reibsteine, differenziert in Unterlieger und Läufer (verändert nach Schwall & Wolf in Vorbereitung).

So besitzen zum Beispiel die Quarzglimmerschiefer mit einer punktuellen hohen Härte (hoher Reibwiderstand) andere Verwendungsmöglichkeiten, als dies bei Peridotiten mit einer flächigen aber geringeren Härte, bedingt durch die Mineralzusammensetzung, der Fall ist. Dahingehend ist die Nutzung der Trachyte bzw. des Rhyoliths als Läufer eindeutig. Durch die hohe Festigkeit, bedingt durch die quarzreiche Grundmasse und den freien Quarz, eignen sich diese Gesteine wegen ihrer Härte sehr gut als Material für Reibsteine.

Ausgehend von der lokalen Geologie (vgl. Kap. 3 und Kap. 6) finden sich alle für die Reibsteine genutzten Gesteinsarten, mit Ausnahme der Trachyte und des Rhyoliths, im direkten Umfeld des Tells.



Abb. 8.4.2: Frühbronzezeitliches Reibsteinfragment aus Quarzglimmerschiefer (Foto: Christoph Schwall).



Abb. 8.4.3: Frühbronzezeitliches Reibsteinfragment aus Peridotit (Foto: Christoph Schwall).

Innerhalb des Tals stehen Glimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer großflächig sowie in unmittelbarer Nähe des Tells an. Amphibolite und Metaultramafite (als Beispiel) hingegen, befinden sich nur in kleinräumigen, weiter entfernten Arealen (2-3 km) aus und liegen zu meist in höheren, schwer zugänglichen Bereichen der Talflanken. Wie schon bei den Mauergesteinen aufgezeigt (vgl. Kap. 8.3), finden sich große Mengen der verschiedensten Lithotypen des Hinterlandes in den fluviatilen Ablagerungen der Bäche, welche sich in relativer Nähe zum Tell befinden. Daher erscheint es plausibel, dass Gesteine/Gerölle dieser fluviatilen Akkumulationen auch die Rohstoffbasis für die Reibsteine waren. Ebenso ist eine Nutzung von Metamorphiten aus dem weiteren Umland möglich, aber als unwahrscheinlich zu erachten, da das Verhältnis von Aufwand und Nutzen eines weiten Transports unter den gegebenen Umständen am Çukuriçi Höyük nicht sinnvoll erscheint.

Unter Berücksichtigung von Flussgeröllen als Rohstoffquelle sowie Hangschuttmaterial und letztlich anstehendes Gestein, finden sich alle für die Reibsteine verwendeten metamorphen Lithotypen in einem Radius von maximal 650 m um den Çukuriçi Höyük. Weiter muss beachtet werden, dass vor allem durch die rezente landwirtschaftliche Nutzung in diesem kleinen Seitental und damit die anthropogene Veränderung in den letzten Jahrzehnten stark zugenommen hat. Flüsse wurden verbaut, eingedämmt oder verlegt. Die heutigen landwirtschaftlichen Nutzungsflächen sind von Geröllen befreit und reichen bis an die Talflanken sowie zum Teil darüber hinaus. Damit ist es sehr wahrscheinlich, dass Hangschuttfächer und Bachbetten in der Frühbronzezeit eine andere, vor allem größere räumliche Verbreitung aufwiesen und die verwendeten Rohstoffe in einer noch kleineren räumlichen Entfernung zum Tell zu finden waren, als es die Interpretation, ausgehend von der heutigen Situation, erlaubt.

Im Vergleich zu den Metamorphiten handelt es sich bei den Läufern aus Trachyt und Rhyolith nicht um Gesteinsmaterial, welches in unmittelbarer Umgebung oder im näheren Umland des Tells zu finden ist. Diese Problematik wird unter Kapitel 9.4 näher erläutert.

9. Herkunft der Gesteinsrohstoffe ohne lokalen Bezug

Innerhalb der neolithischen und frühbronzezeitlichen Siedlungsschichten des Çukuriçi Höyük wurden Gesteinsartefakte (Kleinfunde) aus plutonischem Material mit dioritischer oder granodioritischer Zusammensetzung makroskopisch identifiziert (Kap. 8.1). Bei diesen Gesteinen, wie unter Kapitel 8.1.8 aufgezeigt, handelt es sich um Rohstoffe, die weder im unmittelbaren oder im lokalen Umfeld des Çukuriçi Höyük anstehen.

9.1 Die Diorit- und Granodioritvorkommen

Da sich die Gesteinscharakterisierung nur auf eine makroskopische Beschreibung stützt, kann ein Vergleich mit den nächstgelegenen Diorit- und Granodioritvorkommen als mögliche Rohstoffvorkommen für diese Lithotypen, nur anhand des Wissenstandes zu den Plutonitvorkommen aus der Literatur erfolgen. Das dabei betrachtete Gebiet umfasst die zentralen und östlichen Kykladen sowie einen etwa 100 km breiten Streifen zwischen Bergama und Bodrum (Abb. 9.1.1).

Da die Plutonite in der betrachteten Region im Allgemeinen und im Speziellen einen äußerst komplexen Aufbau aufweisen, ist eine kurze Zusammenfassung zu den jeweiligen Plutonitkomplexen notwendig, um folgende Sachverhalte besser veranschaulichen sowie diskutieren zu können: 1. Die räumliche Verteilung der möglichen Rohstoffvorkommen in Bezug auf die Ergebnisse der eigenen makroskopischen Gesteinsklassifizierung der Artefakte; 2. Die Veränderung der räumlichen Verteilung der möglichen Rohstoffvorkommen unter Berücksichtigung von Toleranzen, bedingt durch die Grenzen bei der makroskopischen Gesteinscharakterisierung.

Im Folgenden werden die bisher publizierten Erkenntnisse zu den nächstgelegenen Plutonitkomplexen aufgezeigt und im Bezug zu den Artefakten im Kapitel 9.2 diskutiert.

Die zum Çukuriçi Höyük nächstgelegenen Plutonitvorkommen sind Produkte des spätligozänen bis miozänen Magmatismus in dieser Region. Diese Intrusiva sind zum einen über die ganzen Kykladen verteilt, wo sie einen zusammenhängenden Gürtel im back-arc Bereich des rezenten ägäischen Inselbogens bilden. Dieser zieht sich vom griechischen Festland über die Kykladen bis in die Westtürkei hinein. Zum anderen finden sich Plutonite im westlichen Anatolien im Bereich der großen Grabenbruchstrukturen des Bakırçay und Gediz Grabens (u.a. Altherr & Siebel 2002, Altherr et al. 1982, Altunkaynak & Yılmaz 1998, Hetzel et al. 1995 a, b)

Die Plutone intrudierten generell in geringer Tiefe (5-10 km) in das metamorphe Grundgebirge. Die Platznahme erfolgte dabei überwiegend syntektonisch (duktil und/oder spröd) während eines extensionellen tektonischen Regimes mit anschließender Exhumierung (u.a. Glodny & Hetzel 2007, Altunkaynak & Yılmaz 1998, Hetzel et al. 1995 a, Altherr 1988, Meulenkamp et al. 1988, Altherr et al. 1982).

Insel Samos: Theodoropoulos (1979) beschrieb erstmalig einen kleinen Intrusivkomplex nahe der Ortschaft Kallithea im westlichsten Teil von Samos. Der Intrusivkomplex, welcher über eine Länge von 2 km an der Oberfläche aufgeschlossen ist, besteht aus mehreren subparallel verlaufenden, störungsgebundenen Gängen von bis zu 30 m Breite. Die polyphas intrudierten Ganggesteine weisen eine granitische bis intermediäre Zusammensetzung auf (Mezger et al. 1985).

Die Zusammensetzung der Plutonite steht in einer Abhängigkeit zur Gangmächtigkeit. Die schmalen Gänge bestehen entweder aus mittelkristallinen Dioriten, Monzodioriten oder Pyroxen führenden Leukodiorit. Die mächtigeren Gänge weisen Bänderungen auf und setzen sich aus mindestens zwei oder mehreren verschiedenen Gesteinsarten zusammen. Hier finden sich Pegmatite, Granite, Granodiorite, Quarzmonzonite, grobkristalline Diorite, Mikrodiorite und Pyroxen führendem Leukodiorite, wobei die gebänderten Gänge mit mikrodioritischer sowie granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung am häufigsten auftreten. Sämtliche beschriebene Plutonite unterlagen keinem Deformationsevent oder hydrothermalen Alterationen (Mezger et al. 1985).

Insel Kos: In die paläozoischen Metasedimente der Insel Kos intrudierte ein komplex strukturierter Pluton (Henjes-Kunst et al. 1988, Altherr et al. 1982), der in seiner Zusammensetzung zwischen Monzonit und Quarzmonzonit bis Monzogranit schwankt (Altherr & Siebel 2002, Pe-Piper & Piper 2002a). Der gesamte Intrusivkomplex ist weder deformiert, noch unterlag er einer hydrothermalen Alteration (Altherr & Siebel 2002, Pe-Piper & Piper 2002a). Primäre Granodiorite oder Diorit sind nicht bekannt. Allerdings treten, vor allem in den monzonitischen Bereichen, häufig große Xenolithe oder Areale mit dioritischer Zusammensetzung auf (Altherr & Siebel 2002).

Insel Ikaria: Im Westteil von Ikaria sitzt ein großer Pluton innerhalb der mesozoischen Metasedimente der Ikaria-Formation auf (Pe-Piper & Piper 2002). Der Plutonitkomplex wird nach Boronkay & Doutsos (1994) in zwei Subformationen unterteilt. Die untere Subformation besteht dabei aus einem undeformierten porphyrischen Granodiorit. Bei der oberen Subformation handelt es sich um einen stark deformierten und foliierten, gneissartigen, Aplit führenden Metagranitoid (Altherr et al. 1988). Der bei Xylosirtis im südöstlichen Teil der Insel auftretende Biotit-Muskovit-Pluton wurde geochemisch und petrografisch als Syenogranit bzw. Granit charakterisiert (Pe-Piper & Piper 2002a, Altherr et al. 1982, de la Roche et al. 1980), während Boronkay & Doutsos (1994) diesen als Granodiorit beschreiben.

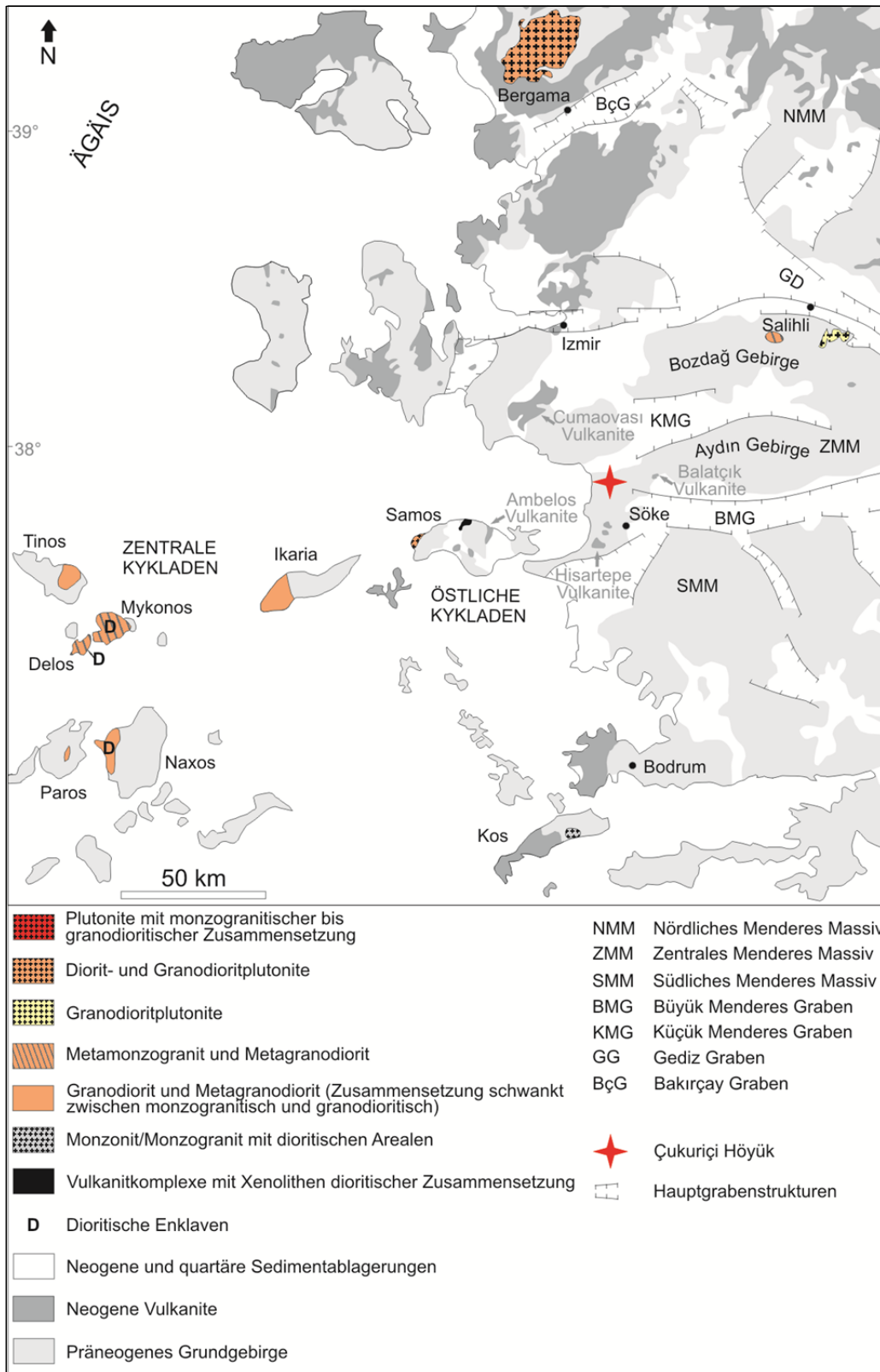


Abb. 9.1.1: Verteilung der zum Çukuriçi Höyük nächstgelegenen Plutonitkomplexe mit dioritischer-granodioritischer Zusammensetzung (Vereinfachte Darstellung nach Helvacı et al. (2009), Glodny & Hetzel (2007), Pe-Piper & Piper (2007), Pe-Piper & Piper (2002a), Boronkay & Doutsos (1994), Faure et al. 1991, Altherr 1988, Altherr et al. 1982 und De la Roche et al. (1980). Kartengrundlage nach Altherr & Siebel (2002) und Bozkurt (2000).

Insel Tinos: Im östlichen Teil von Tinos beißt ein ovoidförmiger Granodioritkomplex (Boronkay & Doutsos 1994, de la Roche et al. 1980) mit 5 km Durchmesser sowie kleinere Syenograniten innerhalb des kykladischen Grundgebirges aus (Altherr 1988, Altherr et al. 1982). Für diesen mittelkristallinen, Hornblenden und Biotit führenden Pluton geben Altherr & Siebel (2002) eine größere Variation in der Zusammensetzung an, die zwischen einem Monzogranit, Granodiorit und Tonalit (kleine Bereiche) schwankt. Der Großteil des Plutons unterlag keiner oder nur einer unwesentlichen Tektogenese. Nur der nordwestliche Bereich (1 km Breite) sowie östliche Gebiete des Plutons unterlagen einer Mylonitisierung bzw. Kataklyse (Boronkay & Doutsos (1994).

Naxos: Während des Miozäns (Altherr et al. 1982) erfolgte im westlichen Teil von Naxos die Intrusion eines überwiegend mittelkristallinen, porphyrischen Hornblenden und Biotit führenden Plutons mit granodioritischer (Boronkay & Doutsos 1994, Keaya et al. 2001) bzw. monzogranitisch bis granodioritischer Zusammensetzung (Altherr & Siebel 2002) in die prämiozänen Gesteinsfolgen (Altherr et al. 1982). Innerhalb, aber zumeist auch an den Randbereichen der Intrusion treten dioritische, monzonitische und tonalitische Enklaven auf (Altherr & Siebel 2002, Didier 1973). Der Granodioritkomplex unterlag drei verschiedenen synmagmatischen tektonischen Events. Diese Events führten zur Mylonitisierung und kataklastischen Überprägung der östlichen und westlichen Randbereiche des Plutons. Die zentralen und südlichen Teile der Intrusion weisen unterschiedlich gerichtete, magmatische und auch tektonometamorphe Foliationen auf. Vor allem der nördliche Teil des Granodioritkomplexes zeigt keine metamorphe Überprägung (Boronkay & Doutsos 1994, Buick 1991). Der Pluton selbst, als auch die Metasedimente im Norden der Insel werden von mehreren mächtigen granitischen und pegmatitischen Gängen durchschlagen (Pe-Piper 2000, Pe-Piper & Kotopouli 1997, Altherr et al. 1982).

Die Inseln Mykonos und Delos: Die Insel Mykonos besteht zum überwiegenden Teil aus Monzogranit, der jedoch Areale mit granodioritischer und monzonitischer bzw. quarzmonzonitischer Zusammensetzungen aufweist (Altherr & Siebel 2002). Boronkay & Doutsos (1994) hingegen beschreiben den Pluton als Granodiorit. Der Plutonitkörper weist über die gesamte anstehende Fläche eine ausgeprägte Foliation auf (Boronkay & Doutsos 1994, Lee & Lister 1992, Altherr 1988). Die Insel Delos besteht überwiegend aus plutonischen Gesteinen. Der nördliche Teil der Insel ist durch foliierte Granodiorite, die von granitischen Gängen durchschlagen werden, geprägt. Der zentrale Teil weist grobkristalline Granite auf und der Süden ist geprägt durch mittelkristalline Granodiorite und Granite. Die Granite und die Granodiorite weisen eine schwache Foliation sowie deutliche Mineraleinregelungen auf (u.a. Lee & Lister 1992, Faure & Bonneau 1988). Innerhalb des Plutonitkomplexes finden sich Lagergänge, die eine gabbroide, tonalitische oder dioritische Zusammensetzung aufweisen (Pe-Piper & Piper 2002b). Inwiefern diese Lagergänge tektonisch überprägt wurden, ist nicht bekannt.

Insel Paros: Auf der Insel Paros intrudierten mehrere kleine Plutonitkörper in Paragneise und Metasedimente des Grundgebirges. Altherr et al. (1982) beschreibt diese petrografisch als Muskovit und Biotit führende Granite. De la Roche et al. (1980) klassifiziert sie geochemisch wiederum als Plutonit mit einer monzogranitischen bis granodioritischen Zusammensetzung. Am besten aufgeschlossen ist der Naoussa-Lakkolith. Die Randbereiche des Lakkoliths weisen eine stark ausgeprägte Mineraleinregelung auf, während die zentralen Bereiche undeformiert sind (Boronkay & Doutsos 1994).

Plutone von Salihli und Turgutlu: An der südlichen Grabenschulter des Alaşehir Grabens, nahe der Ortschaften Salihli und Turgutlu, beißen zwei mittelmiozäne Granodioritkörper aus. Die Plutonite

sitzen innerhalb mylonitisierter und kataklastischer Metasedimente der Bayındır Decke auf, wobei die Platznahme syntektonisch erfolgte. Nach Hetzel et al. (1995a) ist der Salihli Pluton im Wesentlichen undeformiert und weist keine Foliation auf. Petrografisch und geochemisch entspricht dessen Zusammensetzung dem eines Granodiorits. Der wesentlich kleinräumigere Turgutlu Pluton, ebenfalls geochemisch und petrografisch als Granodiorit klassifiziert, besitzt undeformierte Bereiche als auch Areale mit einer schwachen Foliation. (Glodny & Hetzel 2007, Hetzel et al. 1995a).

Kozak Pluton: Zwischen Ayvalık, Bergama und Burhaniye stehen geochemisch und petrographisch ähnliche, syngenetisch entstandene spätoligozäne bis frühmiozäne Plutonite und Vulkanite an. Die Hauptstruktur bildet jedoch der Kozak Pluton mit einer Fläche von 300 km² (Altunkaynak & Yilmaz 1998). Der elliptische Plutonitkörper mit einer SW-NE Ausrichtung intrudierte in triassische Metapelite und Metabasite (Akyürek & Soysal 1983, Kaya & Mostler 1992) unter Ausbildung eines ausgeprägten Kontakthofes. Der Kozak Pluton besteht im Wesentlichen aus Granodiorit (kleinräumige Bereiche bestehen aus Quarzdiorit oder Quarzmonzonit). Kleinräumig stehen Mikrogranite innerhalb und Aplitgranite im Randbereich des Komplexes an (Altunkaynak & Yilmaz 1999, Altunkaynak 1998). Die störungsgebundenen Subvulkanite mit Mächtigkeiten von bis zu 200m um den Kozak Pluton herum, werden als porphyrische Mikrodiorite, quarzführende Mikrodiorite, Mikro-Granodiorite mit mikro- bis kryptokristalliner Grundmasse beschrieben. Dabei ist die geochemische Zusammensetzung der des Hauptkörper sehr ähnlich ist (Altunkaynak & Yilmaz 1998, Altunkaynak & Yilmaz 1999).

9.2 Zusammenfassung und Diskussion zu den möglichen Rohstoffvorkommen von Diorit und Granodiorit

Die Zusammenfassung zu den nächstgelegenen Plutonitkomplexen mit einer dioritischen bzw. granodioritischen Zusammensetzung verweist auf deren starke weiträumige Verteilung. Die möglichen Vorkommen liegen nördlich bzw. nordwestlich, östlich und südlich des Çukuriçi Höyük. Den Schwerpunkt für mögliche Vorkommen bilden jedoch die Kykladen, bedingt durch ihre räumliche Nähe und Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung (Abb. 9.1.1).

Aus der Zusammenstellung heraus ist es auffällig, dass die Ansprache der westanatolischen Plutonite sowie die der östlichen Kykladen über verschiedene Bearbeiter hinweg relativ einheitlich sind. Dahingegen existiert für die Plutonite der zentralen Kykladen eine starke Variabilität in der Klassifizierung der Gesteinstypen durch verschiedene Autoren. Die Heterogenität der Gesteinsklassifizierungen für die zentralen Kykladen kann auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden, die einzeln oder aber auch überlappend zutreffen können: 1. Verwendung verschiedener Nomenklaturen und Analysemethoden bedingt durch verschiedene Forschungsschwerpunkte; 2. Dass der komplexe Aufbau und die Zusammensetzung der Plutonite bisher noch nicht umfassend genug bearbeitet wurde; 3. Dass die spezielle Fragestellung dieser Arbeit die Grenzen des aktuellen Wissenstandes zu den Plutoniten aufzeigt und weitere auf die Fragestellung fokussierte Forschung benötigt werden.

Eine weitgehende Klarheit herrscht wiederum über die verschiedenen Autoren hinweg, dass die Intrusiva von Naxos, Tinos, Mykonos und Delos Enklaven (Interpretiert als Produkte eines bimodalen Magmatismus) aufweisen, deren Zusammensetzung dioritisch, monzonitisch, tonalitisch oder quarzmonzonitisch sein kann.

Ausgehend von der makroskopischen Charakterisierung, dass es sich bei den Lithotypen der untersuchten Artefakte um nicht metamorph überprägte Diorite oder Granodiorite handelt, wären folgende Plutonitvorkommen mögliche Bezugsquellen bzw. sind von dort verhandelt worden:

Diorit: Insel Samos, Insel Kos, Insel Delos, Kozak Pluton

Granodiorit: Insel Samos, Insel Ikaria, Insel Tinos, Insel Naxos, Insel Paros, Turgutlu/Salihli/ Kozak Plutone

Damit wird deutlich, unabhängig davon ob es sich bei den Artefakten um Diorit oder Granodiorit handelt, dass die möglichen Vorkommen sowohl auf den östlichen und zentralen Kykladen, als auch weiter nördlich oder südlich des Çukuriçi Höyük zu suchen wären (Abb. 9.1.1).

Auf Grundlage der Literatur kann die Nutzung von Gesteinsmaterial von Mykonos und Delos in Frage gestellt werden. Diese Vorkommen weisen eine starke tektonometamorphe Überprägung auf (enge Foliation und Mineraleinregelung), die bei den Artefakten nicht beobachtet wurde. Daher werden diese Vorkommen nicht als mögliche Rohstoffvorkommen betrachtet. Natürlich ist ein Vergleich bzw. ein „Ausschluss“ anhand tektonischer Charakteristika nur ein schwaches Ausgrenzungskriterium, da nicht ausgeschlossen werden kann, dass innerhalb dieser Metaplutonite nicht metamorph überprägte Bereiche existieren. Ein Ausschluss dieser kann ebenfalls nur durch weitere und umfassendere Analytik erfolgen.

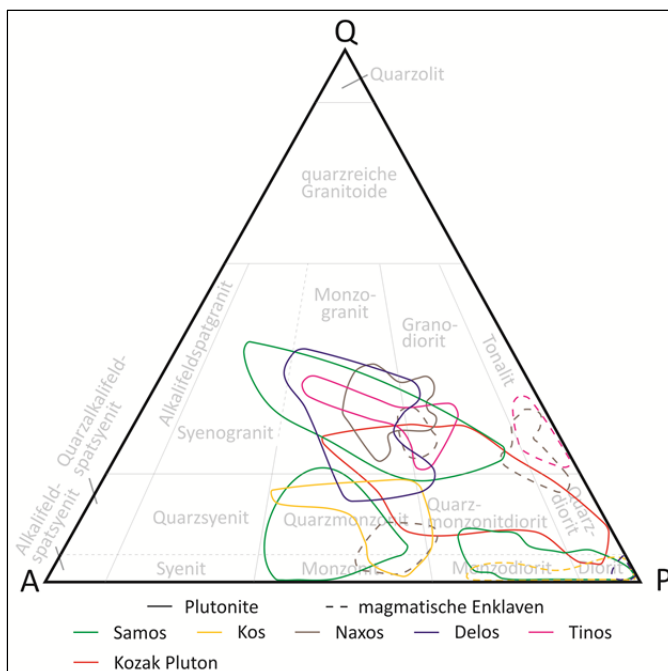


Abb. 9.2.1: Modale Zusammensetzung in Bezug auf Quarz (Q), Alkalifeldspat (A) und Plagioklas (P) einiger der beschriebenen kykladischen tertiären Plutonite sowie des Kozak Pluton. Klassifizierung nach Streckeisen (1976). Datengrundlage nach Siebel & Altherr (2002), Altunkaynak & Yılmaz 1998, Mezger et al. (1985).

Die grundsätzliche Einschränkung der folgenden Diskussion ergibt sich aus der Charakterisierung der Artefakte allein durch eine makroskopische Beschreibung. Diese zum Teil subjektive Identifikation stellt nur eine Annäherung an eine bestimmte Gruppe von nicht tektonometamorph überprägten magmatischen Gesteinen dar. D.h., dass mit der durchgeführten Bestimmung Vulkanite im Allgemeinen und mafische sowie Foid führende Plutonite mit großer Sicherheit ausgeschlossen werden können. Die Toleranz in der Bestimmung ergibt sich aus der Abschätzung der Anteile vor allem freiem Quarz sowie der Feldspäte bzw. Art der Feldspäte. Diese bestehende Fehlerquelle in der Bestimmung kann nur durch weitere mikroskopische und geochemische Analysen minimiert werden.

Trotz der möglichen Toleranz in der Gesteinsbestimmung der Artefakte und bei einer Verschiebung in der Klassifizierung durch höhere Quarz- und/oder Alkalifeldspatanteile in die Felder der Syenit-, Granit- oder Monzonitfamilie (nach QAPF-Klassifizierung) würden die Aussagen zu den möglichen überregionalen Bezugsräumen Bestand haben. Es kommt so zu keinen grundlegenden Verschiebungen. Dies bedingt sich durch die starke Diversität der Zusammensetzung der Plutonite in der betrachteten Region (Abb. 9.2.1). Die zuletzt getroffene Aussage kann jedoch nur durch weiterführende Analysen an dem Gesteinsmaterial der Artefakte (Mikroskopie/Geochemie) und idealerweise an den Rohstoffvorkommen belegt werden. Damit ist diese Interpretation als spekulativ zu betrachten.

9.3 Zur möglichen Herkunft von Jadeit und Amphibol dominierten Gesteinen

In der Mineralogie und in der Gemmologie wird ein natriumreicher Klinopyroxen als Jadeit ($\text{Na}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$) bezeichnet. Jadeit-Jade oder auch Jadeitit bezeichnet ein Gestein, das hauptsächlich aus dem Mineral Jadeit besteht. Nach der Definition von Harlow et al. (2007) besteht ein Jadeitit zu über 90 % aus Jadeit, wobei die einzelnen Jadeitkristalle (-minerale) mindestens einen Jadeitanteil von 90 Mol-% aufweisen müssen.

Da mit den in dieser Arbeit angewandten Analysemethoden (vgl. Kap. 7.1 und Kap. 7.2) weder der Anteil an Jadeit im Gestein noch die Zusammensetzung der Jadeitminerale repräsentativ ermittelt werden konnten, wird auf die Bezeichnung Jadeitit verzichtet. Die eigenen Ergebnisse lassen nur den Schluss zu, dass Jadeit ein wesentlicher Bestandteil des Gesteins sein muss und weitere Minerale, sofern vorhanden, nur eine untergeordnete Rolle spielen. Daher ist die Begrifflichkeit Jadeit dominiertes Gestein legitim.

Da aus dem Arbeitsgebiet keine Jadeitite bekannt sind (vgl. Kap. 3), muss davon ausgegangen werden, dass es sich hierbei um einen Rohstoff handelt, der aus regionalen oder überregionalen Vorkommen stammt.

Okay (2001) beschreibt im Arbeitsgebiet zwar Jadeit führende amphibolitisierte Eklogite zwischen Selçuk und Tire, als Rohstoff für Jadeitartefakte spielen diese aber keine Rolle. Der Anteil an Jadeitmineralen in dem genannten Gestein ist hierfür zu gering.

Als Rohstoffbasis für Jadeitite, rezent als auch in der Prähistorie, dienen mächtigere gang- oder linsenartige Jadeitite (mindestens mehrere dm mächtig), die annähernd monomineralisch sind und ein stark verfilztes krypto- bis mikrokristallines Gefüge aufweisen.

Diese Art der Jadeititvorkommen bilden sich nach Tsujimori & Harlow (2012) und Harlow et al. (2007) an oder in der Nähe von konvergenten Plattengrenzen. Tsujimori & Harlow (2012) unterscheiden zwei Typen der Jadeititentstehung. Es werden der P-Typ („precipitation-type“) und R-Typ („replacement-type“) unterschieden, wobei der P-Typ wesentlich häufiger auftritt als der R-Typ.

Beim P-Typ wird davon ausgegangen, dass bei der Subduktion hydratisierte basaltische Komponenten entwässert werden und wässrige Fluide reich an Natrium, Aluminium und Silizium entstehen. Eine weitere Möglichkeit der Fluidentstehung die diskutiert wird, ist die Dehydration von serpentinisierten Ozeanböden und einer Fluidabwanderung in basaltische und sedimentäre Gesteine. Die an Natrium, Aluminium und Silizium reichen Fluide kristallisieren entlang von Rissen, Hohlräumen sowie Brüchen in überlagernden serpentinisierten Peridotiten aus (Entstehung von Jadeitit dominierten Gängen, Adern, usw.). Diese Metaultramafite werden als Fragmente des Mantelkeils und/oder Scheiben der subduzierten basalen ozeanischen Kruste interpretiert und verallgemeinert als Serpentinitmélange bezeichnet. Die Ausfällung der Jadeitite erfolgt unter Druck- und Temperaturbedingungen der Blauschieferfazies, jedoch sind auch Bildungen in der Eklogit- und Amphibolitfazies möglich (u.a. Flores et al. 2013, Tsujimori & Harlow 2012, Harlow et al. 2007).

Die Fixierung der an natrium-, aluminium- und siliziumreichen Fluide ist auch durch die metasomatische Verdrängung (R-Typ) felsischer Protolithen (Tonalite, Trondhjemit) möglich. Jadeitite des P-Typ und R-Typ können gleichzeitig in einem Vorkommen auftreten (Tsujimori & Harlow 2012).

Nutzbare Jadeititvorkommen sind sowohl in der Nordwesttürkei als auch auf den Kykladischen Inseln bekannt. Die nordwestanatolischen Vorkommen Bektaşlar, Kocasu und Orhaneli konzentrieren sich auf die Tavşanlı Zone (Okay 2002, Okay 1997, Okay 1984, Bingöl et. al. 1982; vgl. Kap. 3), während Jadeitite auf den Kykladischen Inseln Syros, Tinos und Sifnos auftreten (u.a. Abb. 9.3.1).

Bei Bektaşlar tritt innerhalb eines lakustrinen Mergels (Miozän) eine etwa 6 m mächtige, schwach zementierte und stark unsortierte Brekzienlage auf.

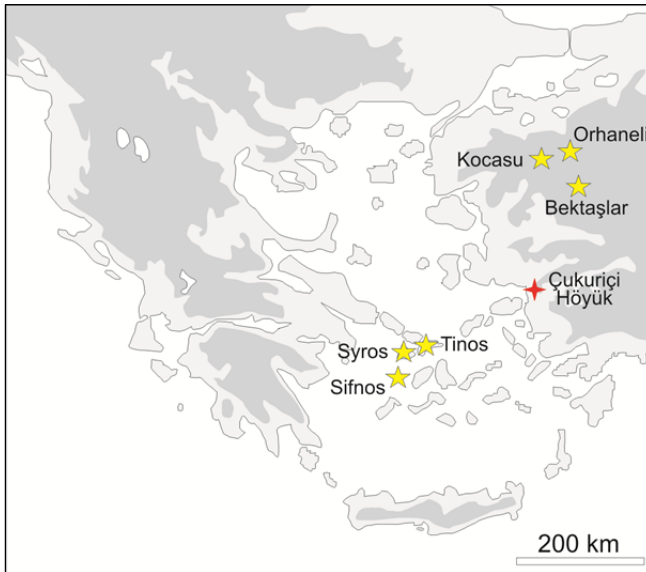


Abb. 9.3.1: Schematischer Überblick über die bekannten Jadeititvorkommen in Westanatolien und der Ägäis (Bröcker & Keasling 2006, Okay 2002, Bröcker & Enders 1999, Okay 1997, Okay & Kelly 1994). Abbildungsgrundlage verändert nach Petrequin et al. (2012).

schwankt zwischen 34 % und 85 %. Die Jadeitkristalle selbst bestehen zu über 90 % aus Jadeit und in vielen Fällen bilden sie die Endglieder der Mischungsreihe. Das primäre Vorkommen der Jadeitite ist unbekannt (Okay 1997, 1984).

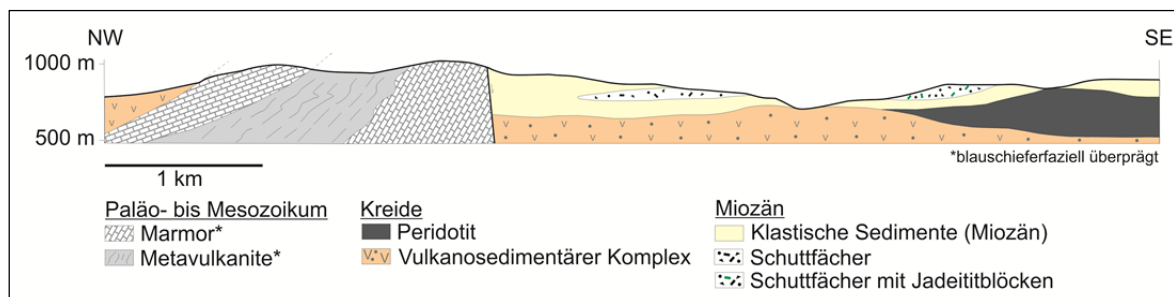


Abb. 9.3.2: Geologisches Profil des Jadeititvorkommens bei Bektaşlar (verändert nach Okay 1997).

Die Gesteine der Blauschieferfazies der Tavşanlı Zone bei Kocasu besteht aus einer über 1000 m mächtigen Abfolge von Metapeliten, welche von einer massigen Marmorserie überlagert wird. Die Metapelite werden in zwei Gesteinsabfolgen unterteilt. Das Liegende der Metapelite wird als Grauschiefer bezeichnet und besteht aus einem Graphit führenden quarzreichen Schiefer, der lokal feine Bänder aus Jadeit, Glaucophan, Chlorit, Phengit führende Gneisen aufweist. Das Hangende der Sequenz besteht aus weißlichen, stark foliierten, fein- bis mittelkristallinen Metapeliten. In diese Metapelite sind gering mächtige Lagen aus Marmor und Metabasiten eingeschaltet. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden treten zudem mehrere Meter mächtige massige Lagen oder Boudins mit weißem bis blass grauem Jadeitit auf (Abb. 9.3.3). Die Mineralvergesellschaftung der Jadeitite besteht vornehmlich aus Jadeit, Quarz und Phengit. Jadeit ist hierbei das dominierende Mineral mit 53 % bis 85 % am Modalbestand. Die einzelnen Jadeitkristalle weisen immer einen Jadeitanteil von über 85 % auf (Okay & Kelly 1994).

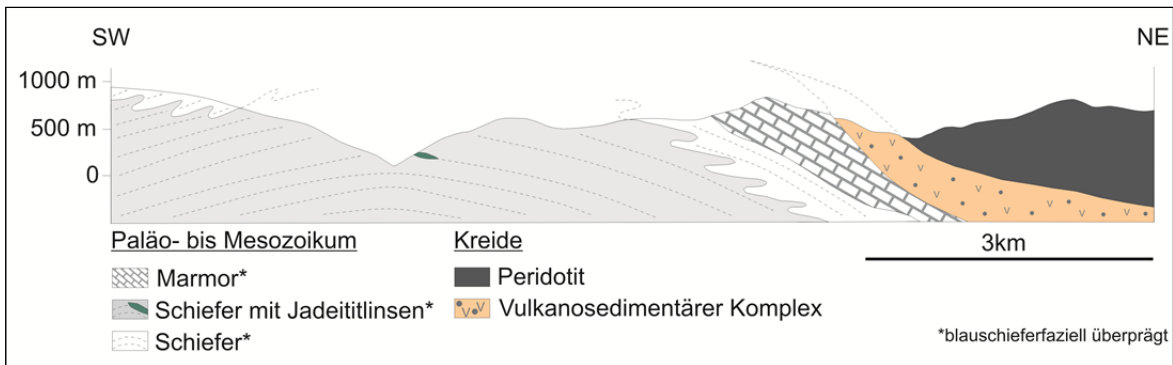


Abb.: 9.3.3: Geologisches Profil der Region bei Kocasu (verändert nach Okay & Kelly 1994).

Bei Harmancik-Akpınar intrudierten in der postalpidischen Phase der Tavşanlı Zone zwei große Granodioritkörper (Orhaneli und Topruk Pluton, Okay 2002) in die Blauschiefersequenz (Minimumtiefe 10 km). In der Kontaktaureole der Plutone bildeten sich Jadeitite aus. Die Mineralparagenese besteht neben Jadeit aus Quarz, Orthoklas, Epidot, Chlorit und Phlogopit. Der Jadeitanteil am Modalbestand dieses hauptsächlich blass grünen bis purpurnen, aber auch weißlich bis gelblich gefärbten Gesteins liegt zwischen 40-60 % (Okay 2002, Okay 1997, Okay 1984, Bingöl et al. 1982).



Abb. 9.3.4: Jadeitit von Syros (Foto: M. Bröcker).



Abb. 9.3.5: Purpurner bis grau-grüner Jadeitit von Bektaşlar (Foto: A. Okay).

Auf den kykladischen Inseln Sifnos, Syros und Tinos treten innerhalb der Kampos Mélange (Serpentinitmatrix), als Teil des Kykladischen Blauschiefergürtels, eine Vielzahl an tektonischen Blöcken aus Eklogit, Blauschiefer, felsischen Gneisen und Jadeitite auf (Bulle et al. 2010, Bröcker & Enders 2006, Bröcker & Keasling 1999, Dixon & Ridley 1987). Die Jadeitite entsprechen sowohl dem P-Typ als auch dem R-Typ und zeigen eine intensive grüne (Abb. 9.3.4) oder auch weiße Färbung auf.

Alle aufgeführten Jadeititvorkommen standen durch die Aufschlussverhältnisse an der Oberfläche an und waren damit in der Prähistorie erkenn- und nutzbar. Das Jadeititvorkommen Kocasu kommt nicht als Rohstoffbasis für die Jadeitartefakte des Çukuriçi Höyük in Frage, da hier keine grünen Jadeititvarietäten bekannt sind. Nach Sørensen et. al (2017) sind die Jadeititvorkommen von Tinos und Sifnos zu geringmächtig, als das diese für die Herstellung von Artefakten geeignet gewesen wären.

Im Gegensatz dazu besitzen die Jadeitite von Syros die richtig Färbung und Größe, die eine Verwendung in der Prähistorie plausibel erscheinen lassen. Weiter wurden in unmittelbarer Nähe zu den Vorkommen auf Syros Plätze mit Abschlagsresten gefunden, die auf einen Abbau hinweisen. Diese „Werkstätten“ werden in das Neolithikum gestellt (Sorensen et al. 2017).

Damit sind die Jadeititvorkommen von Syros, Orhaneli und Bektaşlar als potenzielle Rohstoffvorkommen für Jadeitite mit grünlicher Färbung zu betrachten. Welches und ob diese Vorkommen überhaupt in der Prähistorie genutzt wurden, kann in dieser Arbeit nicht geklärt werden.

Es darf hierbei nicht außer Acht gelassen werden, dass weitere, bisher nicht bekannte Jadeititvorkommen in der betrachteten Region existieren könnten. Unter anderem weisen Bröcker & Keasling (2006) und Harlow et al. (2007) darauf hin, dass auf Grund des noch lückenhaften Wissens über die Entstehung von Jadeititen Vorkommen übersehen wurden. Unter anderem verweisen Tsujimori & Harlow (2012) darauf, dass die Genese der foliationsparallelen Jadeititlinsen von Kocasu bisher unklar ist.

Ein Vergleich der Reflexionsspektren der Jadeitartefakte mit den Jadeititrohstoffen der genannten Vorkommen nach der Methodik von Petrequin et al. (2012) wurde innerhalb dieser Arbeit nicht durchgeführt. Einerseits fehlt es an repräsentativen Vergleichsdaten (Reflexionsspektren) der beschriebenen Vorkommen und andererseits sind die Auswirkungen der gerätespezifischen Einflussfaktoren (vgl. Kap. 7.2.1) auf die erzeugten Reflexionsspektren unbekannt. Solange diese Faktoren jedoch nicht verifiziert sind, birgt ein Spektrenvergleich zwischen Rohstoff und Artefakt ein hohes Fehlerpotential.

Die in dieser Arbeit als Amphibol dominierte Gesteine beschriebenen Lithotypen bestehen, wie unter Kapitel 7.2.1 aufgezeigt, aus Tremolit und/oder Aktinolith bzw. dem entsprechenden Mischkristall. Die Gründe, warum keine differenziertere Aussage getroffen wurde, sind eingehend erläutert.

Gesteine, die mindestens zu 95 % aus Tremolit und/oder Aktinolith (oder den entsprechenden Mischkristallen) bestehen, werden auch als nephritische Jade bezeichnet (Harlow et al. 2007). Da der Amphibolanteil in den untersuchten Artefaktrohstoffen unklar ist, wurde diese Begrifflichkeit ebenfalls nicht verwendet.

Wie auch bei den Jadeititen wird davon ausgegangen, dass die Rohstoffbasis für nephritische Jade in mehreren Dezimeter mächtigen, kryptokristallinen, stark verfilzten linsen- und/oder gangartigen Strukturen auftritt und dort zu suchen ist (Harlow et al. 2007, Harlow & Sorensen 2005).

Vorkommen nephritischer Jade sind im ägäischen und westanatolischen Raum nicht bekannt, noch nicht entdeckt oder das Wissen um Vorkommen ist nicht publiziert (Harlow et al. 2007, Harlow & Sorensen 2005).

Nephritische Jade entsteht durch Kontakt- und/oder Infiltrationsmetasomatose in zwei unterschiedlichen lithologischen Settings: 1. Verdrängung von Dolomit durch SiO₂-reiche Fluide, die ihren Ursprung in einem granitischen Plutonismus haben; 2. Verdrängung von Serpentin durch Kalzium-Metasomatose am Kontakt zu quarzreicheren Gesteinen (leukokraten Magmatiten, Grauwacken, Hornsteinen, Argillit). Die Druck- und Temperaturbedingungen unter denen sich nephritische Jade bildet, entsprechen weitestgehend der Grünschieferfazies (Harlow et al 2007).

Allein die lithologischen Settings sowie die Druck-/Temperaturbedingungen unter denen nephritische Jade entstehen kann, geben einer „Prospektion“ auf mögliche Vorkommen im westanatolischen-ägäischen Raum ungeahnte Dimensionen. Die genannten Gesteinskombinationen mit einer grünschieferfaziellen Überprägung sind in diesem Raum sehr weit verbreitet (vgl. Kap.3) und es dürfte schwer sein, Ansatzpunkte für zukünftige Forschungsarbeiten zu finden.

9.4 Überlegungen zur möglichen Herkunft von Andesit, Rhyolith und Trachyt

Trotz der vorliegenden Gesamtgesteinsanalysen der frühbronzezeitlichen Reibsteine aus Trachyt bzw. aus Rhyolith, kann nach Ansicht des Autors eine vergleichende geochemische Provenienz zwischen dem Gesteinsmaterial der Funde mit den nächstgelegenen Vulkanitvorkommen, basierend auf den methodischen Ansätzen von u.a. Gluhak & Schwall (2015), Kunze (2012) und Gluhak (2010) nicht durchgeführt werden.

Die sich bisher bewährte Herkunftsbestimmung von vulkanischem Material (u.a. nach der Methodik der oben genannten Autoren) anhand geochemischer Signaturen basiert im Wesentlichen auf dem Vergleich der immobilen Elemente, welche gegenüber Alterationsvorgängen und/oder metamorpher Überprägung stabil sind. Die Mobilität der Elemente in vulkanischen Gesteinen ist durch Rollinson (1993), Humphries (1984) und Pearce (1983) gut dokumentiert. Demnach sind Elemente wie Zr, Ti, Nb, Ta, Y, Al, P, Co, Cr, Ni und bedingt die Seltenerdelemente unter den häufigsten Bedingungen immobil, wohingegen Fe, Mg, Na, Si, Ca, K, Ba, Sr, Rb und Mn unter den genannten Bedingungen an- oder abgereichert werden können. Der Vergleich und die Interpretation der Daten basiert auf verschiedenen Auswertungs- und Bearbeitungsschritten. Darunter fallen u.a. Diskriminanz- und Clusteranalysen sowie Multielement- und Diskriminationsdiagramme.

Die nächstgelegenen Vulkanitkomplexe, die Trachyte und/oder Rhyolithe aufweisen, finden sich nordöstlich (Cumaovası Vulkanitkomplex; Borsi 1972, Innocenti & Mazzuoli 1972), östlich (Balatçık Vulkanite, Ercan et al. 1985) und südlich (Hisartepe Vulkanite, Ercan et al. 1985) sowie westlich (Insel Samos-Vulkanite von Ambelos und Koumeika; Pe-Piper & Piper (2007), Pe-Piper & Piper (2002), Paraskevopoulos (1958)) des Çukuriçi Höyük (Abb. 9.1.1).

Das grundsätzliche Problem, das einen geochemischen Vergleich zwischen Artefakten und den aufgeführten möglichen Rohstoffvorkommen verneint ist, dass die in der Literatur verfügbaren Vergleichsdaten (Pe-Piper & Piper (2007), Pe-Piper & Piper (2002), Ercan et al. (1985), Borsi (1972), Innocenti & Mazzuoli (1971) und Paraskevopoulos (1958)) der oben genannten Vulkanitvorkommen nicht für einen Vergleich geeignet sind. Die verfügbaren Daten umfassen entweder nur vereinzelte Proben und/oder die benötigten Elemente für den Vergleich wurden nicht oder nur sporadisch analysiert. Gluhak (2010) verweist ebenso eingehend auf die Problematik bei der Nutzung von Vergleichsdaten aus der Literatur. Hier wird u.a. aufgeführt, dass die Daten einer starken Heterogenität, in Bezug auf die Probenaufbereitung sowie der angewandten Analysemethoden unterliegen und damit für Vergleiche generell kritisch zu bewerten sind. Eigenen Referenzproben/Datenbanken sollte der Vorzug gegeben werden.

Der Aufbau einer repräsentativen Vergleichsdatenbank im Rahmen dieser Arbeit war nicht möglich, da das Ausmaß der Bearbeitung als zu umfassend bewertet wurde. Dies bedingt sich einerseits durch die Größe der Vulkanitkomplexe (Cumaovası, mehrere 100 km²; Helvacı et al. 2009, Borsi 1972), andererseits durch die räumlich weite Verteilung sowie durch die stark variierende Zusammensetzung der Vulkanitkomplexe (Balatçık und Hisartepe, Ercan 1985). Beide Umstände zwingen dazu, dass die Vergleichsdatenbank auf einer hohen Anzahl an Proben aufbaut, um die Streuung des Gesamtgesteinschemismus der jeweiligen Vulkanitkomplexe ansatzweise greifen zu können.

Als gesichert gilt, dass es sich bei den Trachyten und dem Rhyolith der frühbronzezeitlichen Reibsteine nicht um lokale Rohstoffe handelt. Die Balatçık Vulkanite liegen zwar an der Grenze des betrachteten Gebietes (Abb. 6.1.3), jedoch kann ein fluviatiler Transport in die Nähe des Çukuriçi Höyük ausgeschlossen werden. Dies bedingt sich durch die morphologischen Begebenheiten und den Verlauf der Bäche, die die Balatçık Vulkanite schneiden (Abfluss in Richtung des Büyük Menderes Graben).

Für die Trachyte kommen alle vier genannten Vulkanitkomplexe als Rohstoffvorkommen und für den Rhyolith die Vulkanite auf Samos (Ambelos/Koumeika) und der Cumaovasi Vulkanitkomplex in Frage, da diese Lithotypen dort nachgewiesen sind (Pe-Piper & Piper (2007), Pe-Piper & Piper (2002), Ercan et al. (1985), Borsi (1972), Innocenti & Mazzuoli (1972), Paraskevopoulos (1958)). Eine weitere Klärung ist hier nur auf Grundlage einer geochemischen Provenienz mit umfangreichen Untersuchungen an den Rohstoffvorkommen sowie einer spezifischen Fragestellung möglich.

In den Spektren der Gesteinskleinfunde traten ebenfalls Vulkanite auf, die nur durch eine makroskopische Charakterisierung als Andesit bzw. Rhyolith identifiziert wurden (vgl. Kap. 7.1). Da die Charakterisierung der Lithotypen dieser Artefakte nur auf einer makroskopischen Beschreibung fußt, unterliegt diese einer sehr hohen Fehlertoleranz. Die Toleranz ist weitaus höher als bei den Plutoniten (vgl. Kap. 9.1 und Kap. 9.2). Dies bedingt sich hauptsächlich durch die nicht bzw. schwer bestimmbare Zusammensetzung der feinkristallinen Grundmasse der Vulkanite. Das Wissen um die Zusammensetzung der Grundmasse ist aber essentiell für eine genaue Klassifizierung dieser Gesteine und zeigt gleichzeitig die Grenzen der angewandten Methodik auf. Für eine genaue Klassifizierung dieser Lithotypen ist eine Probennahme für weiterführende mikroskopische und geochemische Analysen unumgänglich. Im Umkehrschluss bedeutet dies nicht, dass die makroskopische Charakterisierung als falsch zu bewerten ist. Die beobachteten Gesteins-eigenschaften, die Texturen/Strukturen, die Mineralzusammensetzung (Einsprenglinge) und die Härte der Grundmasse erlaubt zumindest eine sichere Einordnung der verwendeten Gesteine als nicht metamorph überprägte Vulkanite mit einer intermediären bis felsischen Zusammensetzung. Die makroskopische Gesteinscharakterisierung gestattet zumindest die Aussage, dass es sich hierbei nicht um einen lokalen Rohstoff handelt, da diese Arten von Lithotypen in der betrachteten Region (lokal) nicht bekannt sind bzw. nicht an der Oberfläche anstehen.

10. Zusammenfassung Teil I – Gesteinsrohstoffe

Ausgehend von der naturräumlichen Situation liegt der Çukuriçi Höyük in einem Seitental, welches bis in die Frühbronzezeit eine gute Zugänglichkeit über das Meer besaß. Allerdings existierte über Land nur eine begrenzte Zugänglichkeit (gut kontrollierbar), die aber gleichzeitig Verbindungen in die umliegenden Regionen gewährleistete.

Die lokale Geologie im Umfeld des Çukuriçi Höyük wird bestimmt durch die Gesteine/Gesteinsformationen des KMKMM, welche nur zwischen Gümüldür, Tire und der Dilek-Halbinsel in Westanatolien anstehen. Ein herausstechendes Merkmal des KMKMM ist die hohe Diversität an unterschiedlichsten Lithotypen mit stark differierenden Eigenschaften auf engem Raum. Diese hohe Diversität ist in den benachbarten Gesteinsformationen (Menderes Massiv und Bornova Flysch) nicht zu finden. Die Diversität an Lithotypen kann als ein lokales Alleinstellungsmerkmal i.w.S. betrachtet werden. Damit stand der Gesellschaft des Çukuriçi Höyük ein breites Spektrum an Gesteinsrohstoffen zur Verfügung.

Dass die breite Fülle an verschiedensten Gesteinsrohstoffen am Çukuriçi Höyük auch genutzt wurde, ergibt sich aus der Zusammensetzung der Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde, Mauergesteine und Reibsteine. Das wesentliche Ergebnis des ersten Teils dieser Arbeit ist, dass über alle betrachteten Siedlungsphasen und Epochen des Çukuriçi Höyük der Anteil an lokalen Gesteinsrohstoffen, unabhängig von deren Verwendung, sehr hoch war. Der Anteil von Lithotypen aus regionalen oder überregionalen Gesteinsvorkommen ist sehr gering (maximal 2,5 % im Spätneolithikum bei den Gesteinskleinfunden und ca. 13 % bei den frühbronzezeitlichen Reibsteinen). Die Mauergesteine beispielsweise bestehen vollständig aus lokalem Material.

Es kann davon ausgegangen werden, dass überwiegend die stark Geröll führenden Sedimentakkumulationen der Bäche, die in relativer Nähe zum Tell verlaufen, als Materialbasis dienten. Dies begründet sich dadurch, dass diese Akkumulationen in großen Mengen vorliegen, die Gesteine in unterschiedlichsten Größen sowie Formen zu finden sind und eine Vielzahl verschiedener Lithotypen des geologischen Hinterlandes an „einem“ Punkt konzentriert sind. Die Nutzung dieser Sedimentakkumulationen wird am ehesten durch die Rundungsgrade der Mauergerölle deutlich, die nur durch einen fluvialen Transport entstehen können.

Mit Sicherheit wurden auch Hangschuttgerölle als leicht zugängliches Gesteinsmaterial verwendet. Es ist auch anzunehmen, dass bestimmte Gesteinsrohstoffe gezielt aufgesucht wurden. Als Beispiel sei hier der Talkschiefer genannt. Dieser Lithotyp ist bisher nur von einer Lokalität im lokalen Umfeld des Çukuriçi Höyük bekannt, welche in einer etwas größeren Entfernung (ca. 10 km) zum Tell liegt und nicht über gravitativen oder fluvialen Transport in die Nähe des Tells gelangen konnte.

In allen untersuchten Siedlungsphasen bilden die Gesteine der Gesteinsgruppen Karbonatgesteine, Metapelite, Ultramafite/Metaultramafite und Milchquarz, die auch die Geologie im unmittelbaren Umfeld des Tells dominieren, die am häufigsten (qualitativ) verwendeten Lithotypen. Diese Aussage trifft auf die Gesteinskleinfunde, die Reibsteine als auch die Mauergerölle zu.

Die Gesteinsspektren der Gesteinskleinfunde der jeweiligen Siedlungsphasen und Epochen zeigen durchgehend eine starke Diversität. Die Spektren weisen zwischen 37 (Spätneolithikum) und 24 (Frühbronzezeit) verschiedene Lithotypen auf. Wie ausführlich diskutiert wurde, lässt sich eine quantitative und qualitative Veränderung in der Zusammensetzung der Spektren zwischen den einzelnen Siedlungsphasen/Epochen nur schwer interpretieren. Dies bedingt sich dadurch, dass die Zusammensetzung der jeweiligen Gesteinsspektren in einer Abhängigkeit zur Gesamtfundanzahl steht. Es ist am ehesten wahrscheinlich, dass es zu einem Anstieg der Diversität zwischen dem Früh- und Spätneolithikum kam. Eine Aussage hinsichtlich einer Veränderung der Diversität zwischen dem Spätneolithikum und der Frühbronzezeit kann nicht getroffen werden.

Allerdings lassen sich an einzelnen Lithotypen und/oder Gesteinsgruppen der Kleinfunde quantitative Veränderungen über die einzelnen Epochen aufzeigen. Als auffällig zu bezeichnen ist die abnehmende Menge an Metapeliten und Karbonatgesteinen hin zur Frühbronzezeit. Der Chloritglimmerschiefer, im Neolithikum häufig anzutreffen, fehlt in der Frühbronzezeit völlig. Dahingegen nimmt die Menge an Schmirgelgestein im Vergleich zu den neolithischen Phasen in der Frühbronzezeit stark zu. Grundsätzlich unterliegen die Gesteinsspektren der Kleinfunde über alle Siedlungsphasen hinweg keinen drastischen Veränderungen hinsichtlich der mengenmäßigen Nutzung der einzelnen Lithotypen.

Die Gesteinszusammensetzung der spätchalkolithischen Grabenverfüllung (verstärkte Architekturreste) und der frühbronzezeitlichen Mauergerölle kann als weitgehend stabil betrachtet werden. Quantitativ treten stärkere Verschiebungen auf, vor allem zwischen Marmor und den Glimmerschiefern. Marmor dominierte mengenmäßig die Mauergerölle (Grabenverfüllung) im Spätchalkolithikum und nahm bis in die Frühbronzezeit (CuHö Phase III) deutlich ab, während die Glimmerschiefer zunahm. Ob es sich hierbei um ein verändertes Nutzungsverhalten handelt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Aus der Logik heraus scheint die vermehrte Verwendung von Glimmerschiefern für den Mauerbau nachvollziehbar, da sich diese durch ihre plattige Gestalt besser verbauen lassen als klobige Marmore. Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass das vorliegende Ergebnis durch die stark unterschiedlichen Zählmengen der Mauergerölle beeinflusst wurde.

Die Nutzung von Gesteinsrohstoffen erfolgte am Çukuriçi Höyük nicht wahllos. In allen Epochen konnte anhand prägnanter Beispiele (Gesteinskleinfunde, Reibsteine) aufgezeigt werden, dass eine ausgeprägte selektive Nutzung der Materialien stattfand.

Bei der Auswahl der Gesteine hinsichtlich der Nutzung, wurden verschiedenste Gesteinseigenschaften berücksichtigt. Nachweislich unterlag die Auswahl verschiedenen Aspekten: 1. Die Gesteinsfarbe, die Zähigkeit/Härte, die Spaltbarkeit des Gesteins und der Grad des Glanzes; 2. Die Festigkeit und Härte im Zusammenhang mit der Bearbeitbarkeit hinsichtlich der Schaffung komplexer Formen sowie die Oberflächenmorphologie. Bei den Untersuchungen sticht vor allem heraus, dass insbesondere die starke Diversität von Lithotypen mit verschiedensten Gesteinseigenschaften eines Artefakttyps auf eine selektive Nutzung verweist und nicht immer eine scharfe Trennung von Artefakttypen aus unterschiedlichen Gesteinen vorliegen muss.

Bei den Gesteinsrohstoffen, die aus regionalen oder überregionalen Gesteinsvorkommen stammen, handelt es sich um Jadeit dominiertes Gestein, Amphibol dominiertes Gestein, Rhyolithe, Trachyte, Andesite sowie Plutonite mit einer dioritischen/granodioritischen Zusammensetzung.

Da bei diesen Gesteinsrohstoffen die Grundlagen für weiterführende Provenancestudien fehlen, wie ausführlich diskutiert wurde, konnte nur ein Überblick über die möglichen Vorkommen dieser Materialien gegeben werden. Dieser Überblick gibt im Groben schon eingrenzende Aussagen über die möglichen Lokalitäten dieser Rohstoffe vor, welche aber als hypothetisch zu betrachten sind solange keine weiterführenden Untersuchungen durchgeführt wurden.

Potentielle Plutonite mit einer dioritischen/granodioritischen Zusammensetzung ohne metamorphe Überprägung finden sich vereinzelt an der westanatolischen Küste nördlich des Çukuriçi Höyük sowie in großer Anzahl auf den Kykladischen Inseln. Die nächstgelegenen Vorkommen finden sich am Westrand von Samos (ca. 70 km Entfernung) und im Bozdağ Gebirge (ca. 90 km Entfernung).

Jadeit dominierte Gesteine sind durch ihren komplexen Entstehungsprozess und die seltenen Umstände, die zur einer oberflächennahen Exhumierung dieser Hochdruck-Niedrigtemperatur-Gesteine, führen nur durch wenige Vorkommen belegt (auch global). Die im westanatolisch-ägäischen Raum bekannten Vorkommen liegen auf den Kykladischen Inseln (Syros) sowie in der nordwestlichen Türkei.

Die möglichen Vorkommen an Rhyolithen, Trachyten und Andesiten konzentrieren sich ebenfalls auf den Kykladischen Inseln und entlang der westanatolischen Küste. Ob die zum Tell nächstgelegenen Vulkanitkomplexe (Cumaovası, Balatçık, Hisartepe, und auf Samos) die Materialbasis für die am Çukuriçi Höyük verwendeten Vulkanite waren, kann weder bestätigt noch ausgeschlossen werden.

Über die Herkunft der Amphibol dominierten Gesteine kann auf Grund der fehlenden Kenntnis über solche Vorkommen in der regionalen/überregionalen Umgebung des Tells keine Aussage getroffen werden.

Trotz der hypothetischen Annahmen zu den Vorkommen der Gesteinsrohstoffe mit regionaler/überregionaler Herkunft, deutet sich ein schwaches Verteilungsmuster an. Unter Ausnahme der Amphibol dominierten Gesteine, sind die möglichen Vorkommen dieser Lithotypen vor allem auf den Kykladischen Inseln und entlang der westanatolischen Küste zu finden.

Dass die lokalen Erzvorkommen nicht die Rohstoffbasis für die späthalkolithischen und frühbronzezeitlichen Metallhandwerker am Çukuriçi Höyük gebildet, haben wird im folgenden zweiten Teil der Arbeit aufgezeigt.

Teil II - Die Erzrohstoffe

11. Das Arbeitsgebiet

Geographisch erstreckt sich das Untersuchungsgebiet zu den Erzvorkommen ungefähr von der Linie Izmir-Turgutlu bis in die weitere Umgebung der Ortschaft Koçarlı (Nord-Süd) sowie zwischen der Ortschaft Efemçukuru im Westen und der Stadt Kiraz im Osten. Dieses Gebiet umfasst große Teile vom Kykladischen Komplex des Menderes Massives, die südlichen Bereiche der Bornova Flysch Zone als auch die westlichen Teile des zentralen Menderes Massives und die nördlichen Ausläufer des südlichen Menderes Massives (vgl. Abb. 9.1.1 und Abb. 11.1).

Seitens des Projektes gab es keine Vorgaben hinsichtlich der Erstreckung/Ausrichtung des Untersuchungsgebietes zu diesem Themenschwerpunkt. Die Auswahl erfolgte nach zwei Punkten: 1. Lage der bekannten und vermuteten relevanten Erzvorkommen; 2. Die Absteckung der Grenzen für das Arbeitsgebiet stand immer in der Abhängigkeit zu dem zur Verfügung stehenden Zeitfenster der Kampagnen. Der wesentliche Einflussfaktor hinsichtlich der begrenzten Zeit bestand in den infrastrukturellen sowie geographischen Begebenheiten der Region, hier vor allem die unterschiedlichen und teilweise schwer kalkulierbaren Fahrzeiten zu den Vorkommen.

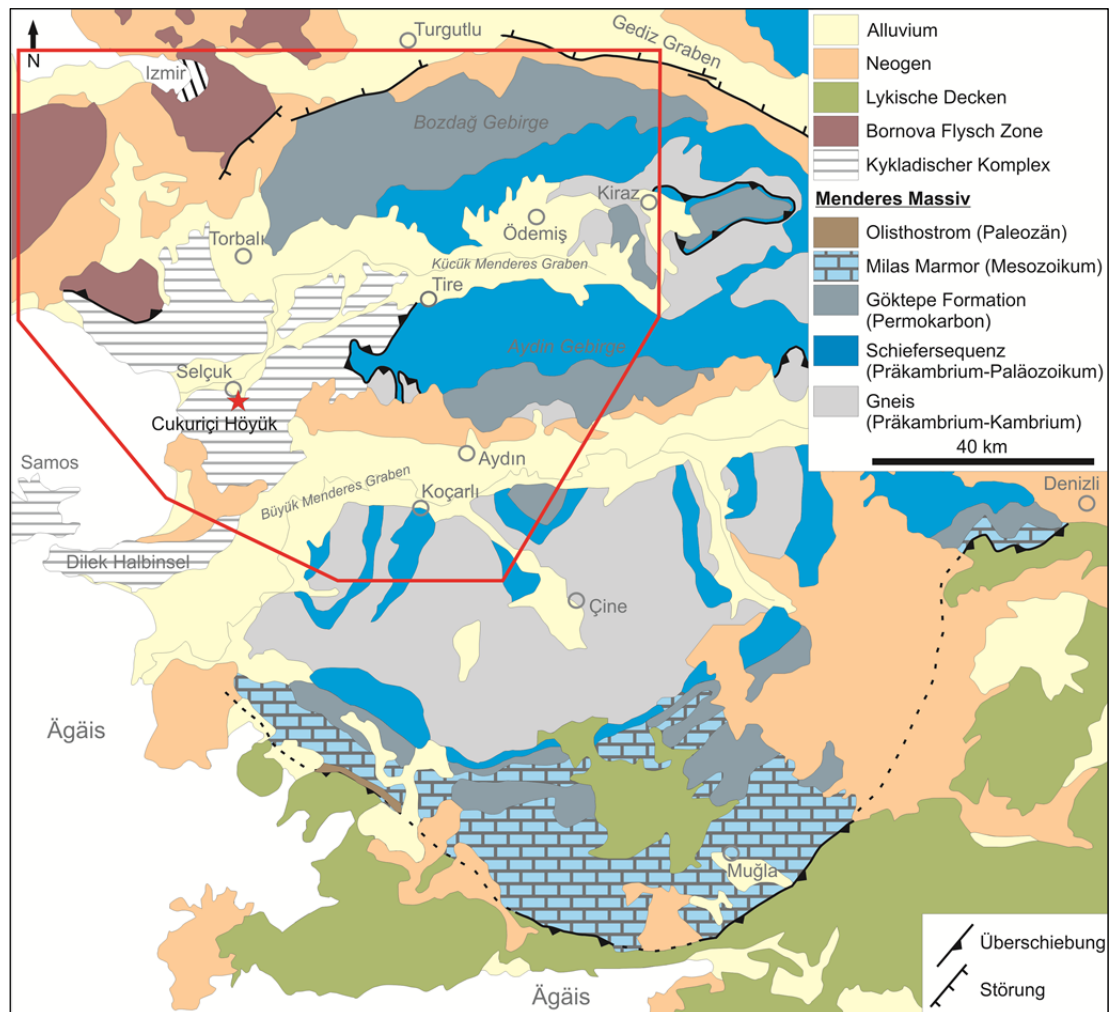


Abb. 11.1: Geologische Übersichtskarte der Westtürkei. Rot umrandet das Arbeitsgebiet zu den Erzvorkommen (geologische Grundlage verändert nach Okay 2001).

12. Methodik

12.1 Die Probennahme

Die Beschaffung von Erzproben für die Untersuchungen erfolgte auf unterschiedliche Weise. Teilweise stehen die Erzvorkommen nicht mehr im Abbau und/oder die Grubengebäude sind nicht zugänglich. In diesem Fall stammen die Erzproben von Abraumhalden. Hier bestimmte die Fundsituation die Menge und die Qualität der Erzproben. Das Probenmaterial der Lagerstätte Efemçukuru und der goldhaltigen Arsenopyritvorkommen von Zeytinlik und Kemer wurden von Dr. Tolga Oyman (Dokuz Eylül Universität Izmir) und Dr. Sinan Akiska (Universität Ankara) zur Verfügung gestellt und konnten vollständig verwendet werden. Die Probennahme der Erze der Lagerstätte Sarıyurt erfolgte direkt untertage. Nach Möglichkeit wurde versucht, von jedem Vorkommen drei Proben zu nehmen.

Grundsätzlich sind alle eigenen Proben klar zugeordnet und die Fundpunkte mit Koordinaten belegt (Anhang A5-A1). Insgesamt existieren für die Untersuchungen 29 Proben von zehn Einzelvorkommen.

12.2 Probenaufbereitung

Für die petrographische Charakterisierung der Proben wurden polierte Dünnschliffe bzw. Anschliffe hergestellt. Jedoch wurde darauf verzichtet, von jeder einzelnen Probe Schliffe anzufertigen, wenn von einem Vorkommen mehrere makroskopisch ähnliche Proben vorlagen. Das Material für die Schliffe bestand überwiegend aus den geringer vererzten Teilen der Proben, um für die Analytik reichere Erzpartien zur Verfügung zu haben.

Der erste Schritt der Aufbereitung für die geochemischen Analysen bestand in der Grobzerkleinerung der Proben mit dem Hammer. Die Proben wurden dafür zwischen dicken Lagen aus Papierblättern gepackt und zerkleinert. Bei armen Erzen, die eine noch makroskopisch erkennbare Vererzung aufwiesen, wurden durch Auslese von Gangart und Nebengestein aufkonzentriert. Diese Herangehensweise war bei starken Verwachsungen nur bedingt erfolgreich und bei einer disseminierten Vererzung nicht möglich. Anschließend wurden die Proben in einem Achatmörser pulverfein aufgemahlen.

Die Probenaufbereitung sowie die Analysen für die Bleisotopie und die instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse erfolgten am Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie gGmbH nach den dortigen angewandten Verfahren.

12.3 Rasterelektronenmikroskop

Begleitend zur Durch- und Auflichtmikroskopie der Erz- und Nebengesteinsminerale wurde das Rasterelektronenmikroskop (REM) des Institutes für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg genutzt. Bei dem Rasterelektronenmikroskop handelt es sich um ein JEOL JSM 6300, gekoppelt mit einem EDX-Detektor (energiedispersive Röntgenspektroskopie) X-Flash 5010 von Bruker (Energieauflösung 123 eV). Die Nachweisgrenze des EDX-Detektors liegt bei 1% (Reed 2005). Die entsprechenden An- und Dünnschliffe wurden mit Kohlenstoff bedampft. Die Messungen (energiedispersive Röntgenspektren) sind semiquantitativ, aber zur Mineralbestimmung in den meisten Fällen gut geeignet. Das Rasterelektronenmikroskop kam zum Einsatz um Minerale, hier vor allem sekundäre Erzminerale, wo die mikroskopische Identifizierung an ihre Grenzen stößt, zu überprüfen. In Teilen wurde nur wenige Sekunden gemessen, um die Vermutung auf bestimmte Minerale zu bestätigen. Die Auswertung der EDX-Daten erfolgte mit der Software Quantax 200 von Bruker.

12.4 Bleiisotopie mittels Massenspektrometrie

Die Bestimmung der Bleiisotopenverhältnisse erfolgte mit einem Multi-Kollektor Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma (Argon) als Ionenquelle (Neptune Plus HR-MC-ICP-MS) am Curt-Engelhorn-Zentrum für Archäometrie gGmbH.

Die Proben wurden in verdünnter Salpetersäure gelöst und das Blei mittels Ionenchromatographie von der Matrix getrennt. Die im Massenspektrometer auftretende Massendiskriminierung des Bleis wurde durch die Zugabe von Tl korrigiert, für das ein Verhältnis von $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2,3871$ und ein exponentielles Fraktionierungsverhalten angenommen wird. Die Interferenz von ^{204}Pb und ^{204}Hg wird durch die Messung von ^{202}Hg korrigiert, mit einem Verhältnis von $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg} = 0,2293$. Die in-run Präzision der Messung beträgt 0,02 bis 0,05% (2σ) je nach Isotopenverhältnis.

Messungenauigkeit (2σ) wurde mittels eines Auswerteprogramms anhand von Mehrfachmessungen bestimmt (meist 3). Die Ergebnisse und Messungenauigkeit (2σ) für die einzelnen Proben und die jeweiligen Bleiisotopeverhältnisse sind im Anhang A05-A2 bis A5 angegeben. Grundsätzlich lag die Messungenauigkeit bei für die Verhältnisse $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sowie $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ bei maximal 0,03 % und bei den anderen Verhältnissen bei maximal 0,06 %.

12.5 Die instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA)

Für die INAA wurde etwa 200 mg Probenmaterial zusammen mit einem geeigneten Flusstandard eingewogen und im TRIGA-Reaktor des Instituts für Kernchemie der Universität Mainz bestrahlt. Die Bestrahlung erfolgte mit thermischen Neutronen bei einem Neutronenfluss von 10^{12} n/cm²s und einer Bestrahlungsdauer von 6 Stunden. Die Messungen wurden am Curt-Engelhorn-Zentrum in Mannheim mit einem Reinstgermaniumdetektor (HPGe) durchgeführt und die Gammaspektren mit dem Programm Gammavision (Ametek) ausgewertet. Durch das Auswertungsprogramm werden auch Fehler ausgegeben (1σ in Prozent), die unter anderem Peak-Geometrie, Peak-zu-Untergrund-Verhältnis, Peak-Fläche sowie Unsicherheiten bei Zählraten berücksichtigen (1σ in Prozent).

Die verwendeten Standards waren der NIST-SRM-400 Standard (National Institute of Standards and Technology) und der BAM-227 Standard (Bundesanstalt für Materialforschung). Die Messpräzision betrug ca. 2 % bei Cu, As, Sb, Ag und Zn, zwischen 10 und 20 % bei Fe, Co, Au und Se sowie 20 bis 50% bei Ni, Sn und Te, die meist nahe oder unter der Nachweisgrenze lagen. Die Ergebnisse der INAA sind unter Anhang A07-A aufgeführt.

12.6 Die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Herstellung der Pulvertabletten sowie die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse wurden am Institut für Geowissenschaften der Eberhard Karls Universität Tübingen durchgeführt. Verwendet wurde ein wellenlängendispersive Röntgenspektrometer der Firma Bruker (AXS S4 Pioneer). Die Messungen an Pulverpresstabletten (6 g Probe; 1,2 g Wachs) erfolgte mit dem firmeneigenen, standardlosen Programm „Multi-Res-Vac34“. Dabei werden in 35 Minuten Messzeit pro Probe alle Elemente abgescannt und quantitativ umgerechnet. Die Ergebnisse der WDRFA sind unter Anhang A07-B aufgeführt.

13. Revision des Erzlagerstätteninventars im Arbeitsgebiet

Während des Pilotsurveys 2011 zu den Erzlagerstätten und Erzvorkommen im lokalen Umland des Çukuriçi Höyük kam es öfter vor, dass die in den verschiedensten Quellen [u.a. MTA 2009 (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 2009), MTA 1970, MTA 1972, Ryan 1957, Topografische Karte M 18 1:100.000 Harita Genel Komutanlığı 1999] genannten bzw. verzeichneten Erzvorkommen nicht

aufgefunden werden konnten und/oder das es sich um einen vollkommen anderen Rohstoff an der aufgesuchten Lokalität handelte. Die Gründe für diese Umstände sind mit Sicherheit vielfältig, aber die wesentlichste Ursache dürfte im Stand der Dokumentation über Erzvorkommen/Erzlagerstätten zu suchen sein, welcher in der Türkei noch nicht mit dem im europäischen Raum zu vergleichen ist.

Auf Grundlage dessen wurde während des Hauptsurveys 2012 versucht, die in der Literatur genannten Erzvorkommen im Arbeitsgebiet so umfassend wie möglich zu überprüfen und deren Existenz zu verifizieren.

Die mannigfaltigen Erkenntnisse aus dieser Geländearbeit nötigen zu einer Revision, da einige dieser „Pseudovorkommen“ schon länger in der Literatur genannt werden und sich oft archäologische Interpretationen auf diese stützen (u.a. De Jesus 1980). Im Gesamtbild dient diese Revision natürlich dazu, um das Lagerstätteninventar im Umland des Tells sauber darzustellen. Das in der begrenzten Zeit, mögliche Lücken verbleiben, vor allem mit dem Hinblick auf den Dokumentationsstand, liegen in der Natur der Sache. Diese zu schließen, ist zukünftigen Arbeiten vorbehalten.

Kupfervorkommen von Sekiköy und Bülbüller

Nach Ryan (1957) befinden sich nordwestlich der Stadt Ödemiş, in der Nähe der Ortschaften Sekiköy und Bülbüller, zwei Kupfervorkommen.

Die Interpretation von Ryan (1957), dass sich bei Sekiköy eine Kupferlagerstätte befindet, was auch später in die Publikationen vom MTA (1972) und De Jesus (1980) übernommen wurde, fußt auf einer vor Ort gefundenen Halde mit vererztem Gestein, ohne dass diese mit Altbergbauspuren oder einem ausbeißenden Erzvorkommen (auch in der weiteren Umgebung) in Zusammenhang stand. Pernicka (1987) verweist auf Tagebucheinträge von Wagner (1975), der bei Sekiköy einen rot und gelb verwitternden Gang im Glimmerschiefer beschreibt, welcher durch einen Stollen aufgeschlossen ist. Die beobachteten Erzminerale in den Gesteinen der Halde sind Pyrit, Arsenopyrit und Chalkopyrit sowie die Gangart Quarz. Während der Geländearbeit konnten die Halde und der Stollen nicht wieder gefunden werden. Auch den Einwohnern von Sekiköy sind Bergbauspuren oder Vererzungen nicht bekannt. Auf Grundlage einer herrenlosen Halde sowie das Fehlen geologisch-lagerstättenkundlicher Informationen zu dem oben beschriebenen Gang, stellen nach Ansicht des Autors keine Basis dar, um an dieser Lokation auf ein Kupfervorkommen zu schließen.

Weiter beschreibt Ryan (1957) eine 5-6 m breite Gangzone von über 100 m Länge, die 2 km nördlich von Bülbüller liegt. Aus einem 60 cm breiten Quarzgang existiert eine Elementanalyse, die auf einen Kupfergehalt von 2,53 % verweist. Die hier vorkommenden Erzminerale sind Pyrit, Chalkopyrit und Pyrrhotin. Des Weiteren wurden alte Abbauspuren verzeichnet, ohne diese jedoch näher zu beschreiben (MTA 1972). Aufgrund der ungenauen Positionsangaben wurden die Gangzone sowie die alten Abbaue nicht gefunden. Aus Gesprächen mit Einwohnern der Ortschaften Bülbüller, Yusufdere und Veliler ergaben sich ebenfalls keine weiteren Hinweise auf dieses Vorkommen.

Die detailliertesten Informationen gibt ein Reisebericht von Weiss (1901). Dieser beschreibt bei Bülbüller höhlenartige Strukturen im Gestein, die er als altrömische Bergbauspuren interpretiert. In den Altbergbau wurden zum Zeitpunkt der Geländearbeit von Weiss (1901) neue Erkundungsstollen getrieben, die oft in alte Baue schlugen. In den bei Bülbüller durch den Bergbau aufgeschlossenen Glimmerschiefern fand Weiss (1901) geringste Mengen Pyrit und Chalkopyrit innerhalb quarzreicher Lagen der Glimmerschiefer. Weiter durchsetzen sehr geringmächtige und steil nach Süden einfallende Quarzgängchen die Glimmerschiefer, an denen selten etwas Chalkopyrit zu finden war. Das Streichen der Gänge beträgt 70° bzw. 140°. Weiss (1901) selbst beschreibt dieses Vorkommen nicht als Kupfervorkommen, gibt aber keine eigene Interpretation über eine mögliche Genese oder eine Erzmineralparagenese.

Die Existenz eines alten Bergbaus nördlich von Bülbüller ist durch den Bericht von Weiss (1901) belegt. Das während der eigenen Geländearbeit dieser Bergbau nicht wieder gefunden wurde, mag an der ungenauen Lagebeschreibung liegen. Andererseits besteht die Möglichkeit, dass das Vorkommen samt Bergbauspuren durch großflächige Bauaktivitäten (Staudamm mit 500 m Kronenlänge) in dem Gebiet zerstört wurde.

Diese Vorkommen anhand einer einzelnen geochemischen Analyse ohne jegliche weitere Informationen bzw. Beweise als ein Kupfervorkommen zu charakterisieren, entbehrt jedoch jeder Grundlage. Aus der Sicht des Autors weisen die bekannte Erzmineralparagenese, die Ausbildung der Vererzung, die tektonischen Begebenheiten, die Gangart und das Nebengestein sehr starke Ähnlichkeiten zu den räumlich nahe gelegenen Gold führenden Arsenopyritvorkommen nördlich von Ödemiş auf (vgl. Kap. 14).

Ausbisse von Kupfer-Blei-Zinkmineralisationen bei Aydın

Nach der metallogenetischen Karte des MTA (2009) sind nördlich von Aydın drei relativ nahe beieinander liegende Blei-Zink bzw. Kupfer-Blei-Zink Ausbisse zwischen den Ortschaften Karaköy-Paşayaylası, Kalfa und Karagölzer ohne weitere Informationen verzeichnet. Während der Geländearbeit wurden keine Hinweise auf diese verzeichneten Erzausbisse gefunden. Informationen der Einwohner in den genannten Ortschaften zufolge sind bis in das weitere Umfeld keine Erzausbisse oder alte Bergbauspuren bekannt. Allerdings wurde berichtet, dass bei Karagölzer um das Jahr 2000 illegale Untersuchungsarbeiten auf „Erze“ stattfanden. Bei diesen Untersuchungen wurde in 10 m Tiefe eine wenige Zentimeter mächtige, grob Ost-West verlaufende Gangstruktur entdeckt, die wohl schwarze bis graue Minerale aufwies.

Aus den gesammelten Informationen ergeben sich keine Anhaltspunkte für die verzeichneten Ausbisse. Trotz des Auftretens einer Gangstruktur in 10 m Tiefe kann diesem Aufschluss ohne nähere Informationen über die Mineralparagenese, keine prähistorische Höflichkeit zugesprochen werden. Spätestens das Aufsetzen in größerer Tiefe verneint die Erkenn- und Nutzbarkeit in der Prähistorie.

Blei- und Silbervorkommen am Durmus Dağı



Abb. 13.1: Ehemaliger primitiver Schmirgelgesteinsabbau nahe des Gipfels des Durmus Dağı.

De Jesus (1980) verweist auf eine Silberlagerstätte an der Gipfelspitze des Berges Durmus Dağı (1000m Höhe, vgl. Abb. 5.3) etwa 2,5 km südöstlich der Ortschaft Çınarköy. Ebenfalls wird in der topographischen Karte (M 19, 1:100.000 Harita Genel Komutanlığı 1999) annähernd an derselben Position auf ein Bleivorkommen verwiesen.

Der Interpretation von De Jesus (1980) kann nicht gefolgt werden, da hier lediglich der Fund eines silberreichen Erzstücks an der Oberfläche ohne jeglichen geologisch-lagerstättenkundlichen Bezug zu der Interpretation eines Vorkommens geführt

hat. Bei dem in der topographischen Karte M 19 verzeichneten Bleivorkommen handelt es sich wiederum um einen ehemaligen kleinen Schmirgelgesteinsabbau. Es finden sich noch höhlenartige Strukturen mit geringer Tiefe und Erstreckung (Abb. 13.1). In unmittelbarer und weiterer Entfernung zum Durmus Dağı finden sich zahlreiche Schmirgelvorkommen und zwar innerhalb der Marmore der Ayricadağ-Formation (vgl. Kap. 6.1 und Kap. 6.2).

Silbervorkommen bei Özdere

Bei Özdere, nahe der Küste, ist in den metallogenetischen Karten (MTA 2009) ein ausbeißender, Silber führender Gang vermerkt. Im Gelände konnte kein Nachweis dafür erbracht werden. Eine mehrstündige Geländebegehung erbrachte keine Hinweise auf oberflächennahe Vererzungen bzw. Bergbauspuren i.w.S.. Auch Befragungen in den umliegenden Gemeinden erbrachten keine weiteren Kenntnisse. Es wurde immer nur auf das Erzvorkommen von Gümüldür verwiesen bzw. auf die Goldlagerstätte von Efemçukuru.

Die Geologie bei Özdere wird weitestgehend von Kalksteinformationen und neogenen Sedimenten dominiert. Einzig partiell, einem Schwarzschiefer ähnliche Lagen unterhalb der Kalksteine sind als auffällig zu beschreiben. Diese sind jedoch nur durch den Straßenausbau angerissen und beißen sonst nirgends natürlich aus.

Die Goldvorkommen im Allgemeinen und das Goldvorkommen von Kure



Abb. 13.2: Stollenmundloch in Glimmerschiefern bei Kure. Versuchsbergbau (nicht fündig) auf Gold.

Die vor allem in den metallogenetischen Karten und Publikationen des MTA (MTA 2009, MTA 1970) verzeichnete Vielzahl an Goldvorkommen in dieser Region stehen im Wesentlichen mit den Arsenopyritvorkommen im Zusammenhang und sind nicht als eigenständige Vorkommen zu betrachten. Auf die Thematik, vor allem hinsichtlich der prähistorischen Höffigkeit dieser Goldvorkommen, wird noch im Kapitel 15 detaillierter eingegangen.

Unklar hingegen ist, wie das Goldvorkommen von Kure (17 km südlich von Ödemiş) zu bewerten ist. Auf dieses Vorkommen wird in der älteren als auch in der jüngeren Literatur verwiesen. Während der Geländearbeit und durch Informationen der Einwohner von Kure konnte ein neuzeitlicher Stollen (10 m lang, 2 m breit, 2 m hoch) ausfindig gemacht werden. Der angelegte Schürfstollen traf jedoch keinerlei Vererzung an. Weitere oder ältere Abbauspuren fanden sich nicht in der Umgebung. Ozgur (2003) beschreibt in diesem Gebiet zwar anomale Gold-

und Arsengehalte, aber die Abhandlung basiert rein auf der Untersuchung der Genese, im Bezug zu den goldhaltigen Arsenopyritvorkommen nördlich von Ödemiş.

14. Das Erzlagerstätteninventar im Arbeitsgebiet und die petrographische Beschreibung der Erze

Im Folgenden werden die beprobten Erzvorkommen im Arbeitsgebiet vorgestellt (Abb. 14.1). Der Überblick greift dabei auf Informationen aus der Literatur und den eigenen Geländebeobachtungen zurück. Zu jedem Vorkommen wird eine Abschätzung über die prähistorische Höffigkeit gegeben, d.h., ob die Vorkommen an der Oberfläche anstanden und damit für die prähistorischen Bergleute erkenn- sowie nutzbar waren bzw. welche Erzrohstoffe zur Verfügung standen.

Dem Überblick der einzelnen Erzvorkommen folgt die makroskopische und mikroskopische Beschreibung der genommenen Erzproben. Bei makroskopisch sehr ähnlichem Probenmaterial wurde auf die detaillierte petrographische Charakterisierung aller Proben verzichtet und eine

zusammenfassende Beschreibung vorgenommen (vgl. Kap. 4.1). Die Position der jeweiligen Vorkommen ist in Form von GPS-Koordinaten festgehalten (Anhang A05-A1).

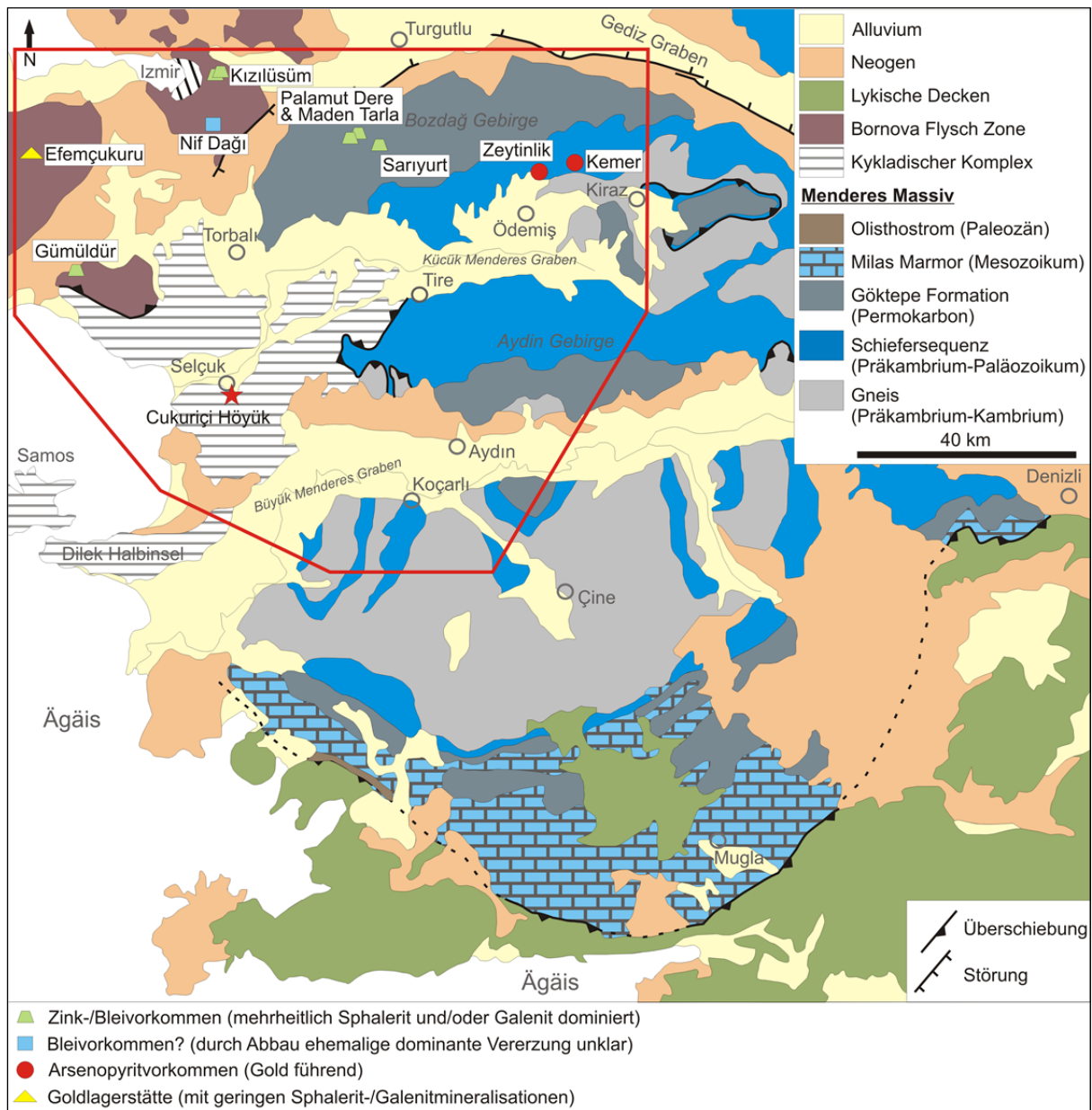


Abb. 14.1: Die beprobten Erzvorkommen und Erzlagerstätten im Arbeitsgebiet (rot umrandet, verändert nach Okay 2001).

14.1 Die Zink-/Bleivorkommen

Überblick über die Erzvorkommen von Sariyurt, Palamut Dere und Maden Tarla

Diese drei Zink-/Bleilagerstätten bzw. Vorkommen finden sich in Gesteinen der Schieferhülle des Menderes Massives, innerhalb der permokarbonen Göktepe Formation (vgl. Kap. 3, Abb.14.1). Geographisch liegen diese im Bozdağ Gebirge etwa 50 km vom Çukuriçi Höyük entfernt.

Die Lagerstätte von Sariyurt liegt etwa 3 km nordwestlich der gleichnamigen Ortschaft (Abb. 14.1.1). Die Vorkommen Palamut Dere und Maden Tarla befinden sich 1 km südlich der Ortschaft Yenikurudere, welche etwa 7 km bis 8 km nördlich von Sariyurt entfernt liegt (Abb. 14.1.1). Diese Vorkommen haben eine detailliertere Bearbeitung durch Dora (1977) erfahren. Durch die starken Ähnlichkeiten dieser drei Vorkommen in der Lagerstättengeneese, dem Mineralisationstyp, der Erzmineralparagenese der Wirtsgesteine, der Stratigraphie und der tektonometamorphen

Überprägung postuliert Dora (1977), dass diese trotz der räumlichen Trennung als ein ehemals zusammenhängender Erzkörper betrachtet werden sollten.

Nach Dora (1977) handelt es sich bei den Wirtsgesteinen der Erzkörper um Granat-Stauroolith-Schiefer bzw. Granat-Chlorit-Schiefer mit Kalkschiefern im Hangenden und Graphit führenden Granat-Chlorit-Schiefer im Liegenden. Die Gesteine unterlagen einer Regionalmetamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Bei den Vererzungen handelt es sich um linsenförmige, stratiforme, synsedimentäre Sphalerit und Galenit dominierte Massivsulfidlinen, welche denselben tektonometamorphen Bedingungen unterlegen haben wie das Wirtsgestein.

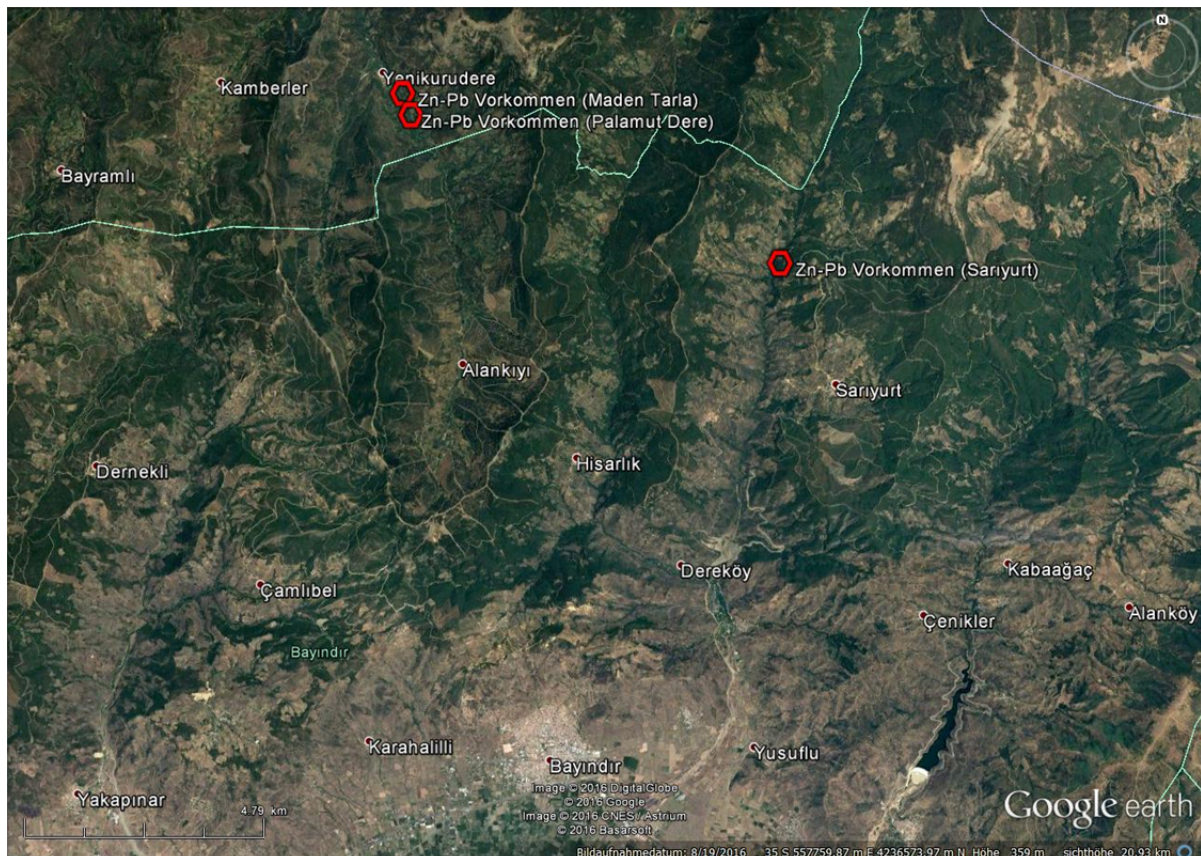


Abb. 14.1.1: Lage der Vorkommen von Sariyurt, Palamut Dere und Maden Tarla.

Bei Sariyurt sind drei annähernd parallel zueinander verlaufende Massivsulfiderzkörper aufgrund von Explorationsbohrungen Anfang der 1970er Jahre bekannt. Der obere und der untere Erzkörper sind durch Galenit dominiert. Jedoch stehen diese nicht an der Oberfläche an. Das mittlere, bis zu 7 m mächtige Erzlager, ist dominiert durch Sphalerit und annähernd frei von Galenit (Abb. 14.1.2 und Abb. 14.1.3). Dieses streicht bei Sariyurt über 600 m an der Oberfläche aus und fällt flach mit 15° bis 20° nach Südost bzw. Südwest ein (Dora 1977, Özcan 1974). Die im Liegenden des mittleren Erzlagerlagers ausbeißenden graphitreichen Granat-Chlorit-Schiefer zeigen feine stratiforme Erzlagen, welche aus Verwachsungen von Pyrrhotin und Pyrit bestehen sowie untergeordnet Chalkopyrit aufweisen. Galenit und Sphalerit tritt hier stark zurück bzw. fehlt völlig (Dora 1977).

Die Gesamttonnage der Lagerstätte von Sariyurt wird mit 3,5 Mio. t Erz angegeben, bei durchschnittlichen Gehalten von 7,5 % Zink, 4 % Blei und 0,1 % Kupfer (MTA 2009). Die existierenden Altbergbauspuren resultieren aus Bergbautätigkeiten in den 1970er Jahren (Lengeranlı 2008). Aktuell findet ein kleinmaßstäblicher Abbau des mittleren Erzkörpers statt.

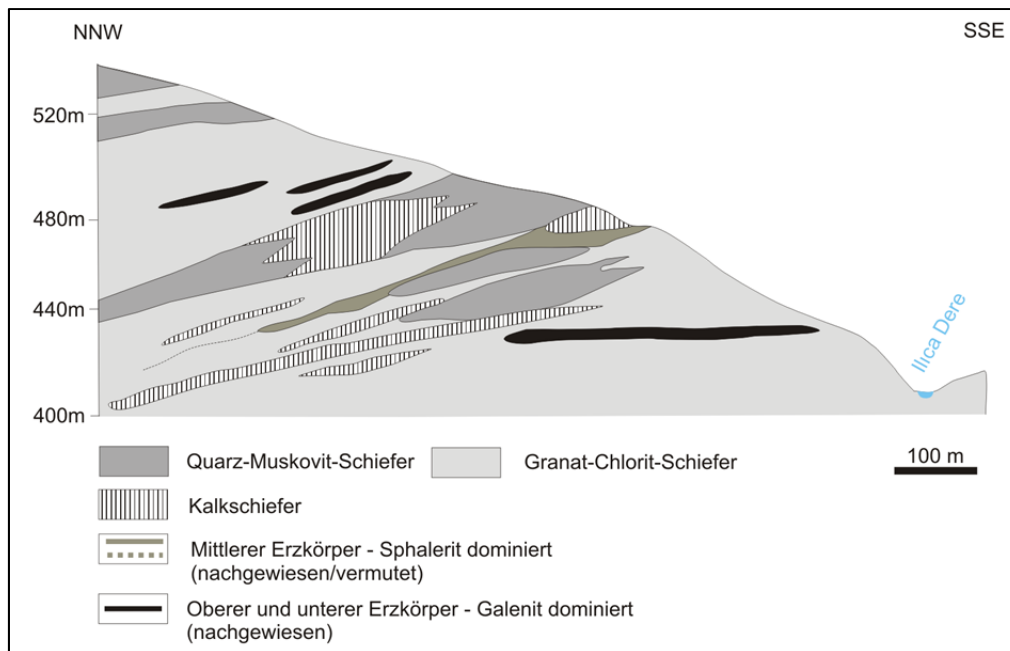


Abb. 14.1.2: Geologisches Profil der Lagerstätte von Saryyurt (verändert nach Özcan 1976).



Abb. 14.1.3: Untertage aufgeschlossener Sphaleriterzkörper bei Saryyurt (unter der roten Markierung). Am scharfen Übergang zum Nebengestein finden sich partiell Ansammlungen von massivem Pyrrhotin und Pyrit (Bildhöhe etwa 4 m).

Bei Palamut Dere und Maden Tarla sind an West-Ost verlaufenden Taleinschnitten Granat-Chlorit-Schiefer sowie Kalkschiefer der Göktepe Formation angeschnitten. Die hier ausstreichenden Erzmineralisationen an den nördlichen Talflanken, sind an die Granat-Chlorit-Schiefer gebunden. Es handelt sich hierbei um stratiforme linsenartige Massivsulfidlinen, welche 4 cm bis 10 cm mächtig sind und über 20 m bis 30 m verfolgt werden können (Dora 1977). Die Hauptvererzung bildet Sphalerit und stark untergeordnet Galenit. Die Gesamttonnage wird von Özcan (1976) mit 18000 t angegeben. Der Gehalt an Zink liegt bei 5 % und von Blei unter 0,5 % (Özcan 1976). Alkan

& Dayal (1977) beschreiben eine komplexere Erzmineralparagenese, bestehend aus Sphalerit, Galenit, Pyrit, Chalkopyrit, Magnetit, Cerussit, und Limonit, wobei Sphalerit dominiert. Die restlichen Erzminerale treten stark untergeordnet auf. Es ist wahrscheinlich, dass es sich bei diesen Erzlagern um den mittleren Erzkörper der Saryyurt Lagerstätte handelt. Dies kann daraus abgeleitet werden, dass unterhalb der Massivsulfidlinen ein geringmächtiger graphitreicher Granat-Chlorit-Schiefer auftritt, der sehr schmale stratiforme Vererzungen aufweist. Diese bestehen im Wesentlichen aus Pyrrhotin und Pyrit sowie marginal Chalkopyrit.

In Maden Tarla finden sich an der südlichen Seite des Tals, in einem etwas höheren stratigraphischen Niveau (max. 10 m) als die Sphaleritmineralisationen geringmächtige, aber massive Galenitvererzungen innerhalb von Kalkschiefern (Abb. 14.1.6 und Abb. 14.1.7). Auf Grundlage der Beschreibungen von Dora (1977) kann davon ausgegangen werden, dass es sich hierbei

möglicherweise um den oberen, Galenit dominierten Erzkörper handelt. Aus keinem der drei Vorkommen ist eine tiefreichende Oxidation oder supergene Überprägung der Erzlager bekannt. Die Sphalerit dominierten Erzkörper von Palamut Dere und Maden Tarla sind durch modern ausgebaute Stollen erschlossen (Abb. 14.1.5 und Abb. 14.16). Die Stollen sind horizontal angelegt mit einer maximalen Länge von 25 m. Die Stollenquerschnitte betragen um die 6 m². Ältere Bergbauspuren, ohne zeitliche Einordnung, waren vorhanden (UNDP 1974b). Diese sind durch den neuzeitlichen Bergbau mittlerweile zerstört.



Abb. 14.1.4: Stollenmundloch bei Palamut Dere mit einer vorgelagerten Halde.



Abb. 14.1.5: Stollenmundloch bei Maden Tarla (Nordseite).



Abb. 14.1.6: Begonnener Stollenvortrieb bei Maden Tarla (Südseite) der etwa 10 m höher liegt, als die Stollen in der Abbildung 14.1.5. Schmale, aber massive Galenitlagen sind hier aufgeschlossen (Abb. 14.1.7).



Abb. 14.1.7: Massive Galenitvererzung bei Maden Tarla (Stollen auf der Südseite).

Eine prähistorische Höffigkeit dieser drei Erzvorkommen ist aufgrund des oberflächennahen Ausbeißens gegeben. Hinsichtlich der nutzbaren Erze ist der Spielraum jedoch begrenzt. Die bekannten primären Kupfergehalte sind gering. Auch sind keine kupferreichen Nebenphasen bekannt. Auf Grundlage dessen, sind signifikante Anreicherungen an Kupfersekundärmineralen in der Prähistorie als unwahrscheinlich zu betrachten. Aufgrund der anstehenden Sphalerit dominierten Vererzung in Palamut Dere, Maden Tarla und Sariyurt stehen an diesen drei Vorkommen keine Erze an, die für die prähistorische Gemeinschaft des Çukuriçi Höyük von Nutzen gewesen wären. Ausgenommen hiervon sind die bei Maden Tarla aufgeschlossenen Galenitmineralisationen an der südlichen Talseite.

Petrographische Charakterisierung der Erzproben von Sariyurt

Die Proben Sare-01 bis Sare-03 stammen aus dem frisch gesprengten Haufwerk des aktiven Untertagebergbaus bei Sariyurt. Alle drei Proben zeigen feinkristalline Quarzlagen oder

grobkristalline Quarzmobilisate mit massiven Sphaleritvererzungen (Abb. 14.1.9) am Kontakt zum Quarz (scharfer Kontakt). Zum Teil ist Pyrit und Pyrrhotin in den Quarz eingewachsen (Abb. 14.1.8). Die Anteile an weiteren Nebengesteinen sind gering. Hierbei handelt es sich oft um Kalzitlagen. Die Auflichtmikroskopie bestätigt die makroskopischen Beobachtungen weitestgehend. Sphalerit, zu meist in größeren Aggregaten, bildet die dominante Erzphase, welche oft mit Pyrit und/oder Pyrrhotin verwachsen ist (Abb. 14.1.10). Vereinzelt bildet der Pyrit größere Aggregate, die mit Sphalerit sowie geringen Mengen an Chalkopyrit verwachsen sind (Abb. 14.1.11)



Abb. 14.1.8: Probe Sare-01. Quarzmobilisat umgeben von einer feinkristallinen, aber massiven Sphaleritvererzung. Pyrit (hellgelb glänzend) wächst in den Quarz hinein und ein Pyrrhotinaggregat (rostbraun metallisch glänzend, unten rechts) befindet sich im Druckschatten des Quarzmobilisates.



Abb. 14.1.9: Probe Sare-03. Massive Sphaleritlage mit scharfem Übergang zum Nebengestein (überwiegend Quarz).

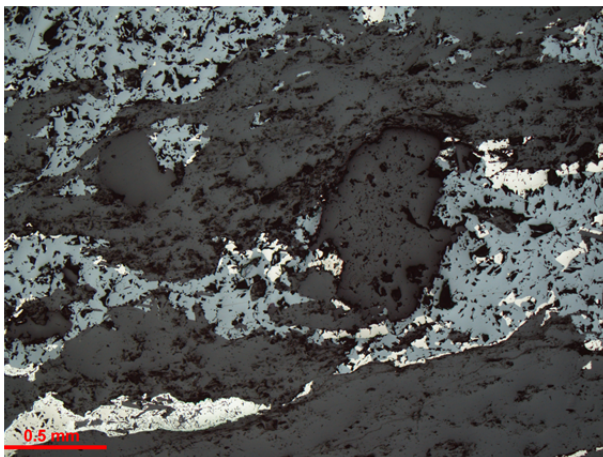


Abb. 14.1.10: Probe Sare-03 im Auflicht. Sphalerit (grau) zum Teil verwachsen mit Pyrit (schwach gelb).

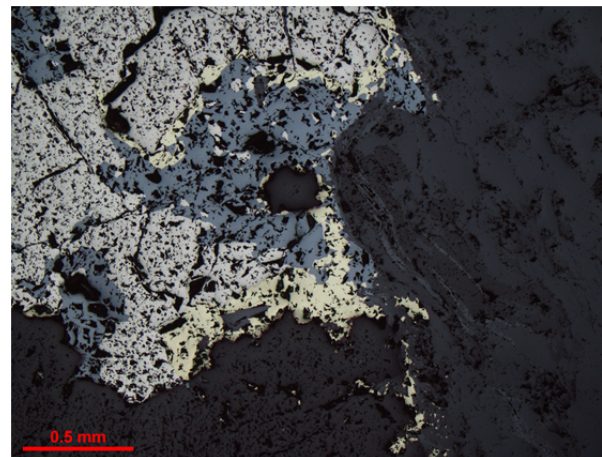


Abb. 14.1.11: Probe Sare-01 im Auflicht. Pyrrhotinggregat (schwach pink-braun) verwachsen mit Sphalerit (grau) und Chalkopyrit (gelb).

Petrographische Charakterisierung der Erzproben von Maden Tarla

Die Proben Mad-01 bis Mad-03 (Abb. 14.1.12) stammen aus dem südlichen Stollen bei Maden Tarla und der davor gelagerten Abraumhalde (vgl. Abb. 14.16 und Abb. 14.1.7). Die Probe Mad-01 wurden aus der aufgeschlossenen Galenitlage herausgebrochen, während die Proben Mad-02 und Mad-03 Haldenmaterial repräsentieren. Bei allen Proben besteht das Nebengestein aus groben Kalziten und makroskopisch dominiert Galenit die Vererzung. Die Erzmineralparagenese ist wenig divers. Dominierend sind große Galenitaggregate mit xeno- bis hypidiomorpher Ausbildung (Abb. 14.1.14).



Abb. 14.1.12: Die Proben Mad-01 bis Mad-03 (von links nach rechts, Foto: N. Gail).

Partiell findet sich Cerussit in den Randbereichen der Galenite (Abb. 14.1.13). Selten treten kleine, tropfenförmige Pyriteinschlüsse im Galenit (Abb. 14.1.14) sowie vereinzelt mit dem Galenit verwachsene Sphalerite auf. Vereinzelt weisen die Galenite sehr feine Verwachsungen mit Sphaleriten auf die Chalkopyritmischungen zeigen (Abb. 14.1.15).

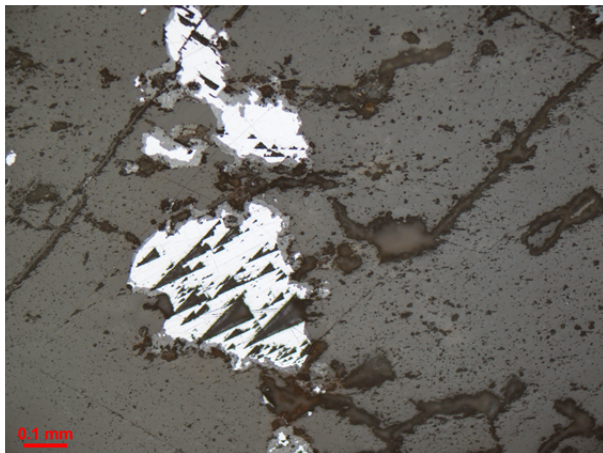


Abb. 14.1.13: Galenit (hellgrau) mit Cerussit im Randbereich (mittelgrau). Nebengestein ist hier Kalzit (dunkelgrau). Probe Mad-01 im Auflicht.

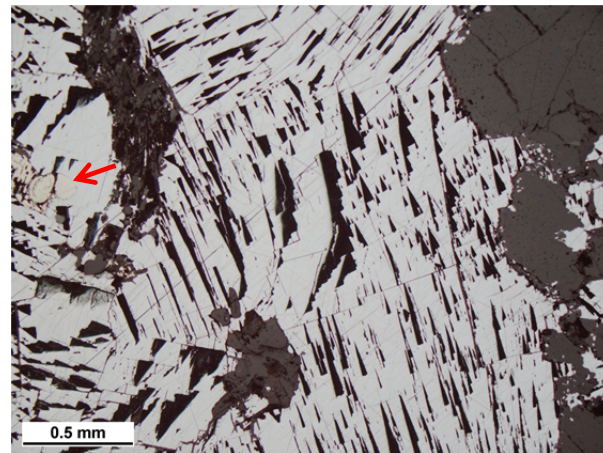


Abb. 14.1.14: Galenit (hellgrau) mit tropfenförmigen Pyriteinschlüssen (schwach gelb, roter Pfeil). Probe Mad-02 im Auflicht.

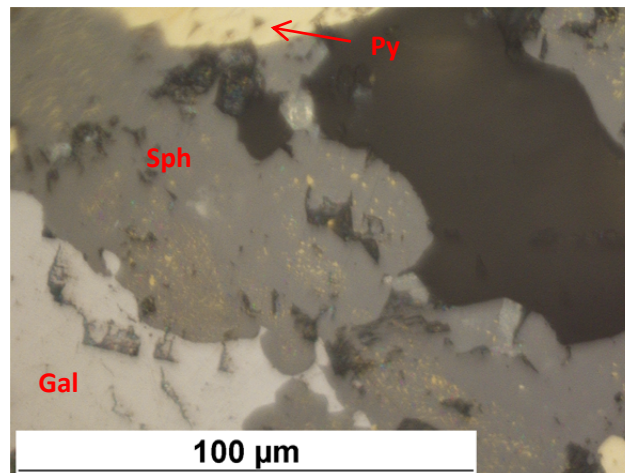


Abb.14.15: Probe Mad-02 im Auflicht. Galenit (Gal) verwachsen mit Sphalerit (Sph) der Chalkopyritmischungen zeigt sowie Pyrit (Py).

Petrographische Charakterisierung der Erzproben von Palamut Dere

Die Proben Pal-01 bis Pal-03 stammen aus dem Haldenmaterial, welche dem Stollenmundloch von Palamut Dere vorlagerte. Bei den Proben handelte es sich entweder um massive Sphaleriterze mit wenig Nebengestein (Abb. 14.1.17) oder um die lokalen Kalkschiefer, die eine schmale stratiforme Vererzung aufweisen, welche ebenfalls durch Sphalerit dominiert wird (Abb. 14.1.16).



Abb. 14.1.16: Kalkschiefer mit stratiformen Erzlagen aus

Abb. 14.1.17: Massives Sphaleriterz mit Quarz verwachsen Sphalerit (Probe Pal-02).

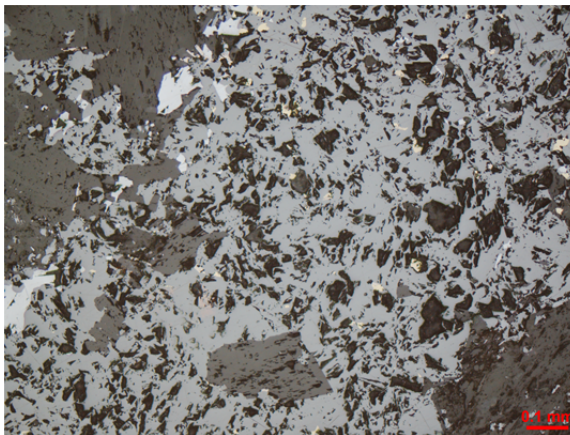


Abb. 14.1.18: Probe Pal -03 im Auflicht. Großes Sphalerit-aggregat (mittelgrau) mit Verwachsungen von Galenit (hellgrau) und Chalkopyriteinschlüssen (gelb) sowie Nebengesteinsfragmenten (dunkelgrau).

Mikroskopisch unterscheiden sich die Erzmineralparagenesen von allen drei Proben nur geringfügig. Große Sphaleritaggregate dominieren in weiten Teilen die Probe und zeigen oft eine Verwachsung mit Pyrit sowie Galenit (wenige kleine Aggregate, Abb. 14.1.18 und Abb. 14.1.19). Im Sphalerit selbst finden sich öfter Nebengesteinsklusten sowie Chalkopyriteinschlüsse (Abb. 14.1.19). Dabei scheint es, als ob Sphalerit den Galenit und Pyrit wiederum den Sphalerit verdrängt. Im Nebengestein treten oft kleinere Galenit-, Chalkopyrit-, Pyrit- sowie Sphalerit-aggregate auf, die chaotisch verteilt sind (Abb. 14.1.18).

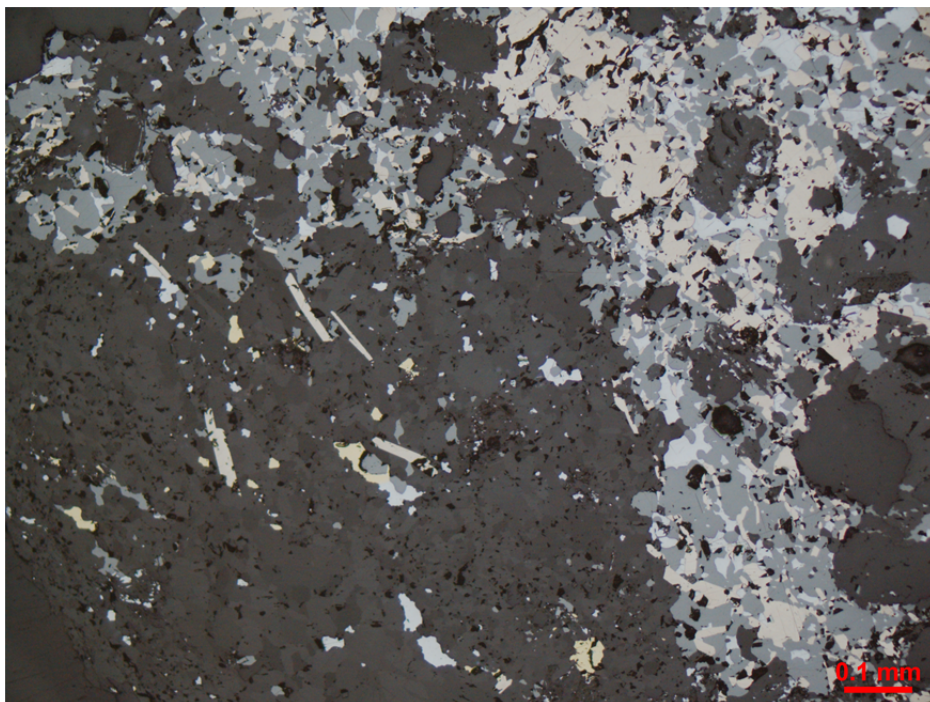


Abb. 14.1.19: Probe Pal-02 im Auflicht. Enge Verwachsungen von Sphalerit (mittelgrau) mit Pyrit (gelb-leicht rosa) und Galenit (hellgrau) mit einer chaotischen Verteilung im Nebengestein (dunkelgrau). Chalkopyrit (gelb) findet sich überwiegend als kleine Aggregate im Nebengestein.

Das Erzvorkommen von Gümüldür

Das Erzvorkommen von Gümüldür liegt im nördlichen Umland der Stadt Gümüldür, etwa 40 km vom Çukuriçi Höyük entfernt. Nach Lengeranlı (2008) handelt es sich um Blei- und Zinkmineralisationen, die räumlich weit verteilt sind (Dilek & Acar 1981). Pernicka (1987) beschreibt nach Apaydin & Erseçen (1981), dass die Vererzungen innerhalb einer Brekzienzone zwischen Kalksteinen (hängend) und Glimmerschiefern (liegend) sitzt. Dilek & Acar (1981) geben wiederum an, dass die Mineralisationen in Kalksteinen innerhalb eines miozänen Flyschs aufsitzen. Während der Geländearbeit wurden überwiegend moderne Stollen entdeckt, die vornehmlich in wenig diagenetisch verfestigte und unsortierte flyschartige Sedimente getrieben worden sind (Abb. 14.1.20). Die Vielzahl an verschiedenen Beobachtungen können anhand der geologischen Situation erklärt werden. Bei Gümüldür stehen auf relativ engem Raum Gesteine des Bornova Flyschs (Flysch mit großen Kalksteinolisthotrymma³), des KMKMM (Glimmerschiefer) sowie Vulkanite und neogene Sedimente des Cumaovası Beckens (Ürkmez Formation: Geröll und Block führende kontinentale klastische Sedimente) an (u.a. Karacık et al. 2011). Damit ist das Auftreten der Mineralisationen, in Kombination mit der räumlich weiten Verteilung, in unterschiedlichen Lithotypen plausibel.

Die Hauptvererzung bilden Zink- und Bleierze mit hohen Gehalten an Silber (150 bis 540g/t). Die beschriebene Erzmineralparagenese umfasst Pyrit, Galenit, Sphalerit, Smithsonit, Cerussit, Anglesit, Covellin, Chalkosin, Malachit, Limonit, Psilomelan und Pyrolusit sowie die Gangarten Kalzit, Dolomit, Ankerit, Baryt und Quarz (Dilek & Acar 1981, Çöteli 1977). Auf Grundlage von Bohrkernen ergeben sich für das Erzvorkommen von Gümüldür durchschnittliche Blei- und Zinkgehalte von 1 % bzw. 0,2 % bis 1 %. Gehalte von bis zu 17,5 % Blei und bis zu 23,4 % Zink sind nur aus Pickproben (Herkunft der Proben unklar) bekannt (Dilek & Açarlar 1981, Çöteli 1977). Aus Berichten Anfang des 20. Jahrhunderts werden für die Erze aus Gümüldür Bleigehalte von 10 % bis 45 %, Zinkgehalte von 15 % bis 52 % sowie 1,5 kg bis 2 kg Silber pro Tonne angegeben (Great Britain Naval Intelligence Division



Abb. 14.1.20: Halb verschüttetes Stollenmundloch (1,20 m breit und 90 cm hoch) an der nördlichen Flanke eines Taleinschnittes bei Gümüldür.

1919). Nach Dilek & Acar (1981) sind die Vererzungen an Störungen gebunden und unterlagen einer tiefreichenden Oxidation. Die beschriebene Oxidation verweist auf eine supergene Überprägung des Vorkommens. Allerdings wird nicht erläutert wie sich der strukturelle Aufbau der supergenen Zone darstellt bzw. welche von den typischen Teilzonen, die oxidativen Bedingungen unterliegen existieren). Dies lässt viel Spielraum für Interpretationen. Im Allgemeinen finden sich keine Informationen zu der Genese dieses Vorkommens.

Die nachweislichen Bergbauaktivitäten fanden bis 1908 statt (Alkan & Dayal 1977) und mehrere kurzzeitige Gewinnungsphasen bis in die achtziger Jahre des 20. Jahrhunderts (Dilek & Acar 1981). Die bisher gewonnene Erzmenge wird auf 5000 t geschätzt (Istanbul Chamber of Commerce 1999).

³ Der Begriff Olisthotrymma beschreibt nach Richter (1973) große Bruchschollen (mehrere 10er Kilometer Ausdehnung und Mächtigkeiten von mehreren 100 m oder darüber) innerhalb von Flyschabfolgen.

Die heutigen möglichen Reserven werden mit 135000 t angegeben, mit Gehalten von 3,92 % Blei, 7,5 % Zink und 90 g/t Silber (MTA 2009).

Pernicka (1987) verweist auf stillgelegte moderne Abbaue. Das Vorhandensein von älteren Abbau Spuren wird nur angenommen. Ein Nachweis hierzu fehlt bisher. Als auffällig kann jedoch bewertet werden, dass die modernen Altbergbaue nur auf einen untertägigen Abbau hinweisen. Pingengänge oder Pingenzüge fehlen völlig.

Pernicka (1987) erläutert, dass dieses Vorkommen in der älteren archäometallurgischen Literatur nicht erwähnt und nur bei Forbes (1971) kurz angerissen wird. Auch geologische Publikationen schenken diesen Erzmineralisationen zumeist wenig Beachtung (Ryan 1957).

Ein Abschätzung zur prähistorischen Höflichkeit dieses Vorkommens fällt aus mehreren Gründen schwer: 1. In der zugänglichen Literatur und während der Geländearbeiten ist kein oberflächennahes Ausstreichen der Mineralisationen beschrieben worden bzw. konnte nicht beobachtet werden. Die tiefgreifende Oxidation der Erzgänge impliziert nicht automatisch, dass diese auch an der Oberfläche anstanden; 2. Die in der Literatur angegebene Erzmineralparagenese gibt keine nachvollziehbare Information darüber, welche Erzminerale die Träger der hohen Zink- und Bleigehalte sind. D.h. es ist unklar, ob in den oberflächennahen Bereichen der Oxidationszone überhaupt sulfidische Bleiminerale (z. B. Galenit) existieren; 3. Die niedrigen durchschnittlichen Zink- und Bleigehalte lassen eine prähistorische Nutzung unwahrscheinlich erscheinen; 4. Die nur sporadisch auftretenden hohen Erzgehalte lassen darauf schließen, dass innerhalb der Gangstrukturen räumlich isolierte und unregelmäßig verteilte Reicherzonen (Nester, Taschen) existieren. Ob die Reicherzonen möglicherweise an der Oberfläche anstanden, wird vom Autor kritisch gesehen. Auf Grundlage der vorhandenen Informationen kann ein oberflächennahes Ausstreichen der Gänge nicht vollständig ausgeschlossen werden. Ebenso wenig kann die Existenz nutzbarer Erze wie beispielsweise Galenit oder sekundärer Kupfererze verneint werden. Trotzdem wird die prähistorische Höflichkeit dieses Erzvorkommens vom Autor in Frage gestellt.

Petrographische Charakterisierung der Erzproben von Gümüldür

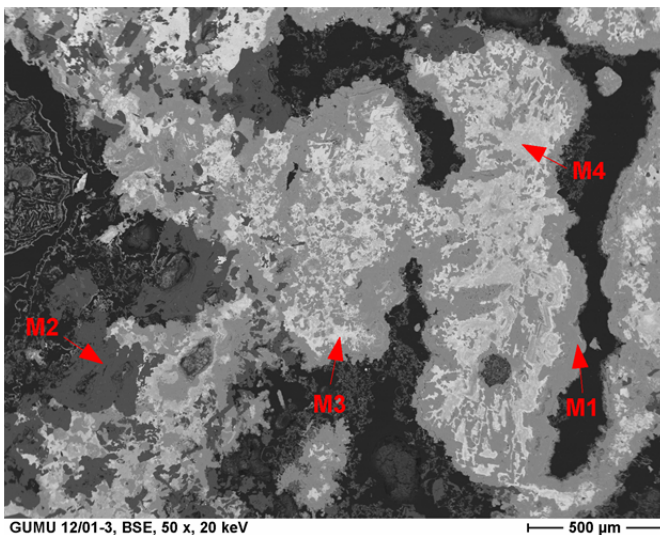


Abb. 14.1.21: BSE-Bild der Probe Gum-01 mit den Messpunkten der EDX-Messungen. (Ergebnisse der EDX Analysen finden sich in der Tabelle 14.1.1).

Die Proben Gum-01 bis Gum-03 stammen von der Altbergbauhalde, die dem Stollenmundloch (Abb. 14.1.20) vorgelagert war. Der Stollen selbst verläuft horizontal und geht nicht auf Tiefe⁴. D.h. es kann davon ausgegangen werden, dass die Erzproben aus den oberflächennahen Bereichen der Gänge stammen.

Bei dem Probenmaterial handelt es sich um massive Erze aus den oxidierten Gangbereichen des Vorkommens, welche nur aus sekundären Blei- und Zinkmineralen bestehen. Sulfidische Erzminerale wurden nicht beobachtet. Für die petrographische Charakterisierung wurde hier auf das

⁴ Der horizontale Verlauf konnte beobachtet werden und wurde von ortskundigen Einwohnern auch bestätigt. Die Länge des Stollens soll etwa 150 m betragen. Von einer Begehung wurde aus Sicherheitsgründen jedoch abgesehen.

Rasterelektronenmikroskop mit gekoppeltem EDX-Detektor zurückgegriffen. Für die drei Proben ergaben sich ähnliche Untersuchungsergebnisse.

Nach den semiquantitativen Punktmessungen bilden zinkreiche Manganhydroxide und/oder zinkreiche Mangankarbonate sowie bleireiche Manganoxide die dominante Vererzung (Tab. 14.1.1). Nebengestein wurde nicht beobachtet und selten treten xenomorphe Quarze (leicht ausgefranst) mit geringer Größe auf. Weiter zeigen alle drei Proben einen relativ hohen Anteil an Hohlräumen (hohe Porosität). Die an Zink reichen Manganhydroxide und Mangankarbonate (M 2 und M 4, Abb. 14.1.21) verdrängen die bleireichen Manganoxide intensiv (M 3, Abb. 14.1.21) und umhüllen diese.

Tab. 14.1.1: REM-EDX Punktanalysen der Probe Gum-01 (Masseprozent auf 100 % normiert). M entspricht den Messpunkten der Abbildung 14.1.21.								
Messpunkt	C	O	Mn	Zn	Pb	Fe	Si	Mineral(e)*
Gum-01 M 4	0	24,9	45,9	24,7	4,2		0,2	Hydrohetaerolit: $Zn_2Mn^{3+}_4O_8 \times (H_2O)$ oder Hetaerolit: $ZnMn^{3+}2O_4$
Gum-01 M 3	0	25,5	48,7	2,5	23,2			Coronadit: $Pb(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$
Gum-01 M 2	0	50,8					49,2	Quarz
Gum-01 M 1	0	37,5	44,6	17,2		0,7		Chalcophanit: $(Zn, Fe^{2+}, Mn^{2+})Mn^{4+}_3O_7 \times 3(H_2O)$ oder Loseyit: $(Mn, Zn)_7(CO_3)_2(OH)_{10}$

*Die angegebenen Minerale können als wahrscheinlich betrachtet werden, unterliegen aber Unsicherheiten durch die semiquantitativen Messungen mit dem REM-EDX.

Die Ergebnisse weisen darauf hin, dass die untersuchten Proben wahrscheinlich die Oxidationszone der Gangstrukturen (oberhalb des Grundwasserspiegels) repräsentieren. In Abhängigkeit zu Ausgangserz, Gangart, Nebengestein, Zusammensetzung (gelöste Stoffe) der (meteorischen?) Wässer usw., ist für diese Zone im Allgemeinen eine Anreicherung von oxydischen, hydroxydischen, sulfatischen und karbonatischen Erzmineralen typisch. Die Aussage wird auch durch die Ergebnisse der WDRFA gestützt (Anhang A07-B). Die Proben weisen Zinkgehalte zwischen 20 % und 48 % auf (Blei: 5 % bis 7 %) und sind annähernd frei von Schwefel (maximal 0,63 %).

Gümüldür ist für seine silberreichen Galenite bekannt (MTA 2009). Daher ist es auffällig, dass bei den untersuchten Proben kein Silber nachgewiesen werden konnte (weder WDRFA noch REM-EDX).

Es liegt also eine Diskrepanz, vor allem am Silbergehalt, zwischen den Galeniten und den sekundären Zink-/Bleimineralen vor. In Anlehnung an Ramdohr (1975) kann hier folgende Überlegung angestellt werden: Galenit (Bleigehalt) bleibt im Bereich des Gossans im Wesentlichen an seiner Stelle, dagegen wird der primäre Silbergehalt, ganz gleich in welcher Form er vorlag, bei der Oxidation als Silberkarbonat oder -sulfat in Lösung weggeführt und in der Nähe des Grundwasserspiegels auf Bleiglanz wieder abgeschieden (zementativ). In diesen Partien können mehrere Prozent Silber enthalten sein. Diese Überlegung stützt die Annahme, dass es sich bei dem beprobten Gang um die Oxidationszone oberhalb des Grundwasserspiegels handelt und würde gleichzeitig die extrem hohen Silbergehalte erklären. Umgekehrt betrachtet bedeutet dies: 1. Die silberreichen Galeniterze befinden sich in einer größeren Tiefe; 2. Wenn sich die Oxidationszone in unmittelbarer Oberflächennähe befindet, ist es wahrscheinlich, dass der Eiserne Hut und die Auslaugungszone bereits erodiert sind. Damit wären auch keine erkenn- und nutzbaren reliktschen Bleiglanzerze vorhanden. Diese Überlegung muss vorerst als hypothetisch betrachtet werden, da zur Klärung der Genese umfangreichere Untersuchungen notwendig sind. Auch ist unklar ob, diese Überlegungen auf alle Erzgänge von Gümüldür zutrifft.

Das Erzvorkommen von Nif Dağı

Dieses schwer zugängliche Erzvorkommen liegt etwa 5 km nordöstlich der Ortschaft Kaynaklar, auf 700 m Höhe an einer steilen Bergflanke des Kurudağ (1162 m). Die Entfernung zum Tell beträgt etwa 46 km. Nach Lengeranlı (2008) handelt es sich um ein Bleivorkommen zu dem jedoch nur wenige

Informationen existieren. Innerhalb der hier anstehenden Kalksteinformationen (kretazische bis tertiäre Kalksteinolisthotrymma der Bornova Flysch Zone, MTA 2009) streichen an Störungen gebundene Vererzungen oberflächennah aus.



Abb. 14.1.22: Stollenmundloch im Kalkstein und die Dimension des Stollenausbaus.

Die bekannte Erzmineralassoziation umfasst Pyrit, Galenit, Chalkopyrit und die Gangarten Baryt sowie Quarz. Die Gesamttonnage wird als sehr klein angegeben und Angaben über Gehalte liegen nicht vor (Lengeranlı 2008).

Durch die Hilfe eines Ortsansässigen, der uns zu den Vorkommen führte, konnten direkt an einem Feldweg zwei Stollenmundlöcher (Abb. 14.1.22) aufgefunden werden. Der Abstand der Mundlöcher beträgt 50 m, welche in Richtung Norden ausgerichtet sind. Die Stollen (Höhe und Breite 1,6 m) verlaufen auf den ersten 5 m horizontal und gehen dann in einen annähernd vertikalen Ausbau über. Die vertikale Teufenerstreckung ist jedoch gering und beträgt weniger als 5 m. Den Stollen lagert eine kleine Abraumhalde vor, welche im Wesentlichen aus Kalksteinen oder Pyrit dominierten Erzbrocken besteht. Hinweise auf primäre und/oder sekundäre Bleierze bzw. andere Erze konnten nicht gefunden werden. Die Stollenwände weisen Abbauspuren auf, die auf eine wenig technisierte Gewinnung hindeuten. Die Abbauperiode ist nicht näher datiert und Pingenstrukturen im weiteren Umfeld wurden

nicht gefunden. Nach den wenigen Informationen aus der Literatur und den eigenen Beobachtungen fällt es schwer, diese Vererzungen als Bleivorkommen zu bewerten.

Anhand der Informationen erscheint es wahrscheinlich, dass die Gewinnung auf Pyrit abzielte (Eisen und/oder Schwefelgewinnung). Weiter deutet die geringe Ausdehnung der Ausbaue und das geringe Haldenvolumen eher auf ein Versuchsbergbau hin. Es kann natürlich nicht ausgeschlossen werden, dass an dieser Lokation eine abbauwürdige Bleimineralisation vorhanden war, die heute nicht mehr nachvollzogen werden kann.

Durch das oberflächennahe Ausstreichen der Vererzungen ist zwar die prähistorische Höflichkeit gegeben, aber eine sichere Aussage zu der ursprünglichen Erzmineralisation ist nicht möglich.

Petrographische Charakterisierung der Erzproben von Nif Dağı

Die Proben Nif-01, Nif-02, Nif-03 stammen aus dem Haldenmaterial der den Stollenmundlöchern vorlagernden Abraumhalden. Die Proben werden von massivem Pyrit dominiert, mit geringem Anteil an Gangart. Hinweise auf das Nebengestein fehlen völlig. Alle drei Proben weisen eine sehr ähnliche Erzmineralparagenese, Struktur und Textur auf (Abb. 14.1.23).

Der Pyrit zeigt makroskopisch sowohl ein lagenartiges Wachstum als auch subparallel verlaufende saalbandartige Aufwachsungen von hypidiomorphen Pyrit. Teils chaotisch und richtungslos, teils parallel zu den lagenartigen Pyriten treten weiße und rötlich-braune Gängchen auf (Abb. 14.1.23).

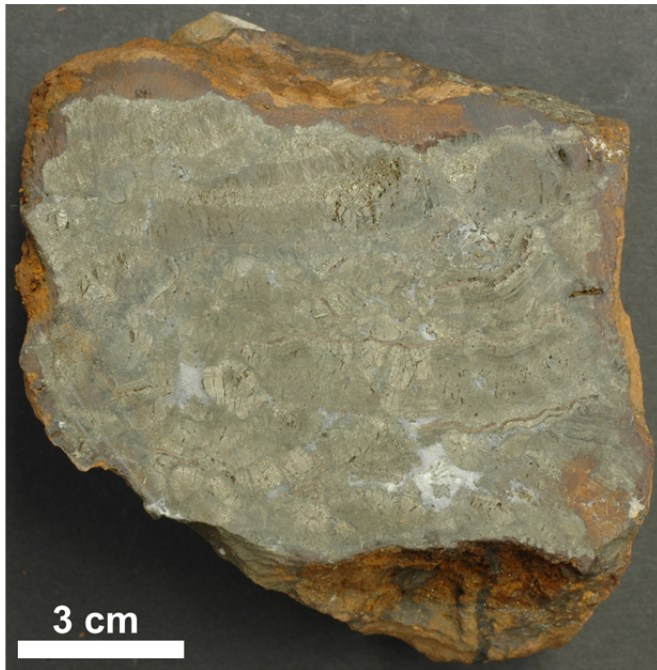


Abb. 14.1.23: Die Probe Nif-01. Massiver Pyrit, lagenartig angeordnet.

Der Pyrit bildet teilweise relativ große Aggregate, die stark kataklastisch zerrüttet sind (Abb. 14.1.24). Entlang der Bruchstrukturen sowie entlang der Spaltflächen des Pyrits verdrängen nicht näher bestimmbare Eisenhydroxide als auch Markasit den Pyrit (Abb. 14.1.24). Der Markasit tritt überwiegend als feines Gemenge auf. Des Weiteren sind die kataklastischen Brüche durch Sphalerit, Quarz und/oder Baryt verfüllt. Der Sphalerit zeigt ein kolloformes Wachstum und verdrängt den Pyrit. Der Sphalerit wiederum wird durch den Baryt oder Quarz verdrängt (Abb. 14.1.25). In marginalen Anteilen finden sich auch kleinste Galenitaggregate sowie feinste Gemenge an Covellin im Baryt.



Abb. 14.1.24: Probe Nif-01 im Auflicht. Kataklastisch zerrütteter Pyrit (weißlich-gelb), der entlang von Bruchstrukturen von Eisenhydroxiden (hellgrau) sowie von Quarz bzw. Baryt verdrängt wird. Markasit (feinste, schmutzig graue Gemenge auf den Pyritaggregaten) verdrängt flächig den Pyrit.

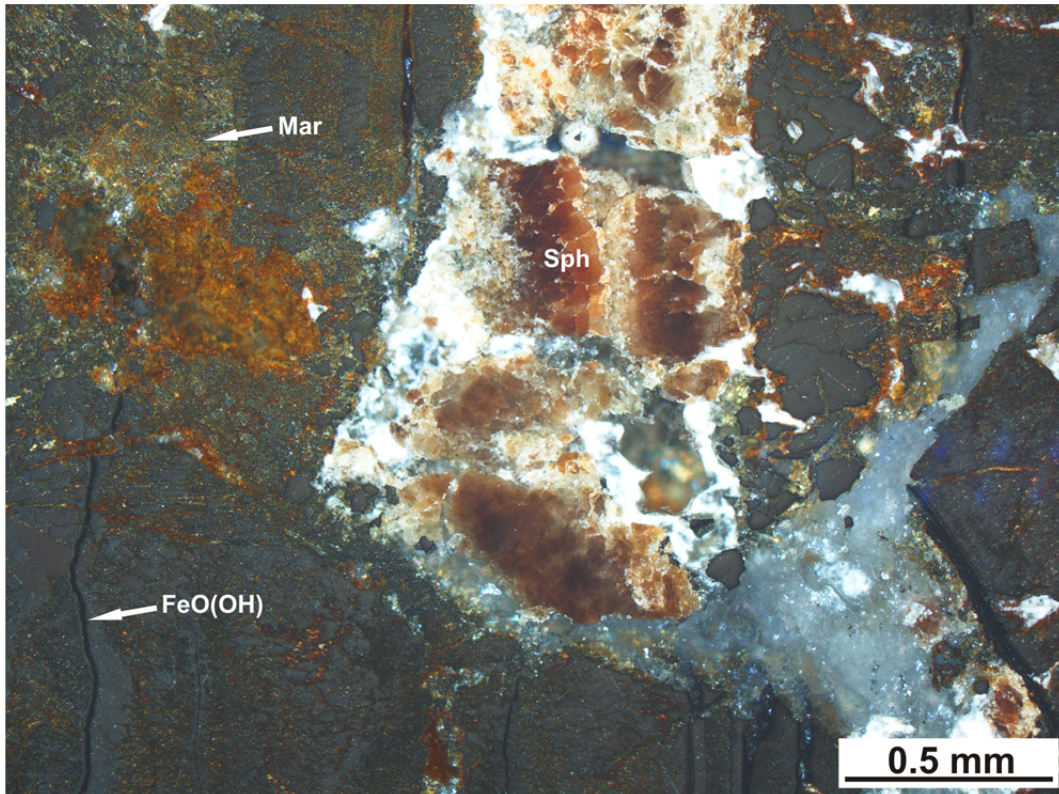


Abb. 14.1.25: Probe Nif-01 im Auflicht bei gekreuzten Polarisatoren. Pyrit (dunkelgrau) wird flächig durch Markasit (Mar) und entlang von Spaltrissen durch Eisenhydroxide FeO(OH) verdrängt. Quarz (milchig weiß) und Baryt (weiß) verdrängen Sphalerit (Sph) und Pyrit.

Die Erzvorkommen von Kızılısüm

Um die Ortschaft Kızılısüm, etwa 3 km entfernt von der Stadt Kemalpaşa, finden sich mehrere Zink-/Bleimineralisationen. Einerseits finden sich die Mineralisationen direkt am nördlichen Ortsrand und zum anderen 1 km östlich von Kızılısüm (Abb. 14.1.26). Der allgemeine Informationsstand zu diesen Vorkommen ist gering.



Abb. 14.1.26: Die Zink-/Bleivorkommen bei Kızılısüm in der Nähe von Kemalpaşa.

In den hier anstehenden undeformierten kretazischen Kalksteinoligostromen, die innerhalb eines tertiären Flyschs lagern (MTA 2009), treten mehrere kleine von Sphalerit dominierte Erzkörper auf. Die bekannte Mineralparagenese umfasst Galenit, Sphalerit, Baryt, Malachit, Cerussit, Anglesit, Limonit und Smithsonit (Lengeranli 2008, Lengeranli 1995, Pernicka 1987, UNDP 1974a).

Das östlich von Kızılısüm liegende Erzvorkommen wird aktuell in einem technisierten Kleinstbergbau (untertage) abgebaut und eine erste Erzaufbereitung (Konzentratherstellung) erfolgt auch vor Ort. Dieses Vorkommen beißt jedoch nicht an der Oberfläche aus. Die Entdeckung geht auf Explorationsbohrungen zurück und die abgebauten Erze bestehen fast ausschließlich aus Sphalerit (> 95 %, Mitteilung der Bergbaufirma⁴).

Die am Ortsrand von Kızılısüm gelegenen ehemaligen Abbaue waren zugänglich und konnten näher untersucht werden. Die vorgefundene Aufschlusssituation (Abb. 14.1.27) resultiert aus der Anlage des Explorationsschurfs in den 1970er Jahren, welcher älteren Stollen folgte (Pernicka 1987 nach Wagner 1975). Das Alter der Stollen ist jedoch unbekannt. Soweit es die Geländebeobachtungen zulassen, liegen in den Kalksteinen mehrere ausgeerzte Erztaschen von geringer Größe etwa 5 m bis 7 m unterhalb der Geländeoberkante. Diese Erztaschen scheinen schichtgebunden, liegen eng beieinander und zeigen alle ein ähnliches Höhenniveau (Abb. 14.1.27). Ob diese Taschen erst nach dem Aufschluss durch den Schurf abgebaut wurden oder ob dies Relikte des älteren untertägigen Bergbaus sind, lässt sich nicht mehr klären. Ob die Mineralisationen ursprünglich an der Oberfläche anstanden, kann durch die starken Eingriffe der Exploration und des Bergbaus nicht mehr nachvollzogen werden.



Abb. 14.1.27: Explorationsschurf am Ortsrand von Kızılısüm. Höhlenartige Strukturen im Kalkstein verweisen auf einen Abbau, der jedoch nicht datiert werden kann. Die Höhlen sind von geringer Größe sowie Ausdehnung und stehen nicht miteinander in Verbindung (Foto. M. Mehofer).

Allerdings finden sich oberhalb des Aufschlusses keine oberflächennahen Abbauspuren (Pingen) oder Hinweise auf gossanähnliche Strukturen. Auch im Aufschluss selbst ergeben sich keine Hinweise darauf, dass die Erztaschen nahe der Oberfläche aufgesessen haben. Die Erzfunde aus Haldenmaterial verweisen auch hier auf eine Vererzung, die durch Zinkminerale dominiert wird.

⁴ Auf Wunsch der Bergbaufirma wird diese nicht namentlich genannt.

Überwiegend wurden massive Sphaleritvererzungen gefunden, aber auch massive Pyritbrocken sowie „red zinc ore“ (Abb. 14.1.28). Vor allem das sekundäre Zinkerz verweist darauf, dass dieses Vorkommen einer supergenen Überprägung unterlag. Der Umfang dieser Überprägung ist nicht bekannt. Hinweise auf eine kupferreiche Nebenphase ergaben sich nicht. Reliktisch erhaltener Galenit wurde nur selten innerhalb einer Matrix aus sekundären Zink- und Bleimineralen gefunden (Abb. 14.1.29).

Wagner (1975) beschreibt Schlackenfunde an dieser Lokalität. Während der Geländebegehung konnten vereinzelte Schlackenreste gefunden werden, aber die geringe Porosität und die Fließstruktur der Schlacken deuten auf eine moderne Metallgewinnung hin (Mitteilung M. Mehofer).



Abb. 14.1.28: „Red zinc ore“ im Kalkstein aufsitzend.

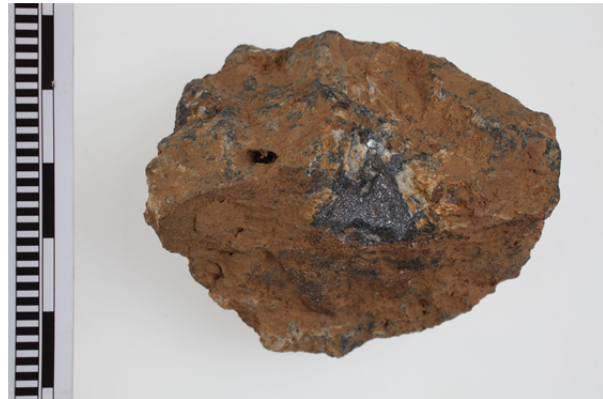


Abb. 14.1.29: Reliktisch erhaltene feine Massen von Galenit (Bildmitte) und Sphalerit, umgeben von sekundären Zink- und Bleimineralen sowie marginale Anteile des Nebengesteins.

Petrographische Charakterisierung der Erzproben von Kizilüsüm

Die Proben Kiz-01 bis Kiz-06 stellen Einzelfunde dar, die auf der Fläche des Explorationsschurfes und des Bergbauareales aufgesammelt werden konnten. Bei den Proben handelt es sich um von Zink dominierte Gesteine. Dabei zeigen die Proben überwiegend Sphalerit und sekundäre Zinkminerale sowie relictisch erhaltenen Galenit (nur Probe Kiz-01 und Kiz-02, Abb. 14.1.28). Zumeist treten um die Galenite herum sekundäre Bleimineralen (Cerussit, Anglesit) auf. Die Textur verweist auf keine Regelmäßigkeit und mutet eher chaotisch an.

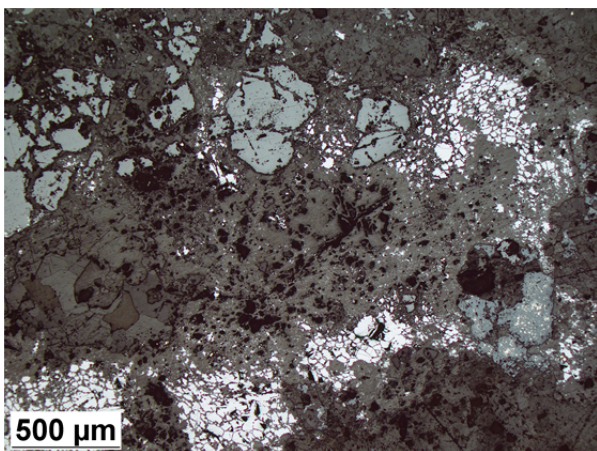


Abb. 14.1.30: Probe Kiz-02 im Auflicht. Reliktisch erhaltene Galenite (weiß) und Sphalerite werden durch Cerussit, Anglesit und Smithsonit (alle dunkelgrau) intensiv verdrängt. Vereinzelt auftretende Goethite (grau) zeigen feinste Gemenge von Pyrit (hellgelb).

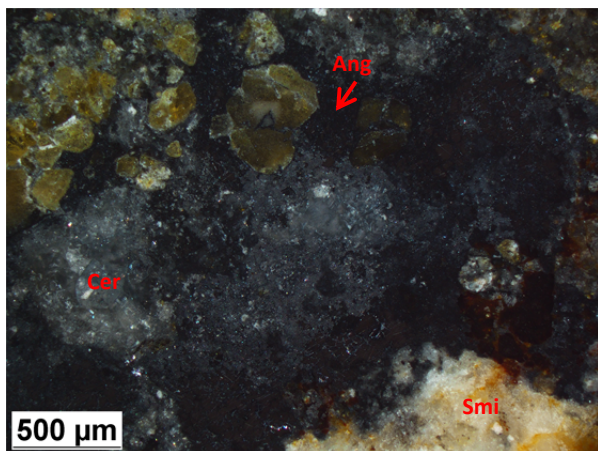
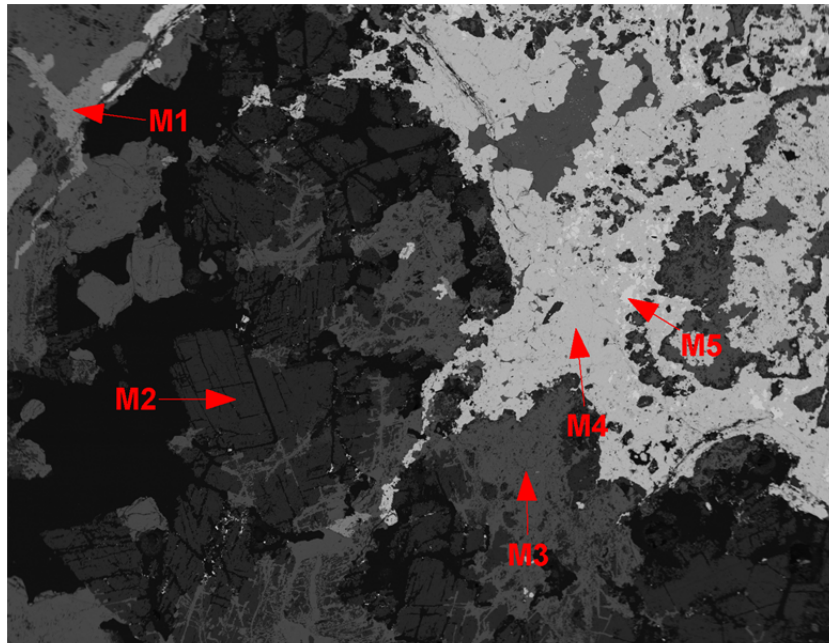


Abb. 14.1.31: Probe Kiz-02 im Auflicht bei gekreuzten Polarisatoren (selber Bildausschnitt wie bei Abbildung 14.1.29). Ang (Anglesit), Cer (Cerussit) und Smi (Smithsonit).

Mikroskopisch bestätigen sich die makroskopischen Beobachtungen. Sekundäre Blei- und Zinkerze, darunter Anglesit, Cerussit und Smithsonit, dominieren qualitativ und quantitativ den Mineralbestand (Abb. 14.1.31). Weiter finden sich reliktsch erhaltene Sphalerite, Galenite sowie feine Gemenge an Pyrit innerhalb von Eisenhydroxiden (Goethit, Abb. 14.1.30). Der Sphalerit und der Galenit werden intensiv durch die sekundären Blei- und Zinkerze verdrängt, wobei die sulfidischen Blei- und Zinkerze immer noch Verwachsungen miteinander aufweisen. Im geringen Umfang finden sich Baryt und in Teilen idiomorphe Dolomite. Anglesit, Smithsonit, Cerussit liegen als feinkristalline Massen vor, deren Verteilung in den Proben keine kontinuierliche Regelmäßigkeit aufweisen. Jedoch ist der Galenit öfter von Cerussit und/oder Anglesit umsäumt.



KIZ II - 1E, BSE, 35 x, 20 keV
Abb. 14.1.32: BSE-Bild der Probe Kiz-02 mit der Lage der REM-EDX Punktanalysen. Die Ergebnisse der EDX-Analysen finden sich in der Tabelle 14.1.2.

Tab. 14.1.2: REM-EDX Punktanalysen der Probe Kiz-02 (Masseprozent auf 100 % normiert). M entspricht den Messpunkten der Abbildung 14.1.32.												
Spektrum	Pb	Zn	O	Ba	S	Ca	Mg	Al	Si	Cl	Sr	C
Kiz-02 M 5	86,9				13,1							0,0
Kiz-02 M 4	83,7		16,3									0,0
Kiz-02 M 3		67,3	28,5		0,7	1,0	1,1	0,4	0,7	0,3		0,0
Kiz-02 M 2		3,4	51,1			31,1	14,5					0,0
Kiz-02 M 1			24,9	58,7	14,3						2,0	0,0

14.2 Die Gold führenden Arsenopyritvorkommen im Bozdağ Gebirge (Region Ödemiş)

Das Arbeitsgebiet ist bekannt für seine Vielzahl an Gold führenden Arsenopyritvorkommen. Hier sei darauf hingewiesen, dass diese Arsenopyritvorkommen sowohl in der älteren als auch in der neueren Literatur als Goldvorkommen verzeichnet sind (u.a. Yigit 2009, MTA 1970). Charakteristisch für diese Vorkommen sind sehr hohe Goldgehalte (teilweise mehr als 100 µg/g), geringe Erztonnagen und eine geringe räumliche Ausdehnung sowie erhöhte Gehalte an Kobalt, Bismut und Wolfram (Akiska et al. 2008, Üzküt (1977)).

Die Genese dieser Vorkommen ist in weiten Teilen noch ungeklärt. Yigit (2009) geht davon aus, dass es sich um orogene Goldvorkommen handelt, die entweder durch eine niedrig temperierte Remobi-

lisation während der alpidischen Orogenese entstanden sind oder es sich um ehemalige Geothermalsysteme handelt, die zu einer epithermalen Erzmineralisation geführt haben.

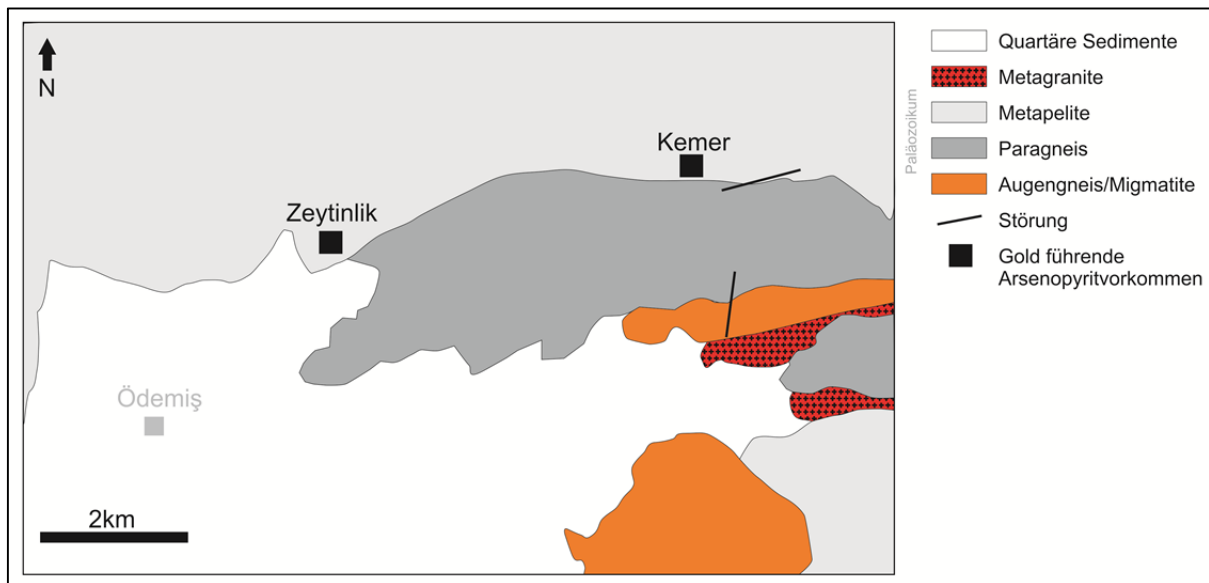


Abb. 14.2.1: Geologie der Region um Ödemiş und die Lage der Gold führenden Arsenopyritvorkommen von Zeytinlik und Kemer (verändert nach Akiska et al. (2008)).

Die bekanntesten Gold führenden Arsenopyritvorkommen im Arbeitsgebiet sind die von Tire, Arikbaşı, Koçarlı und die nördlich von Ödemiş liegenden Vorkommen von Zeytinlik, Elmacıgediği, Kemer und Yılanlıkale. Innerhalb der Geländearbeit wurden mehrere der verzeichneten Vorkommen aufgefunden (Tire, Arikbaşı, Koçarlı), von denen jedoch keine repräsentativen Erzproben genommen werden konnten. Die Gründe hierfür waren vielfältig. Oftmals waren die ehemaligen Abbaue überbaut, rekultiviert oder es lagen schlicht weg keine repräsentativen Erzproben in den noch vorhandenen Abraumhalden vor.

Die für die Arbeit zur Verfügung stehenden Erzproben der Vorkommen vom Kemer und Zeytinlik stammen von Dr. Sinan Akiska (Universität Ankara). Auf eine petrographische Charakterisierung der Erzproben sowie weitere geochemische Analysen, mit Ausnahme der Bleisotopie, wurde verzichtet. Die von Dr. Akiska zur Verfügung gestellten Erzproben wurden schon detailliert mikroskopisch als auch geochemisch analysiert. Die Ergebnisse dazu sind in Akiska et al. (2008) publiziert und werden im folgenden Überblick zusammenfassend wiedergegeben.

Weiter ist im Anhang A06-A1 bis A5 ein Überblick über die restlichen Gold führenden Arsenopyritvorkommen im Arbeitsgebiet gegeben, von denen keine repräsentativen Proben vorliegen. Dieser zusätzliche Überblick wurde erstellt, da die Information zu diesen Vorkommen Aussagen zur prähistorischen Höffigkeit von Gold als auch zu weiteren Arsenerzvorkommen erlauben.

Das Gold führende Arsenopyritvorkommen von Zeytinlik

Bei Zeytinlik treten zum einen bis zu 15 cm mächtige Arsenopyrit führende Gänge innerhalb von Biotit-Quarz-Muskovit-Granat-Schiefern auf. Die Gänge beißen an der Oberfläche aus und verlaufen konkordant zur Foliation der Schiefer. Die Gangstrukturen können zumeist über mehrere Meter verfolgt werden. Zum anderen existieren Arsenopyritgänge mit bis zu 10 cm Mächtigkeit, welche das Nebengestein diskordant durchschlagen. Die Gangart besteht aus Quarz und die Arsenopyritvererzung ist teilweise massiv. Die Arsenopyrite liegen massenhaft als hyp- bis idiomorphe Kristalle vor, die bis zu 2 cm Kantenlänge erreichen können. Andererseits treten die Arsenopyrite als große

derbe Massen auf (Abb. 14.2.2). Weiter existieren in den Quarzlinsen (bis zu 2,5 m mächtig) der Schiefer feinverteilte Arsenopyritmineralisationen (Akiska et al. 2008, Üzküt 1977).

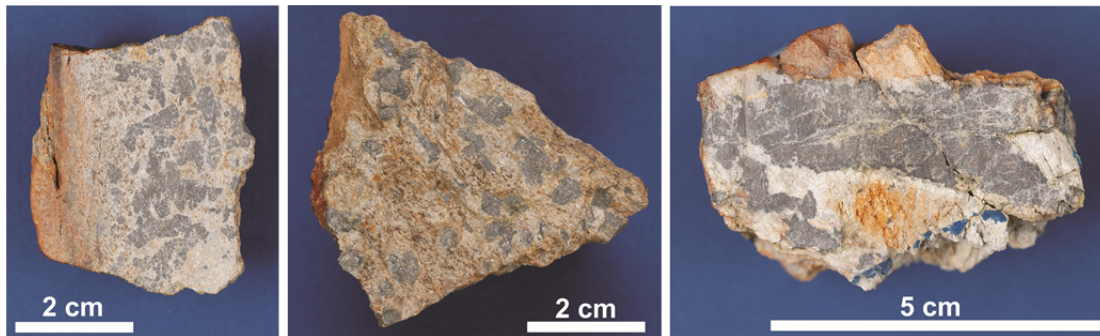


Abb. 14.2.2: Die Proben von Zeytinlik mit grauen Arsenopyritvererzungen (v. l. n. r.: Probe ZT-4, ZT-1, ZT-10).

Neben dem Arsenopyrit treten noch Chalkopyrit, Bismuthinit, Markasit, Pyrrhotin, Stibnit, Scheelit und gediegenes Gold auf, deren Anteile an der Vererzung jedoch marginal sind. Das gediegene Gold ist nicht größer als 10 μm und liegt entweder als Einschluss in groben Arsenopyriten oder als Füllung von Rissen innerhalb der Arsenopyrite (Paragenese der Rissfüllung: Gold, Bismuthinit, Chalkopyrit und Quarz; Akiska et al. 2008). Die geochemisch bestimmten Goldgehalte der Arsenopyrite von Zeytinlik schwanken zwischen 6 $\mu\text{g/g}$ und 86 $\mu\text{g/g}$, was den Schluss zulässt, dass Gold auch im submikroskopischen Bereich an die Arsenopyrite gebunden ist.

Das Gold führende Arsenopyritvorkommen bei Kemer

Die bei Kemer anstehenden Glimmerschiefer und Amphibolite weisen Quarz-Arsenopyritmineralisationen auf, die an der Oberfläche anstehen (Abb. 14.2.3). Die Mineralisationen verlaufen konkordant zur Foliation der Glimmerschiefer und erreichen Mächtigkeiten von bis zu 50 cm. Die Vererzungszone bei Kemer beschränkt sich jedoch auf einen Bereich von etwa 120 m x 120 m. Neben dem Arsenopyrit treten in geringsten Mengen Pyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit innerhalb von Rissen der Arsenopyrite auf. Die Gangart besteht aus Quarz. Die Arsenopyrite sind durch einen bisher nicht näher bekannten Prozess brekziert worden.



Abb. 14.2.3: Ausbeißender Gang bei Kemer bei dem der Arsenopyrit wahrscheinlich zu Skorodit umgewandelt ist (Foto S. Akiska).

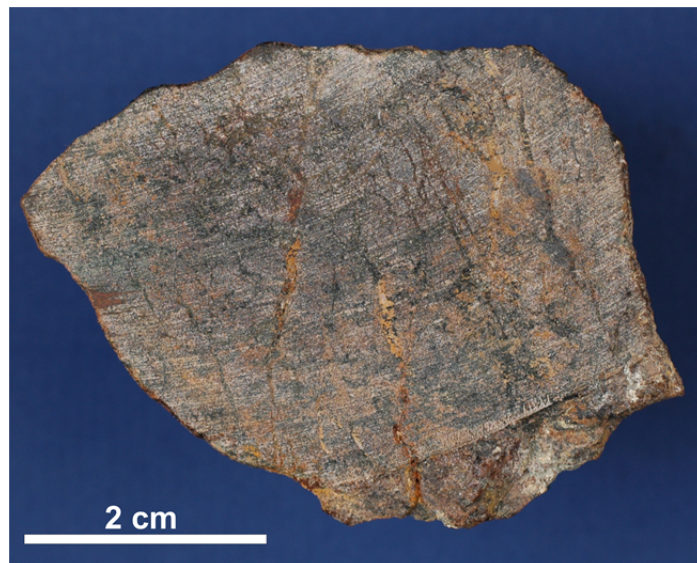


Abb. 14.2.4: Die Probe KM-01 des Arsenopyritvorkommens von Kemer. Die Arsenopyrite treten hier als schwärzliche feine und dichte Massen auf.

Gold wurde weder makroskopisch noch mikroskopisch beobachtet. Geochemische Analysen belegen jedoch die Existenz von Gold (0,31 µg/g). Hier wird angenommen, dass dieses im submikroskopischen Bereich an die Arsenopyrite gebunden ist (Akiska et al. 2008).

Sowohl für die Arsenopyritvorkommen von Zeytinlik als auch die von Kemer ist eine prähistorische Höflichkeit für Arsenerze gegeben. Die Erzgänge stehen an der Oberfläche an und die Erze (sulfidische Primärerze als auch deren sekundäre Umwandlungsprodukte) liegen in massiver Form vor. Soweit bekannt, betrifft die Alteration der ausbleichenden Erzgänge nur die obersten Bereiche (Mitteilung S. Akiska). Diese Charakteristika sind auch bei den nicht beprobten Arsenopyritvorkommen vorhanden (vgl. Anhang A06-A1 bis A5). Inwieweit eine prähistorische Höflichkeit für das in diesen Vorkommen auftretende Gold existiert, wird im Kapitel 15 näher erläutert.

14.3 Die Goldlagerstätten Efemçukuru

Die Goldlagerstätte von Efemçukuru liegt etwa 15 km nordöstlich der Stadt Seferihisar und etwa 50 km vom Çukuriçi Höyük entfernt. Die Lagerstätte ist als störungsgebundenes (low sulphidation) epithermales Goldvorkommen charakterisiert. Die Vererzungen treten in Form von Gängen, Brekzien und Stockwerkvererzungen auf. Die Platznahme der Erz führenden Fluide erfolgte mehrphasig mit einer einhergehenden hydraulischen Brekzierung und/oder Verdrängung „älterer“ Erzausfällungen sowie des Nebengesteins (häufig mit einhergehender Erzimprägung). Das Wirtsgestein bilden dabei die kretazischen bis paläogenen Gesteine der Bornova Flysch Zone und rhyolithische Gänge neogenen Alters, die den Bornova Flysch durchschlagen haben. Die Erzmineralisationen sind im Wesentlichen an zwei größere Nordwest-Südost verlaufende sowie steil stehende Gangstrukturen (Kestanebeleni und der Kokarpinar) gebunden (Abb. 14.3.1). Die Gangstrukturen stehen an der Oberfläche an und reichen mindestens 300 m in die Tiefe (Oyman et al. 2003). Unabhängig vom Vererzungstyp liegen die Erzminerale im Nebengestein oder in der Gangart dispers verteilt vor. Nur selten treten massivere saalbandartige Vererzungen auf. Die Gangart ist vielfältig und besteht im Wesentlichen aus Quarz, Feldspat (Orthoklas), Mangankarbonaten und Mangansilikaten.

Die Erzmineralparagenese umfasst im Wesentlichen Pyrit, Sphalerit, Galenit, Fahlerze, Arsenopyrit, Chalkopyrit und Gold (Elektrum). Pyrit sowie Sphalerit dominieren quantitativ die Vererzung und die restlichen Erzminerale treten nur stark untergeordnet auf. Die Größe und der Habitus der Erzminerale sind divers. Größere Aggregate (> 0,5 cm) bilden allerdings nur die Pyrite. Das Gold liegt zum einen als Freigold vor und findet sich vor allem als Einschluss in den Quarzen und den Mangankarbonaten. Andererseits ist das Gold submikroskopisch an die Pyrite gebunden. Die Größe des Freigoldes schwankt zwischen 2,5 µm und 50 µm (Boucher 2016, Oyman et al. 2003).

Die Erzgänge unterlagen einer tiefreichenden (bis in 100 m Tiefe) supergenen Alteration. Für den supergen überprägten Bereich ist ein hoher Goldgehalt charakteristisch. Eine Anreicherung von sekundären Kupfer- und Zinkmineralen durch die supergene Alteration wurde auch beobachtet, diese findet sich jedoch im größeren räumlichen Abstand zur Geländeoberkante (resultierend aus dem niedrigen Grundwasserspiegel in dieser Region, Oyman et al. 2003). Die direkt an der Oberfläche anstehenden Gangbereiche unterlagen zusätzlich einer intensiven lateritischen Verwitterung und bestehen nur noch aus amorphen Massen an Manganit, Braunit, Eisenhydroxiden und Quarz. In diesen Gossanstrukturen finden sich besonders hohe Goldgehalte. Allerdings sind die hier existierenden Mikronuggets durchgängig von Manganit und Eisenhydroxiden umhüllt. Anreicherungen an sekundären Kupfermineralen wie Malachit oder Azurit bzw. reliktsch erhaltene Galenite sind nicht bekannt (Boucher 2016, Oyman et al. 2003). Diese Lagerstätte wurde während Explorationsarbeiten in den 1980er Jahren wiederentdeckt. Boucher (2016) beschreibt ältere Stollensysteme im Bereich der großen Gangstrukturen ohne einen Verweis auf deren Alter zu geben.

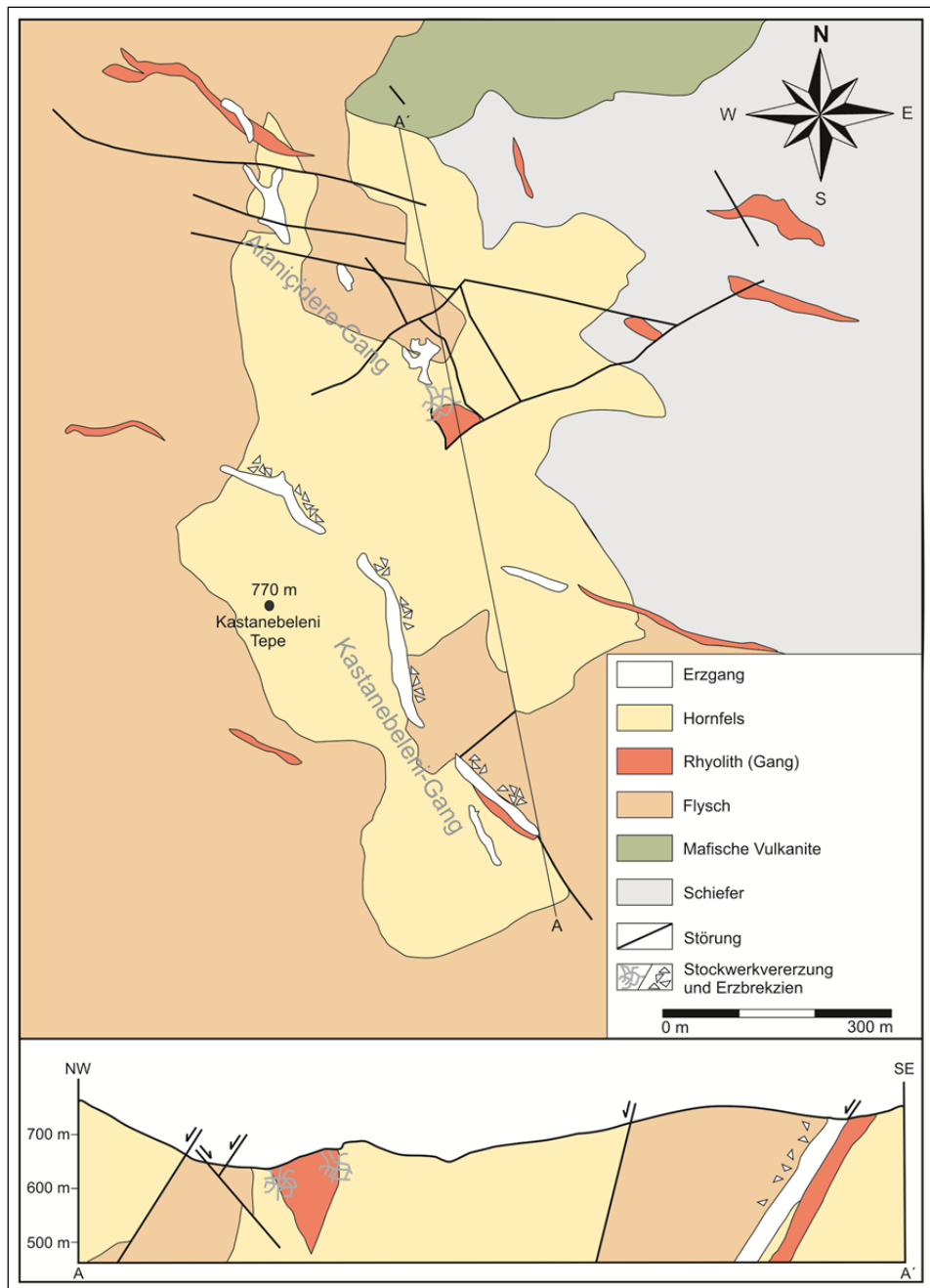


Abb. 14.3.1: Die geologische Situation im Bereich der Goldlagerstätte Efemçukuru sowie ein Profilquerschnitt durch die Lagerstätte (verändert nach Oyman et al. 2003).

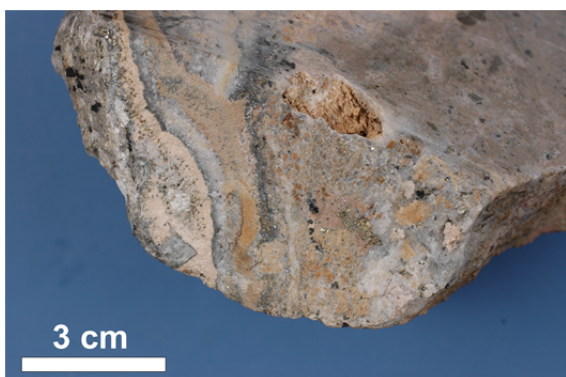


Abb. 14.3.2: Die Probe Efem-03. Nebengestein (Quarz und Mangansilikate) mit dispers verteilten Pyriten (gelb metallisch glänzend) sowie Sphalerit (schwarz).

Die Tonnage beläuft sich nach aktuellem Stand auf 8,5 Millionen Tonnen Erz mit einem durchschnittlichen Goldgehalt von etwa 7 g/t. Die Gewinnung zielt ausschließlich auf Gold ab. Für keinen der relevanten Erzrohstoffe liegt an der Lagerstätte Efemçukuru eine prähistorische Höflichkeit vor. Die ausbeißenden Gänge sind stark verwittert und frei von Erzrohstoffen der Buntmetalle. Ebenso unterlag das Gold keiner prähistorischen Höflichkeit, worauf unter Kapitel 15 noch näher eingegangen wird.

Petrographische Charakterisierung der Erzproben von Efemçukuru

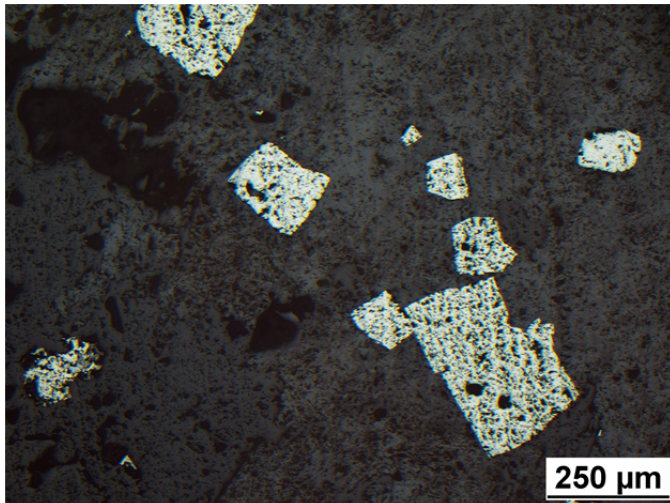


Abb. 14.3.3: Xeno- bis hypidiomorphe Pyrite (hellgelb) im Nebengestein (Probe Efem-01 im Auflicht).

Die Proben Efem-01 bis Efem-04 wurden für die Untersuchungen von Dr. Tolga Oyman (Dokuz Eylül Universität Izmir) überlassen. Die Proben wurden untertage genommen und entstammen dem Kastanebeleni Gang. Die Proben weisen als Gangart Mangansilikate sowie Quarz auf (Mitteilung Tolga Oyman), mit dispers verteiltem Pyrit und Sphalerit (Abb. 14.3.2).

Die Pyrite sind xeno- bis hypidiomorph und erreichen Größen von bis zu 5 mm. Partiiell finden sich auch saalbandartige Pyritmassen. Die vier Proben unterschieden sich nur wenig voneinander, weshalb eine

zusammenfassende erzpetrographische Beschreibung erfolgt.

Im Auflicht kann eine wenig diverse Erzmineralparagenese beobachtet werden, die regellos und chaotisch in der Gangart verteilt ist. Pyrit dominiert die Paragenese und tritt in dicken, relativ großen Aggregaten (Abb. 14.3.4) auf sowie mit annähernd idiomorphem Habitus (Abb. 14.3.3). Der Pyrit ist partiell mit xeno- bis hypidiomorphen oftmals kleineren Sphaleriten und Galeniten verwachsen (Abb. 14.3.4), wobei der Pyrit den Sphalerit und möglicherweise auch den Galenit verdrängt. Ansatzweise ergibt sich der Eindruck, dass der Sphalerit wiederum den Galenit verdrängt. Neben den kleinen Sphaleriten treten auch größere Aggregate auf, die oft scharfe Kontakte zu den Pyriten zeigen. Innerhalb der Sphalerite finden sich kleine tropfenförmige Entmischungen von Chalkopyrit (Abb. 14.3.4). Des Weiteren führen die Pyrite relativ oft größere Einschlüsse von Nebengesteinsklasten.

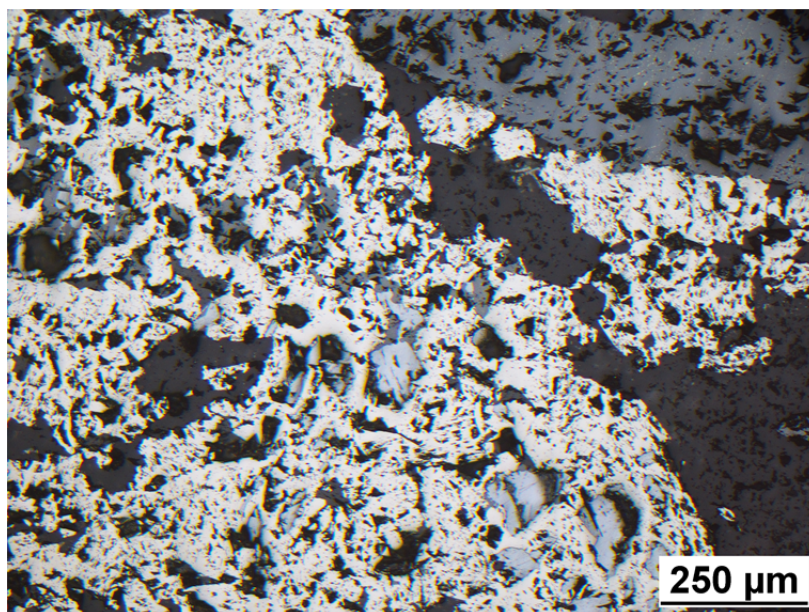


Abb. 14.3.4: Die Probe Efem-03 im Auflicht. Große Pyritaggregate (hellgelb) mit Sphalerit- und Galenitverwachsungen (mittelgrau bzw. hellgrau) sowie Nebengesteinseinschlüssen (dunkelgrau). In der rechten oberen Ecke befindet sich ein großes Sphaleritaggregat (mittelgrau), welches kleinste tropfenförmige Chalkopyritentmischungen (kleine gelbe Punkte) aufweist.

15. Zusammenfassung zum Lagerstätteninventar des Arbeitsgebietes

Die unter Kapitel 13 und 14 zusammengetragenen geologisch-lagerstättenkundlichen Informationen (publizierte Literatur, eigene Geländebeobachtungen und die petrographische Charakterisierung der Erzproben) zu den Erzvorkommen im Arbeitsgebiet, lassen an diesem Punkt der Arbeit schon weitreichende Rückschlüsse hinsichtlich der prähistorischen Höflichkeit und Nutzung dieser Vorkommen zu.

Die Erzvorkommen des Arbeitsgebietes verteilen sich ungleichmäßig über die betrachtete Region und befinden sich in größerer Entfernung zum Tell. Diese liegen nordwestlich, nördlich und nordöstlich des Çukuriçi Höyüks (Abb. 14.1), wobei die Erzvorkommen von Gümüldür und Nif Dağı mit ca. 40 km Entfernung (Luftlinie) die geringste Entfernung zum Çukuriçi Höyük aufweisen.

Das Lagerstätteninventar umfasst hauptsächlich Zinkvorkommen (Sphalerit), Zink-/Bleivorkommen (Sphalerit/Galenit), Gold führende Arsenopyritvorkommen und die Goldlagerstätte Efemçukuru.

Die wesentliche Erkenntnis bis hierhin ist, dass bei keinem der genannten Vorkommen eine primäre und/oder sekundäre Kupfererzmineralisation mit prähistorischer Relevanz, weder als Haupt- und/oder Nebenphase, bekannt ist oder beobachtet wurde. Soweit Kupfergehalte in der Literatur angegeben sind, liegen diese zumeist bei 0,1 % oder darunter. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass in der Prähistorie keine relevanten Anreicherungen von Kupfersekundärmineralen an den ausbeißenden Erzkörpern zu erwarten waren und wenn doch, dann nur in geringen Mengen.

Der zweite wesentliche Punkt ist, dass die prähistorische Höflichkeit der Erzvorkommen, in Bezug auf die am Çukuriçi Höyük hergestellten Metalle, teilweise nicht gegeben ist bzw. in Frage gestellt werden kann. Dies resultiert daraus, dass partiell unklar ist, ob die Erzmineralisationen an der Oberfläche aufgesetzt haben und/oder die relevanten Erzrohstoffe nicht in dem Maße vorhanden sind, die eine prähistorische Nutzung plausibel erscheinen lassen. Beispiele hierfür sind die Vorkommen von Saryurt und Palamut Dere. Die Mineralisationen stehen an der Oberfläche an, aber die eigenen Untersuchungen (plus Angaben aus der Literatur) zeigen, dass es sich primär um ein Sphaleritvorkommen handelt. Der quantitative Anteil weiterer Erzminerale (Galenit, Chalkopyrit usw.) in diesen beiden Vorkommen ist derart gering, dass eine intensivere prähistorische Nutzung unwahrscheinlich ist. Hierbei muss auch beachtet werden, dass beispielsweise für die Kupferartefakte des Çukuriçi Höyük aufgrund der geringen Streuung der Bleisotopiesignaturen sowie der wenig schwankenden Spurenelementzusammensetzung ein Bezug des Erzrohstoffes aus einer Lagerstättenregion postuliert wird (Mehofer in Vorbereitung). D.h., dass bei dem Umfang der metallurgischen Tätigkeiten auf dem Tell auch die entsprechenden Mengen Erz, in diesem Fall Kupfererz, vorhanden sein müssen. Diese Begebenheit ist bei den lokalen Erzvorkommen hinsichtlich des Kupfers nicht zu erwarten.

Primäre und sekundäre Arsenerze, die erkenn- und nutzbar waren, finden sich bei Kemer und Zeytinlik. Weitere Vorkommen, wie beispielsweise die von Arikbaşı oder Tire (vgl. Anhang A06-A1 und A2), können ebenso als potentielle Vorkommen für Arsenerze angenommen werden, auch wenn diese innerhalb dieser Arbeit nicht beprobt werden konnten. Die Annahme stützt sich hauptsächlich auf die Angaben in der neueren Literatur, die aber sehr detailliert sind und diese Interpretation erlauben. Die Arsenerzvorkommen konzentrieren sich vor allem entlang des Küçük Menderes Grabens.

Hinsichtlich der Erkenn- und Nutzbarkeit des Rohstoffes Gold im Arbeitsgebiet können schon weitreichende und abschließende Aussagen getroffen werden. In den frühbronzezeitlichen Fundspektren des Çukuriçi Höyük wurden neben den zahlreichen Kupferartefakten auch zwei Goldfunde entdeckt (vgl. Kap. 1.2). Das Auftreten von Gold führenden Erzvorkommen im Arbeitsgebiet ist

spätestens durch die zusammenfassenden Übersichten des MTA (1970) zu den Lagerstätten in Westanatolien gegeben. Akiska et al. (2008), Oyman et al. (2003), Akçay et al. (2003) und Üzküt (1977) haben einen Großteil der Arsenopyritvorkommen, die vom MTA (1970) im Arbeitsgebiet genannt sind, näher untersucht. Diese Arbeiten beschäftigen sich aber vor allem mit deren Genese. Analysen von Naturgold welche für vergleichende geochemische Untersuchungen zwischen Artefaktgold und Naturgold (Schema Schmiederer 2008 und Ehser et al. 2012), liegen jedoch nicht vor.

Die Existenz einer hohen Anzahl an kleinen Gold führenden Arsenopyritvorkommen und die Goldlagerstätte (Efemçukuru) im Arbeitsgebiet (vgl. Kap. 14.2 und Kap. 14.3), welche schon in der älteren Literatur genannt wurden (u.a. Pernicka 1987, DeJesus 1980, MTA 1970, Ryan 1957), kann diese Arbeit nochmals bestätigen. Auch die prähistorische Höffigkeit hinsichtlich des Ausbeißens der Erzgänge an der Oberfläche ist gegeben.

Trotzdem liegt aus der Sicht des Autors kein zwingender Grund vor, dass das „Golderz“ aller Gold führenden Erzvorkommen/Lagerstätten im Arbeitsgebiet am Çukuriçi Höyük genutzt werden konnte. Die Annahme beruht nicht auf geochemischen Vergleichen zwischen Artefakt- und Naturgold, sondern basiert auf den kausalen Zusammenhängen der Informationen aus der Literatur (hier sei auch auf den Anhang A06-A1 bis A5 verwiesen): 1. Unter Ausnahme der Goldlagerstätte von Efemçukuru, bildet Gold in allen anderen Vorkommen nur einen Nebenbestandteil einer anderen dominanten Vererzung. Dies betrifft grundsätzlich alle Arsenopyritvorkommen und die Antimonlagerstätte von Emirli; 2. Alle beschriebenen Lagerstätten und Vorkommen stehen zwar an der Oberfläche an, jedoch liegt das Gold nirgends in einer makroskopisch sichtbaren Größe vor. In vielen Fällen findet sich das Gold als submikroskopischer Einschluss in Sulfiden und/oder den Gangarten. Selbst mikroskopisch erfolgten bisher nur wenige Nachweise. In der überwiegenden Anzahl der Fälle konnte das Gold nur über geochemische Analysen nachgewiesen werden; 3. Unter der Ausnahme der Goldlagerstätte von Efemçukuru, weisen alle beschriebenen Vorkommen nur eine sehr begrenzte räumliche Ausdehnung auf. Die Erzgänge sind zumeist nur wenige Zentimeter mächtig, mit irregulär verteilten Erzen. Dies erschwert die Entdeckung, ob bewusst oder unbewusst, erheblich und die zur Verfügung stehenden Erzmengen sind begrenzt. 4. Die äußerst geringe räumliche Ausdehnung und Mächtigkeit der Vererzung an der Oberfläche lässt es unwahrscheinlich erscheinen, dass sich aus den Erosionsprodukten der Erzgänge ergiebigere Goldseifen gebildet haben. Hier kommt hinzu, dass die primäre Mineralgröße des Goldes, wie schon aufgeführt, nicht im makroskopisch sichtbaren Bereich liegt und daher mögliche Aufkonzentrationen von Gold im Sediment (eluvial, alluvial, fluviatil) nicht sichtbar gewesen wären. Diese Annahme wird auch dadurch bestätigt, dass keinerlei Seifengoldvorkommen bzw. einfache Aufkonzentrationen im Arbeitsgebiet bekannt sind (MTA 2009, Yigit 2009, MTA 1970).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der wesentliche Grund der die prähistorische Höffigkeit der Gold führenden Vorkommen verneint ist, dass das Gold nicht im makroskopisch sichtbaren Bereich vorliegt bzw. vorlag und damit dessen Existenz nicht erkennbar war. Diese grundlegende Aussage trifft auch auf die Gold führenden Arsenopyritvorkommen zu, die nicht in dieser Arbeit beprobt werden konnten (vgl. Anhang A06-A1 bis A5).

Natürlich kann eine Nutzung dieser Erze zur möglichen Goldgewinnung nicht völlig ausgeschlossen werden. In Anbetracht der benötigten Menge an Roherz (primäres und/oder sekundäres Erz), der Transportentfernung, der Komplexität der Aufbereitung und der metallurgischen Prozesse, lässt dies aber als unwahrscheinlich erscheinen (Mitteilung Mathias Mehofer, Vienna Institute for Archaeological Science). Selbst bei der Nutzung von Arsenopyriten bzw. sekundär gebildeten Arsenerzen (u.a. Skorodit) mit hohen Goldgehalten (20 g/t), würden mindestens 50 kg Roherz zur Herstellung von 1 g Gold (100 % Ausbeute, die in prähistorische Metallurgie nicht erreicht wurde)

benötigt. Auch würden, in Anbetracht der hohen Roherz mengen, bei solchen Prozessen erhebliche Mengen an Schlacken bzw. metallurgische Überreste anfallen, die am Çukuriçi Höyük nicht bekannt sind.

Unter der Voraussetzung, dass das Gold für die frühbronzezeitlichen Goldperlen, die auf dem Çukuriçi Höyük gefunden wurden, aus einem Vorkommen stammt, was bei der geringen Größen und Gewicht der Goldartefakte durchaus anzunehmen ist, kann die Herkunft des Goldes aus der Lagerstätte Efemçukuru ausgeschlossen werden. Das Gold in Efemçukuru liegt durchgängig als Elektrum vor (Silberanteil im Gold beträgt mindestens 20 %, Boucher 2016), während die gefundenen Goldperlen einen Silberanteil von 6,7 % bzw. 8,2 % aufweisen (Mehofer in Vorbereitung).

Wie schon erwähnt wurde, konnten keine repräsentativen Kupfererzproben sowie nur wenige Galeniterzproben und die Arsenopyritproben für die vergleichenden Untersuchungen (Bleiisotopie/Spurenelemente) zwischen Erz und Artefakte gesammelt werden. Dennoch wurden von allen petrographisch charakterisierten Proben (vgl. Kap. 14) Bleiisotopieanalysen und chemische Analysen (WDRFA und/oder INAA) angefertigt.

Die Gründe und Überlegungen werden im Folgenden näher erläutert: 1. Durch den temporären Abbau der Erzvorkommen im Arbeitsgebiet über die letzten Jahrtausende und spätestens mit der Neuzeit, ist die ursprüngliche prähistorische Lagerstättensituation nicht mehr existent. D.h., dass beispielsweise heutige Galenit-/Sphaleriterzvorkommen mit marginalen Gehalten an Chalkopyrit in der Prähistorie im oberflächennahen Bereich (Gossan) durch supergene Prozesse, relevante und nutzbare Mengen an sekundären Kupfererzen aufgewiesen haben könnten; 2. Die Bleiisotopie-signatur, unabhängig vom Erztyp, einer Lagerstätte/Lagerstättendistrikt unterliegt einer gewissen Streuung. Aber in der Gesamtheit ergibt sich bei einer ausreichend hohen Probenanzahl ein bleiisotopisches Muster für diese Lagerstätte/Lagerstättendistrikt. Dabei wird die Probenanzahl, die notwendig ist um ein bleiisotopisches Muster aufzuzeigen, verschieden definiert. Pernicka (1987) fordert mindestens fünf Proben und je nach Komplexität der Lagerstätte eine höhere Probenanzahl. Bode (2008) gibt hierfür 5 bis 15 Proben an. Die Streuung eines bleiisotopischen Musters einer Lagerstätte/Lagerstättendistriktes hängt letztlich auch von zwei weiteren Faktoren ab. Ein Faktor der die Bleiisotopiezusammensetzung von Erzen unter Umständen beeinflussen kann, ist der Uran- und Thoriumzerfall im Erz oder Nebengestein bei niedrigen Bleigehalten. Nach Pernicka (1987) äußert sich dies gegebenenfalls bei Erzen mit einem Bleigehalt von $<0,01$ % in einer größeren Streuung der Bleiisotopenverhältnisse. Da keine Uran- und Thoriumgehalte der Proben innerhalb dieser Arbeit bestimmt wurden, können über deren Einfluss nur Vermutungen angestellt werden. Der zweite Faktor der berücksichtigt werden muss, ist das Vorhandensein zeitlich getrennter primärer Vererzungsphasen unterschiedlichen Alters innerhalb einer Lagerstätte oder Lagerstättenreviers (Inhomogenität), welche dann zu unterschiedlichen Bleiisotopiesignaturen führen. Der zweite Faktor ist für Erzvorkommen im Arbeitsgebiet aus Sicht des Autors weitgehend zu vernachlässigen, da keine zeitlich versetzten Vererzungsphasen oder komplexere Lagerstättenzonierungen bekannt sind und auch nicht beobachtet wurden. Eine Ausnahme bilden hier vielleicht die Arsenopyritvorkommen, was später noch diskutiert wird; 3. Die Bleiisotopiesignaturen von Erzen sind gegenüber geologischen Prozessen (Mineralumwandlung, Alteration, metamorphen Prozessen usw.) und beim Verhüttungsprozess stabil (Pernicka 1990, Pernicka 1987). D.h., dass beispielsweise karbonatische Kupfererze, die aus sulfidischen Kupfererzen einer Lagerstätte entstanden sind und in der Prähistorie genutzt sowie metallurgischen Prozessen unterlagen, ihre ursprüngliche „lagerstättenspezifische“ Bleiisotopiesignatur beibehalten. Für den Erhalt der „lagerstättenspezifischen“ Bleiisotopiesignatur bei der Verhüttung müssen jedoch zwei Bedingungen erfüllt sein. Die verwendeten Erze dürfen nicht aus

verschiedenen Vorkommen stammen und/oder ein Recycling von Metallgegenständen, welche aus Erzrohstoffen anderer Lagerstättenregionen hergestellt wurden, muss ausgeschlossen sein. Anderenfalls ergeben sich bleiisotopische Mischsignaturen, die bei der Auswertung nicht oder schwierig zu interpretieren sind. Ein Metallrecycling sowie die Nutzung von Erzen verschiedener Vorkommen werden für das Spätchalkolithikum und für die Frühbronzezeit im ägäisch-west-anatolischen Raum nicht angenommen (Pernicka 1987). Die geringe Schwankungsbreite der Bleiisotopiesignaturen und der Spurenelemente der Kupferartefakte des Çukuriçi Höyük schließen nach Mehofer (in Vorbereitung) ein Metallrecycling oder die Nutzung von Erzen verschiedener Vorkommen aus. Als große Unbekannte, die die Bleiisotopiesignatur beeinflussen kann, sind verwendete Zuschläge (Flussmittel), die bei bleiarmer Erzen zu einer Veränderung der Bleiisotopiesignatur führen können. Der Nachweis der Verwendung solcher Flussmittel ist zumeist schwierig (Pernicka 1987).

Das bedeutet, dass die Bleiisotopiesignatur von Kupfererz (in der Prähistorie vorhanden und heute nicht mehr nachweisbar) und von Sphaleriterz vergleichbar sind, wenn diese aus einer Lagerstätte/Lagerstättenregion stammen. Dabei hat die reine metallurgische Prozessierung des Kupfererzes, sofern die oben genannten Bedingungen erfüllt sind, keinen Einfluss auf die Bleiisotopiesignatur. Damit kann beispielweise die Bleiisotopiesignatur eines Sphaleriterzes im Vergleich mit einem Kupferartefakt auf ein ehemaliges prähistorisches Kupfervorkommen hindeuten. In einem solchen Fall ist eine umfassendere Bearbeitung der jeweiligen Lagerstätte zwingend nötig, um die Plausibilität einer bleiisotopischen Übereinstimmung zu bestätigen (Überschneidung von Isotopenfeldern verschiedener Lagerstättenreviere). Im entgegengesetzten Fall verweist Frotzsch (2009) darauf, dass bei deutlich verschiedenen Bleiisotopiezusammensetzung zwischen Artefakt und Erzprobe davon ausgegangen werden kann, dass auch bei einer Erhöhung der Probenanzahl nicht mit einer Übereinstimmung zu rechnen ist.

Die chemische Analyse aller Erzproben, auch wenn ein Teil davon nicht für die Spurenelementvergleiche zwischen Artefakt und Erzrohstoff herangezogen werden kann, erfolgte aus den folgenden Gründen: 1. Die Schaffung eines Lückenschlusses in der archäometallurgischen Literatur. Oftmals werden Erzvorkommen und Erzlagerstätten, die beispielweise wegen fehlender Informationen zu Kupfervererzungen (zu meist Informationen aus der Literatur) nicht als Rohstoffbasis für Kupfererz in Betracht gezogen, aber dennoch abgehandelt. Die dabei zusammengetragenen Informationen sind wenig umfangreich und hinterlassen meistens mehr Fragen als Antworten. Es werden zum Beispiel oft Erzmineralparagenesen genannt, was aber wenig aufschlussreich ist, da keine Informationen zu den dominierenden Haupt- und Nebenphasen (Erze) enthalten sind. Diese Informationen sind aber essentiell hinsichtlich der Abschätzung relevanter Vererzungen mit prähistorischer Höflichkeit.

Die chemischen Analysen der Erze im Zusammenhang mit den Geländebeobachtungen, dem publizierten Wissen und den makro-/mikroskopischen Auswertungen, bauen aufeinander auf und unterstützen gleichzeitig die geologischen Interpretationen (Genese, Vererzungstyp, Lagerstättenstruktur usw. vor allem bei Vorkommen mit geringer Informationsbasis), die wiederum zur einer nachvollziehbaren Einschätzung der prähistorischen Höflichkeit führen; 2. Mit der Vorgehensweise sollte eine Datenbasis für zukünftige archäologische, geoarchäologische und geologische Projekte geschaffen werden, die ähnliche oder aber auch völlig andere Forschungsschwerpunkte zum Ziel haben. Mit den gewonnenen Daten wird zukünftigen Projekten eine greifbare Datenbasis für das Arbeitsgebiet hinterlassen, die einer erneuten zeitaufwendigen Geländearbeit, Beprobung usw. entgegenwirkt. Dass diese Grundüberlegung auch zielführend und letztlich auch notwendig ist, zeigte sich schon im Laufe dieser Arbeit (Anfragen aus verschiedenen Wissenschaftszweigen zu den Erzvorkommen des Arbeitsgebietes).

16. Die petrographische Charakterisierung der Erzfragmente

Unter diesem Kapitel erfolgt die petrographische Charakterisierung der vier am Çukuriçi Höyük gefundenen Erzfragmente. Makroskopisch handelt es sich um ein Kupfererzfragment aus Azurit (Abb. 18.1.4) sowie zwei Gesteinsfragmente, die partiell eine Azurit-/Malachitvererzung aufweisen (Abb. 18.1.6). Weiter wurde ein Galeniterzfragment geborgen (Abb. 16.1.1).

Das kleine Kupfererzfragment aus Azurit (Fund 12/1507/4) stammt aus dem Schnitt N6, Phase CuHö I (prähistorisch gestört). Die Gesteinsfragmente (Fund 09/862/7) mit der partiellen Malachitvererzung stammen aus der frühbronzezeitlichen Phase CuHö III, Schnitt S3 und der spätkalkolithischen Grabenverfüllung CuHö Phase VI, Schnitt N6 Ost (Fund 11/1307/12/1). Das Galeniterzfragment (Fund 12/5001/12/4) wurde aus der frühbronzezeitlichen Grabungsfläche M1, Phase CuHö I (rezent gestört) geborgen.

Mehofer (in Vorbereitung) postuliert für die Erzfragmente aus den rezenten/prähistorisch gestörten Schichten folgende hypothetische Überlegung: „Da sie aus gestörten Schichten kommen, haben sie keinen Kontext und können archäologisch nicht zugeordnet werden. Da sie aber eine Bleisotopensignatur wie die gut stratifizierten Artefakte bzw. die in der Umgebung prospektierten Lagerstätten haben, kann man die Überlegung anstellen, dass sie auch aus diesen Bergbauregion/-regionen stammen und wohl während der FBZ oder davor auf dem Tell mit den anderen Erzen kamen.“ Es kann also unter Vorsicht angenommen werden, dass die Erzfragmente aus den gestörten prähistorischen Schichten zum Fundspektrum des Çukuriçi Höyük gehören, und weshalb diese auch in die Untersuchungen einbezogen werden.

16.1 Das Galeniterzfragment 12/5001/12/4



Abb. 16.1.1: Galeniterzfragment 12/5001/12/4 mit feinen Eisenhydroxidmassen.

Der Fund 12/5001/12/4 ist ein kleines Galeniterzfragment, welches in der frühbronzezeitlichen Grabungsfläche M1, Phase CuHö I des Çukuriçi Höyük ausgegraben wurde (Abb. 16.1.1).

Das Fragment zeigt in großen Teilen idiomorphen Galenit, welcher entlang von Spaltflächen oder Rissen sowie teilweise flächig durch Anglesit oder Scotlandit verdrängt wird (Abb. 16.2). In den Galenitaggregaten finden sich vereinzelt idiomorphe Dolomitekristalle. Einseitig grenzt an den Galenit ein unterschiedlich breiter Cerussitsaum, in welchem marginal Anglesit und/oder Scotland zu finden sind. Am direkten Übergang von Galenit zum Cerussitsaum oder im Cerussitsaum selbst finden sich feinste Flitterchen von Covellin (Abb. 16.1.2). Nach Ramdohr (1975) ist dieser Covellin das Produkt kleiner Gehalte an Kupfer im Bleiglanz, die in Form von u.a. Fahlerz, Bournonit im Galenit gebunden waren und durch eine deszendente Verdrängung von Galenit durch Cerussit entstehen können. Auf den Cerussitsaum folgt wiederum ein Bereich, der

durch ein feines Gemenge aus Eisenhydroxiden (wahrscheinlich Limonit und/oder Goethit) dominiert wird (Abb. 16.1.3). Der Übergang ist unregelmäßig und chaotisch verlaufende Äderchen aus Cerussit reichen weit in die Eisenhydroxidmassen hinein. In diesen Äderchen oder in isolierten Cerussitaggregaten, die innerhalb der Eisenhydroxide liegen, tritt dispers verteilt Argentit auf (Abb. 16.1.3). Reliktisch erhaltene Galenite, zumeist rundlich, treten sowohl in den sekundären Bleierzen als auch in den Eisenhydroxiden auf. Des Weiteren finden sich Pseudomorphosen von Cerussit nach Galenit.

Xenomorpher, teilweise an den Rändern ausgefranter Quarz, tritt unregelmäßig und in unterschiedlicher Größe im gesamten Fragment auf.

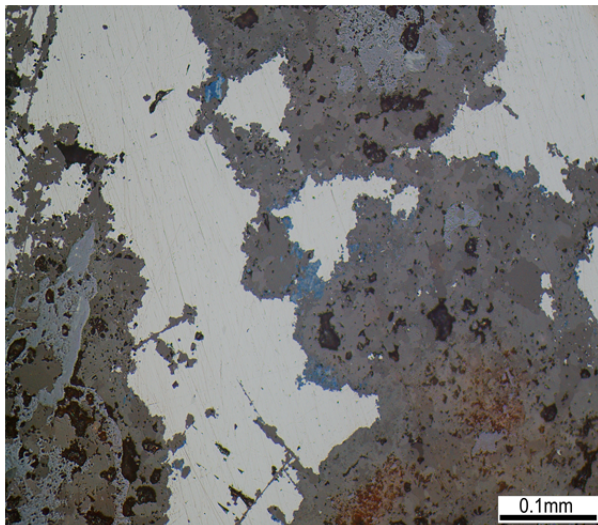


Abb. 16.1.2: Galeniterzfragment 12/5001/12/4 (im Auflicht). Galenit (weiß), Covellin (bläuliche Farben), Cerussit (braun-grau), Anglesit-Scotlandit (grau, entlang der Spaltrisse), feine Gemenge aus Eisenhydroxiden (hellgrau) und Quarz.

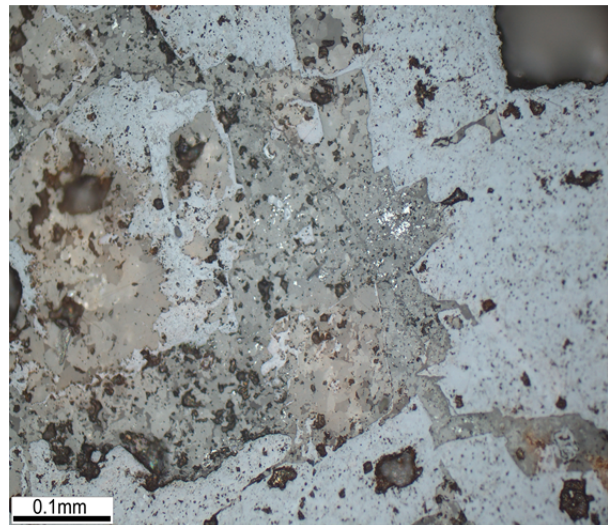


Abb. 16.1.3: Galeniterzfragment 12/5001/12/4 (im Auflicht). Eisenhydroxide (hellgrau) und dispers verteilter Argentit (leuchtend weiß) in Cerussit (braun-grau bis grau) sowie Quarz (schwarz-grau).

16.2 Das Azuriterzfragment 12/1507/4

Dieses kleine Kupfererzfragment aus dem Schnitt N6 Phase CuHö I (Fund 12/1507/4) besteht zu großen Teilen aus Azurit, welcher von einem schmalen, zerbrochenen und gangartigen Quarz durchzogen wird (Abb. 16.2.1). Der Azurit liegt einerseits als feinstes oder teilweise als derbes Gemenge vor sowie stellenweise mit feinstkristalliner Ausbildung (Abb. 12.2.2).



Abb. 16.2.1: Kupfererzfragment aus Azurit (blau) und Quarzaggreat (weiß; Fund 12/1507/4). Braune Verfärbungen sind vermutlich Eisenhydroxide.

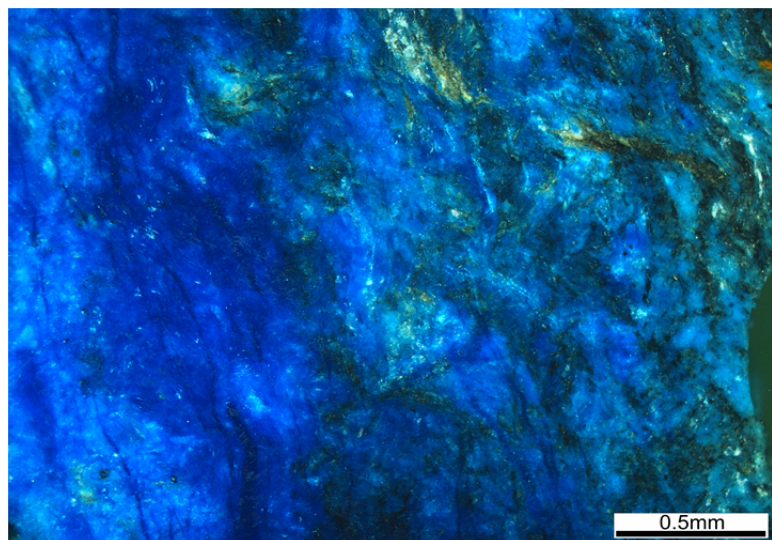


Abb. 16.2.2: Kupfererzfragmente 12/1507/4 (im Auflicht gekreuzte Polarisatoren). Azurit (intensiv blaue Innenreflexe) als dominierendes Mineral. Faserige längliche Tonminerale (schwarz) sowie chaotisch angeordnete, derbe Massen von Tonmineralen (schwärzlich-grün).

Stark untergeordnet treten derbe Gemenge von amorphem Malachit auf. Im Erz selbst finden sich Quarz und wahrscheinlich Tonminerale. Die Quarze scheinen oftmals länglich und in Teilen zerbrochen. Die Bruchstellen sind durch Azurit verfüllt. Die Tonminerale sind in ihrer Form sehr mannigfaltig ausgebildet und scheinen in der Azuritmatrix zu schwimmen. Der Azurit verdrängt die

Tonminerale, welche als größere und kompaktere Individuen auftreten, andererseits finden sich auch sehr kleine flasrige bis faserige Tonmineralaggregate, die chaotisch im Azurit verteilt sind und schwimmend in der Azuritmatrix wirken (Abb. 16.2.2).

16.3 Die Gesteinsfragmente mit partieller Malachitvererzung

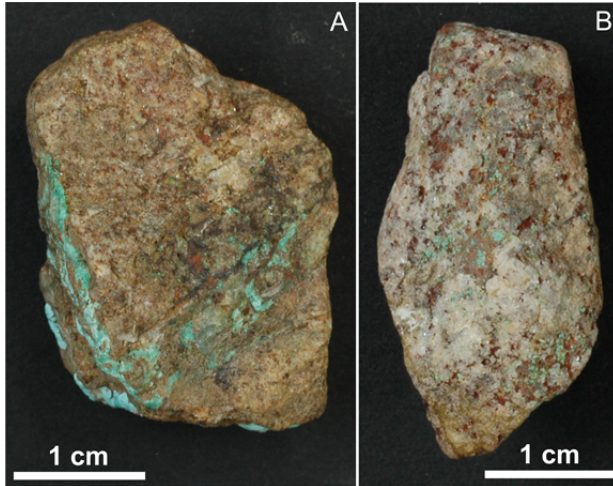


Abb. 16.3.1: Die Funde 11/1307/12/1 (A) und 09/862/7 (B).

Aus der frühbronzezeitlichen Phase CuHö III, Schnitt S3 (Fund 09/862/7, Abb. 16.3.1 B) und der spätkalkolithischen Grabenverfüllung CuHö Phase VI, Schnitt N6 Ost (Fund 11/1307/12/1, Abb. 16.3.1 A) wurde jeweils ein Gesteinsfragment mit partiellen Malachitvererzungen ausgegraben.

Das Nebengestein beider Funde zeigt sehr starke Ähnlichkeiten. Charakteristisch für das Nebengestein ist, dass dieses überwiegend aus feinkristallinen Quarzen, die selten größer als 0,5 mm sind, besteht. Die Korngrößenverteilung der Quarze ist heterogen und das Gefüge ist korngestützt. Die Quarze sind rekristallisiert (Pflastergefüge), löschen schwach undulös aus und sind teilweise zerbrochen (Abb. 16.3.2 und Abb. 16.3.3). Die Matrix bilden hauptsächlich verschiedene sekundäre Erzminerale. Eventuell liegt eine Verdrängung der ursprünglichen Matrix durch die sekundären Erzminerale vor.

Die Matrix bilden hauptsächlich verschiedene sekundäre Erzminerale. Eventuell liegt eine Verdrängung der ursprünglichen Matrix durch die sekundären Erzminerale vor.

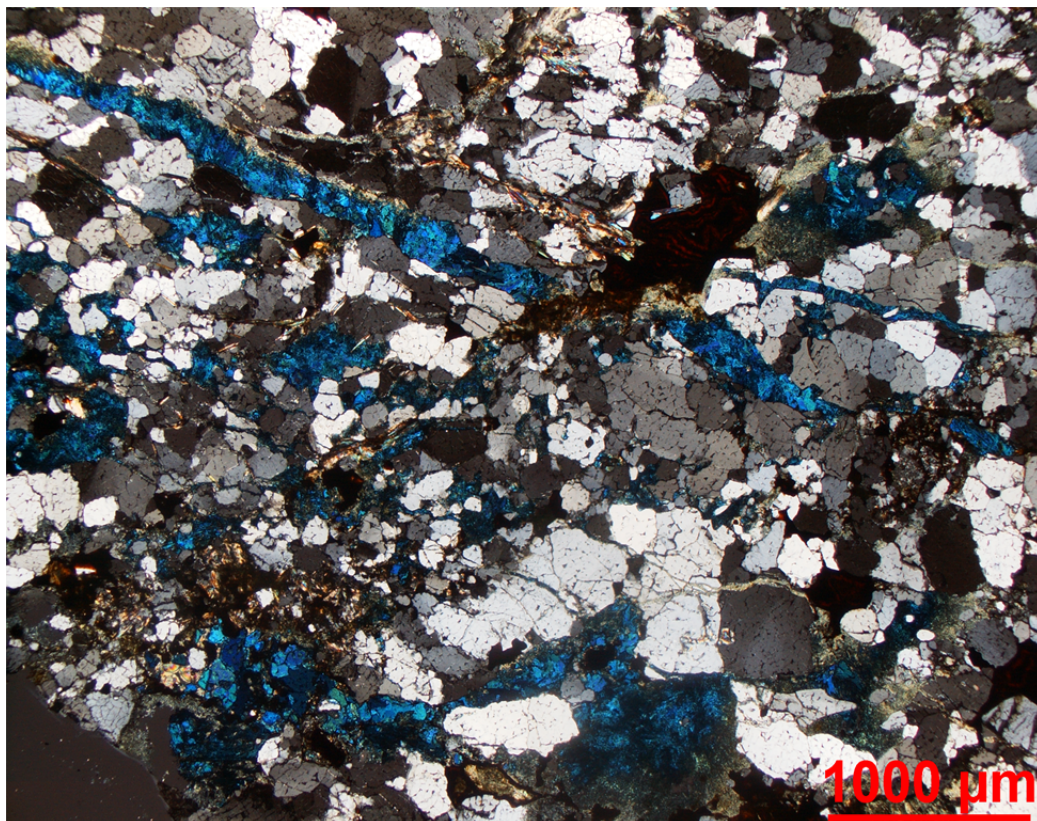


Abb. 16.3.2: Fund 11/1307/12/1 (im Durchlicht bei gekreuzten Polarisatoren). Azurit (intensiv blau), Malachit (schmutzig grün), Chrysokoll (rundliche Strukturen mit lebhaften Interferenzfarben) und Muskovite (längliche Strukturen mit lebhafteren Interferenzfarben). Opake Phasen sind zumeist derbe Massen von Eisenhydroxiden und zum Teil die nicht näher differenzierbaren schmutzig gelben amorphen Massen.

Stark untergeordnet treten eingeregelt Muskovite auf, die zwei Einregelungsrichtungen aufweisen (Abb. 16.3.2 und Abb. 16.3.3). Auf Grundlage dieser Beobachtungen kann das Nebengestein als ein quarzreiches Metasediment, das zwei niedriggradigen Metamorphosen unterlegen hat, beschrieben werden.

Auch die Erzmineralparagenese der beiden Gesteinsfragmente zeigt viele Parallelen. Malachit und Azurit sind in beiden Gesteinen die dominierenden Erzminerale. Der Malachit liegt als derbes Gemenge vor und bildet stellenweise größere Aggregate. Die Verteilung im Gestein kann als chaotisch beschrieben werden. Partiiell verfüllt der Malachit die Frakturen im Quarz (Abb. 16.3.2 und Abb. 16.3.3). Der Azurit tritt sowohl in feinkristalliner Form als auch in amorphen Massen auf. Größere Azuritäderchen durchziehen das Gestein bzw. sind die amorphen Azuritmassen unregelmäßig verteilt (Abb. 16.3.2).

Weiter existieren neben eindeutig identifizierbarem Malachit und Azurit zumeist hellgelbliche amorphe Massen, die sich mikroskopisch nicht charakterisieren lassen (Abb. 16.3.5). Auf Grundlage von semiquantitativen REM-EDX Analysen (Punktmessungen) handelt es sich um in ihrer Zusammensetzung stark veränderliche Minerale mit schwankenden Anteilen an Kupfer, Arsen, Blei, Zink, die sowohl als Oxide, Hydroxide, Karbonate oder als Sulfate vorliegen können (Tab. 16.1.1). Weiter existieren Eisenhydroxide, die als derbe Massen ungleichmäßig im Gestein auftreten und anscheinend bevorzugt den Azurit umsäumen. Covellin findet sich als feinste Gemenge sporadisch innerhalb der Kupfersekundärminerale. Die Quarze weisen stellenweise Einschlüsse von Galenit (tropfenförmig) und Sphalerit (idiomorph) auf (Abb. 16.3.4).

Der einzige Unterschied in der Erzmineralparagenese der beiden Funde liegt im Auftreten von Chrysokoll. Dieser findet sich nur im Fund 11/1307/12/1 und bildet überwiegend kleinere, feinkristalline Aggregate, die über das ganze Gestein regellos verteilt sind (Abb. 16.3.2).

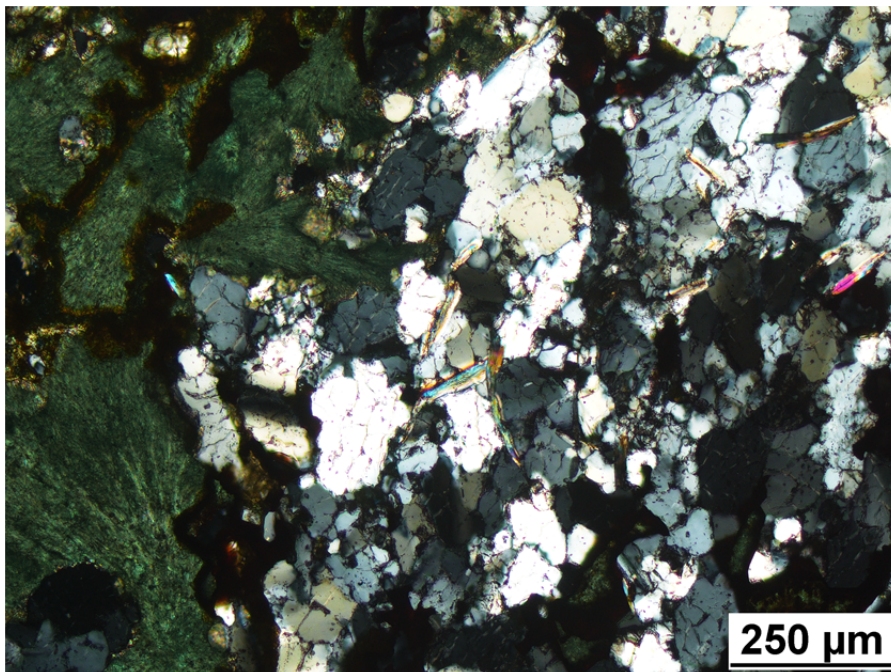


Abb. 16.3.3: Fund 09/862/7 (im Durchlicht bei gekreuzten Polarisatoren). Quarz, Muskovit (lebhaft Interferenzfarben), amorpher bis feinkristalliner Malachit (grün) und opake Erzphasen (schwarz; detailliertere Charakterisierung siehe Abbildungen 18.1.9 und 18.1.10).

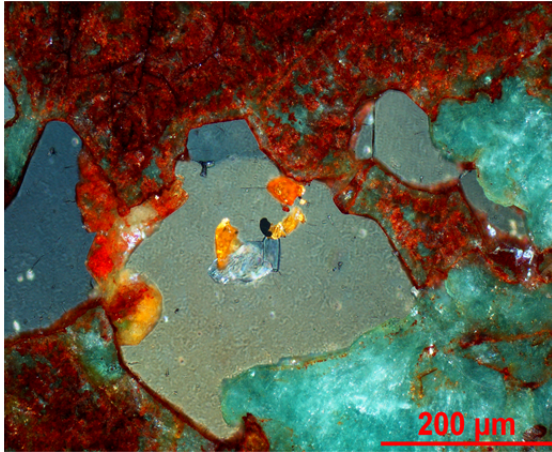


Abb. 16.3.4: Fund 09/862/7 (im Auflicht bei gekreuzten Polarisatoren). Quarz (hellgrau und dunkelgrau) mit Sphaleriteinschlüssen (orange/gelb) und einem Galeniteinschluss (schwarz). Derbe Massen an Malachit (grün) sowie Eisenhydroxide (intensiv rot).

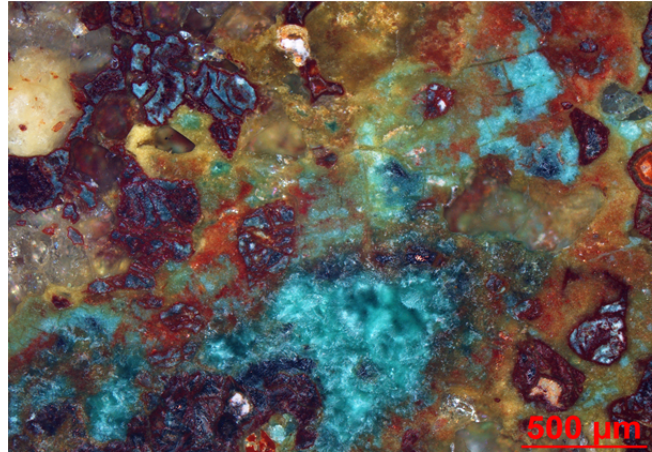
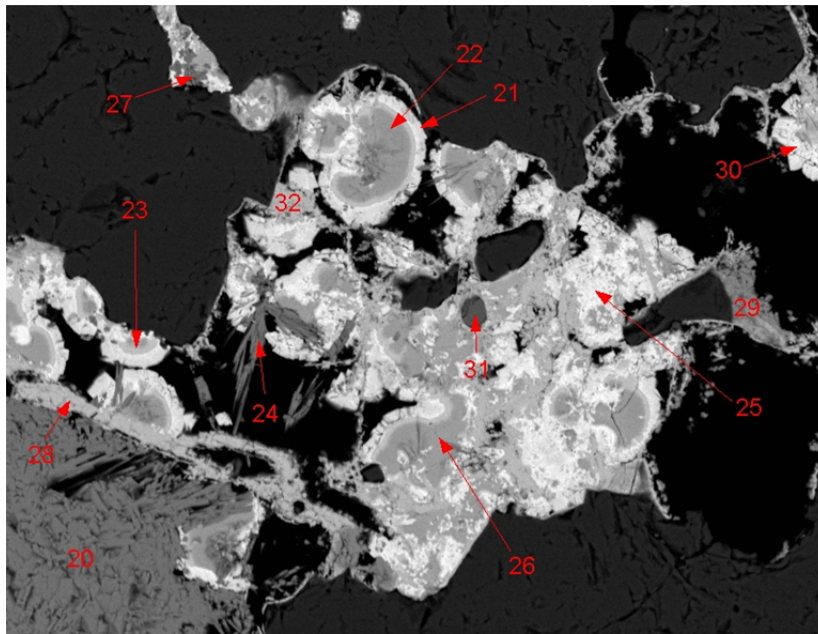


Abb. 16.3.5: Fund 09/862/7 (im Auflicht bei gekreuzten Polarisatoren). Minerale mit schwankenden Anteilen an Kupfer, Arsen, Blei und Zink als schmutzig gelbe bis orangefarbene amorphe Massen. Azurit (dunkleres hellblau) wird von Eisenhydroxiden (intensiv rot) umsäumt. Regellos verteilte amorphe Massen an Malachit (grün mit blauem Stich).



862-7, BSE, 400 x, 20 keV

60 µm

Abb. 16.3.6: BSE-Bild der schmutzig hellgelben Massen des Fundes 09/862/7 (vgl. Abb. 16.3.5) mit den gekennzeichneten Stellen der EDX-Punktmessungen (Ergebnisse der EDX Analyse finden sich in der Tabelle 16.1.1)

Tab. 16.1.1: REM-EDX Punktanalysen (Masseprozent auf 100% normiert) der hellgelblichen derben Massen (Messungen 31 ausgenommen) des Fundes 09/862/7.

Spektrum	C	O	Cu	Pb	As	Fe	Zn	Al	Si	P	S	Ca	Ti
862 7 32	0	27,9	3,1	27,0	14,8	22,0		0,7		0,3	4,2		
862 7 31	0	37,5											62,5
862 7 30	0	21,3	18,1	31,6	21,0	1,5		0,2		0,7		5,6	
862 7 29	0	35,0	2,2	9,2	4,2	43,9		0,9	1,7	0,9	1,1	1,0	
862 7 28	0	29,4	5,2	23,7	11,3	23,3	0,8	1,3		0,7	4,4		
862 7 27	0	33,8	61,5		2,1		2,2		0,4				
862 7 26	0	26,0	24,8	8,2	26,5	0,8						13,8	
862 7 25	0	16,5	18,3	35,5	24,0	0,5				0,6		4,7	
862 7 24	0	33,7	60,7	1,2	1,4	0,6	2,4						
862 7 23	0	21,5	21,1	18,6	26,8	0,6	0,6		0,2	0,6		10,2	
862 7 22	0	27,0	25,3	6,1	27,5	0,5	0,4					13,1	
862 7 21	0	13,9	20,0	26,0	26,6	1,2		0,9	2,7				8,7
862 7 20	0	36,6	58,0		0,8		4,6						

17. Die Ergebnisse der Bleiisotopie

Für die Auswertung der Bleiisotopensignaturen der Erzvorkommen sowie für den Vergleich mit den Metallfunden und den Erzfragmenten wird eine gekoppelte Darstellung mehrerer Blei-Blei-Diagramme verwendet. Hierfür werden die Blei-Blei-Diagramme der Typen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (übliche Diagramme in der Geologie), $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (übliche Diagramme in der Archäometrie) aufgetragen. Die Übersicht der Bleiisotopiedaten ist unter Anhang A05-A2 und Anhang A05-A3 gegeben. Die Bleiisotopiedaten der Metallartefakte und einzelner metallurgischer Überreste stammen aus der Arbeit von Mehofer (in Vorbereitung). Der Vergleich der Bleiisotopensignaturen der lokalen Erzvorkommen erfolgt nur mit denen des nordwestanatolischen Lagerstättenbezirkes, da weitere potentielle Lagerstättenregion schon durch Mehofer (in Vorbereitung) ausgeschlossen worden sind. Die Ergebnisse der Blei-Blei-Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ werden im Text erläutert, die jeweiligen Diagramme finden sich zwecks besserer Übersichtlichkeit im Anhang A08-A. Die Bedingungen, die vor allem bezüglich des Vergleichs zwischen Metallartefakt und Erzrohstoff sowie weitere Faktoren berücksichtigt werden müssen, wurden schon im Kapitel 15 näher erläutert.

17.1 Die Erzvorkommen und der Vergleich mit den Metallartefakten

Die Bleiisotopiesignaturen der lokalen Erzvorkommen zeigen in allen vier Blei-Blei-Diagrammen eine horizontale sowie vertikale Streuung unter einer Bildung von drei Clustern (Abb. 17.1.1 und 17.1.2). Dabei ergibt sich eine gute Korrelation zwischen der Streuung und der räumlichen Lage der Erzvorkommen unter Ausbildung von Clustern. Eine solche Wechselseitigkeit, zwischen der Streuung/Clustern und den geologischen Formationen in denen die Erzvorkommen aufsitzen, existiert nicht. Die drei unterscheidbaren Bleiisotopenfelder der Erzvorkommen überlappen nicht miteinander.

Bei den in der Geologie üblichen Blei-Blei-Diagrammen zeigen die nördlich vom Çukuriçi Höyük gelegenen Erzvorkommen (Kızılısüm, Nif Dağı, Maden Tarla, Palamut Dere, Saryıurt) die niedrigsten radiogenen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet. Bei dem Diagrammtyp $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Anhang A08-A) weisen die nördlichen Erzvorkommen die höchsten Werte auf. Wiederum ergibt sich bei dem Vergleich der Verhältnisse $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Anhang A08-A) die gegenläufige Tendenz. Gleichzeitig bilden die nördlichen Erzvorkommen, mit Ausnahme der Lagerstätte von Saryıurt, ein Isotopenfeld mit geringer Streuung.

Die nordwestlich des Tells gelegenen Erzvorkommen von Efemçukuru und Gümüldür weisen bei den Verhältnissen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Abb. 17.1.1 und Abb. 17.1.2) die höchsten sowie bei der Gegenüberstellung von $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Anhang A8-A) die niedrigsten Verhältnisse auf. Diese Erzvorkommen bilden ebenfalls ein enges Streumuster.

Die größere Streuung der Werte bei Saryıurt könnte auf einen Beeinflussung durch einen Uran- und Thoriumzerfall im Nebengestein hindeuten. Da sich im Liegenden des bleiarmer Erzlagers von Saryıurt graphitreiche Schiefer befinden (Dora 1977) und solche Lithotypen unter Umständen erhöhte Urangehalte aufweisen können (Fixierung von Uran durch Adsorption oder Ausfällung durch Reduktion in oder an Organik reichen Substanzen, Xu et al. 2015), ist ein Einfluss nicht auszuschließen.

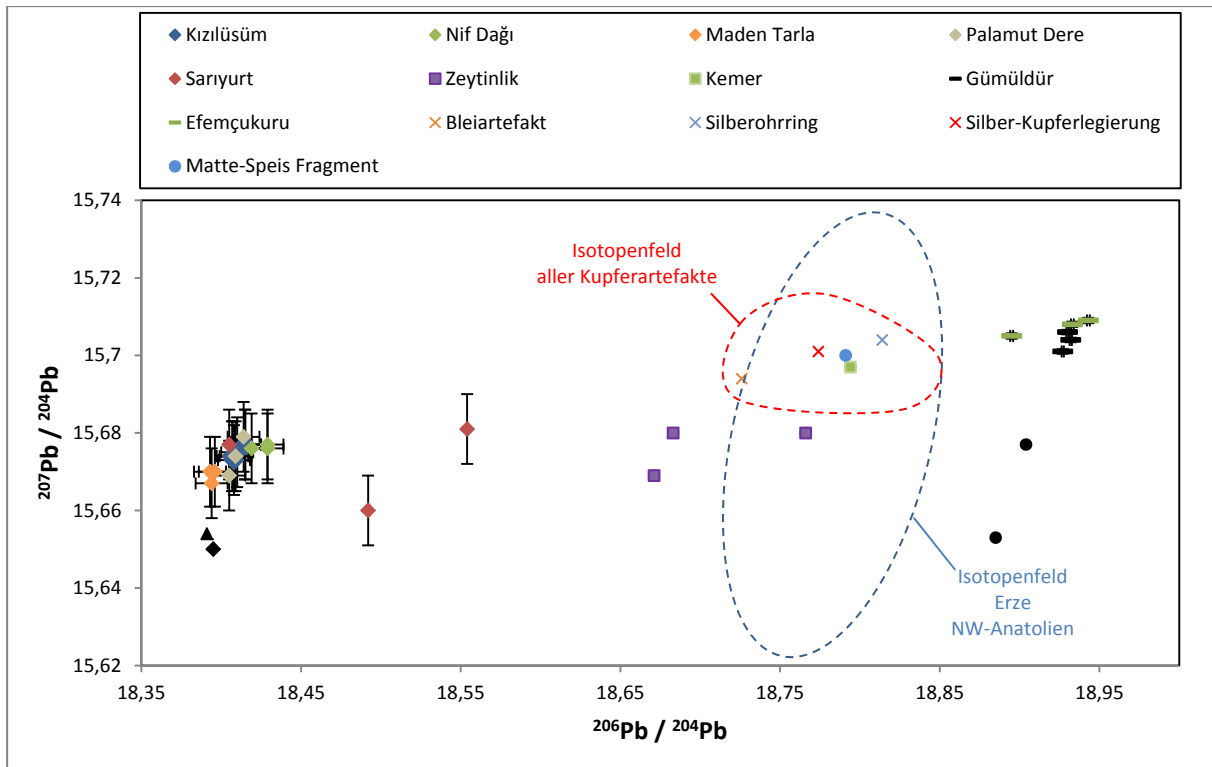


Abb. 17.1.1: Vergleich der lokalen Erzvorkommen untereinander sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte (+ Matte-Speis Fragment) des Çukuriçi Höyük im $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Diagramm. Die schwarzen Symbole sind Ergänzungen aus der Literatur: **Dreieck**=Yenikurudere (entspricht Maden Tarla oder Palamut Dere), **Raute**=Kızılısüm, **Kreise**=Gümüldür (Stos & Stos-Gale 1981). Bleiisotopiedaten der Metallartefakte und des Matte-Speis Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleiisotopiedaten der nordwestanatolischen Erze sind nach (Wagner et al. 1986, Vavelidis et al. 1985, Wagner et al. 1985, Gale & Stos-Gale 1981, Gale 1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

Die Ursache für die Streuung der Bleiisotopiesignaturen bei Zeytinlik ist nicht durch einen erhöhten Uran- oder Thoriumgehalt im Erz oder im Nebengestein verursacht (maximale Uran- und Thoriumgehalte liegen bei $4 \mu\text{g/g}$ im Erz bzw. $5 \mu\text{g/g}$ im Nebengestein, Akiska et al. 2008). Akiska et al. (2008) sieht die Möglichkeit, dass unter den Arsenopyritmineralisationen im Raum Ödemiş eine ältere und eine jüngere Generation existiert, was die Streuung erklären könnte. Die geringe Streuung der weiteren Bleiisotopiewerte der anderen Erzvorkommen kann dadurch erklärt werden, dass es sich um sehr kleine sowie einfach strukturierte, wenig komplexe Erzvorkommen (ein Mineralisationszyklus, geringe räumliche Ausdehnung usw.) handelt. Dadurch tritt nur eine geringe Varianz in den Werten auf.

Im Vergleich der Bleiisotopiesignaturen der lokalen Erzvorkommen mit denen der Erzlagerstätten der Nordwesttürkei ergibt sich nur mit den Arsenopyritvorkommen vom Kemer und Zeytinlik eine Überlappung/Annäherung bzw. liegt die Probe KM-01 mitten im nordwestanatolischen Isotopenfeld (Abb. 17.1.1 und Abb. 17.1.2). Da von Kemer nur eine Probe existiert, kann über dessen Streumuster ohne weitere Proben keine Aussage getroffen werden. Alle anderen lokalen Erzvorkommen zeigen ansonsten in allen vier Blei-Blei-Diagrammen deutlich höhere oder niedrigere Verhältnisse im Vergleich zu dem nordwestanatolischen Isotopenfeld.

Im Vergleich der Bleiisotopiedaten der lokalen Erzvorkommen mit den Isotopenfeldern der Kupferartefakte des Çukuriçi Höyük sowie der Werte des Bleiartefaktes, des Silberohrrings und der Silber-Kupferlegierung, zeigt sich in allen vier Blei-Blei-Diagrammen keine Übereinstimmung oder Annäherung (Abb. 17.1.1 und Abb. 17.1.2, Anhang A08-A).

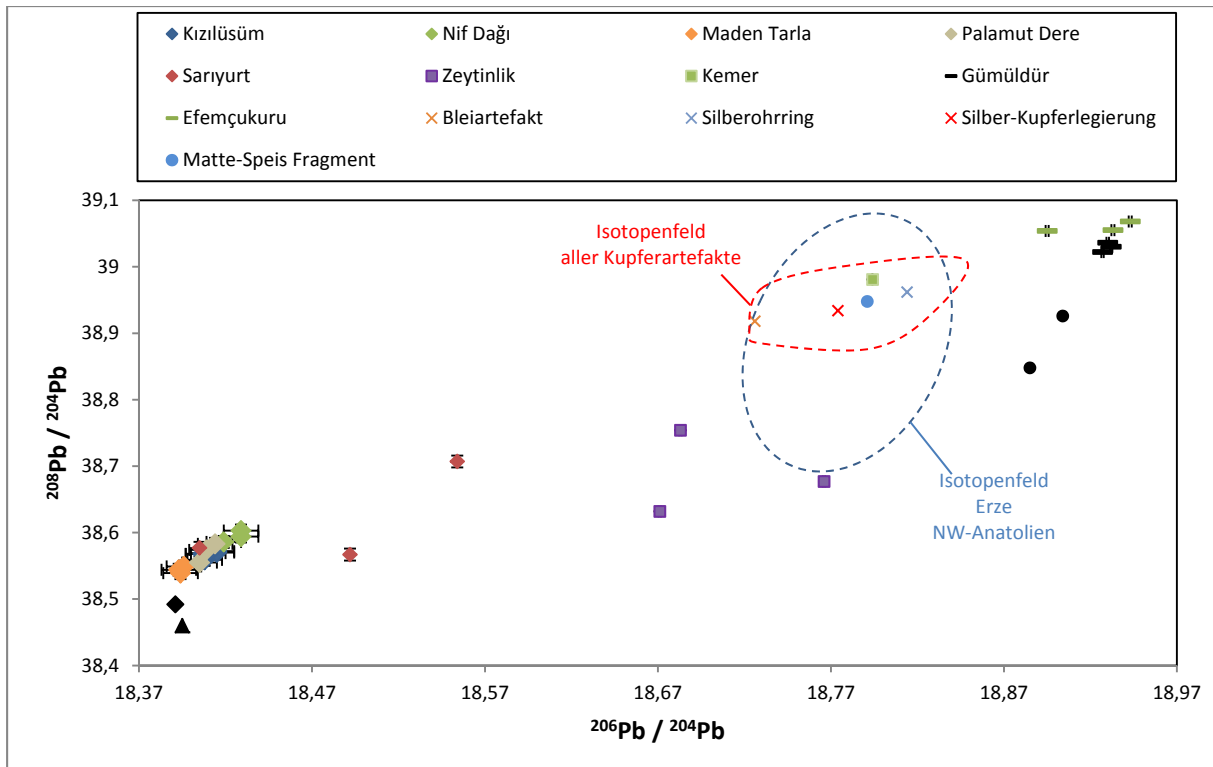


Abb. 17.1.2: Vergleich der lokalen Erzvorkommen untereinander sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte (+ Matte-Speis Fragment) des Çukuriçi Höyük im $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Diagramm. Die schwarzen Symbole sind Ergänzungen aus der Literatur: **Dreieck**=Yenikurudere (entspricht Maden Tarla oder Palamut Dere), **Raute**=Kizilüsüm, **Kreise**=Gümüldür (Gale & Stos-Gale 1981). Bleiisotopiedaten der Metallartefakte und des Matte-Speis Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleiisotopiedaten der nordwestanatolischen Erze aus (Wagner et al. 1986, Vavelidis et al. 1985, Wagner et al. 1985, Gale & Stos-Gale 1981, Gale 1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

Eine Ausnahme bilden hier wieder die Arsenopyritvorkommen. Die Isotopenfelder der verschiedenen Bleiisotopenverhältnisse zeigt eine gewisse Annäherung von Zeytinlik zu den Metallartefakten und die Einzelprobe vom Kemer liegt mitten in dem Isotopenfeld der Metallartefakte. Besonders hervorzuheben ist die annähernde Deckungsgleichheit von der Probe Kemer mit dem Matte-Speis-Fragment (Abb. 17.1.1 und Abb. 17.1.2, Anhang A08-A).

Mehofer (in Vorbereitung) stellte schon eine Überlappung der Bleiisotopenwerte der Metalle mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze bei den Diagrammtypen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fest. Diese Überlappung ist ebenfalls deutlich bei den Blei-Blei-Diagrammen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ausgeprägt.

17.2 Die Erzvorkommen und der Vergleich mit den Erzfragmenten

Die Bleiisotopiesignaturen der drei Kupfererzfragmente zeigen in allen vier Blei-Blei-Diagrammen einen deutlichen Unterschied zu den Isotopenfeldern der Metallartefakte des Çukuriçi Höyük sowie zu den nordwestanatolischen Erzen (Abb. 17.2.1 und Abb. 17.2.2, Anhang A08-A). Dem gegenüber liegen das Azuritfragment als auch die Gesteinsbruchstücke mit den Kupferverzungen in allen vier Blei-Blei-Diagrammen innerhalb der Isotopenfelder des Erzvorkommens von Sariyurt und den nördlichen Erzvorkommen (Abb. 17.2.1 und Abb. 17.2.2, Anhang A08-A). Für die Kupfererz führenden Gesteinsbruchstücke ergibt sich eine starke Annäherung an das Erzvorkommen von Nif Dağı. Dabei zeigen die vererzten Gesteinsbruchstücke sehr ähnliche Bleiisotopieverhältnisse und unterscheiden sich deutlich von den Werten des Azuritfragmentes.

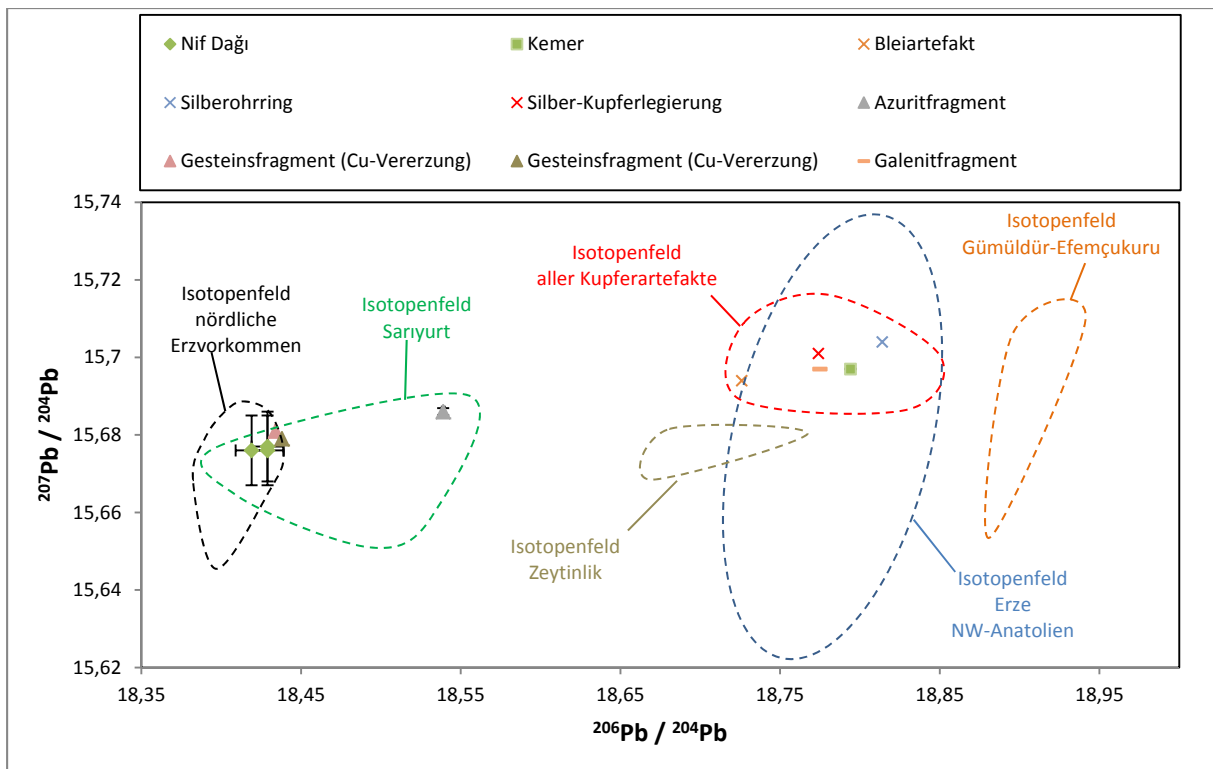


Abb. 17.2.1: Vergleich der Erzfragmente mit den lokalen Erzvorkommen sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte des Çukuriçi Höyük im $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Diagramm. Im Isotopenfeld der nördlichen Erzvorkommen sind die Vorkommen von Nif Dağı, Kızılısüm, Palamut Dere und Maden Tarla zusammengefasst. Die aufgeschlagenen Isotopenfelder der nördlichen Erzvorkommen und von Gümüldür-Efemçukuru sind ergänzt durch die Bleiisotopendaten von Stos & Stos-Gale (1981). Bleiisotopendaten der Metallartefakte und des Matte-Speis-Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleiisotopendaten der nordwestanatolischen Erze sind aus (Wagner et al. 1986, Vavelidis et al. 1985, Wagner et al. 1985, Gale & Stos-Gale 1981, Gale 1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

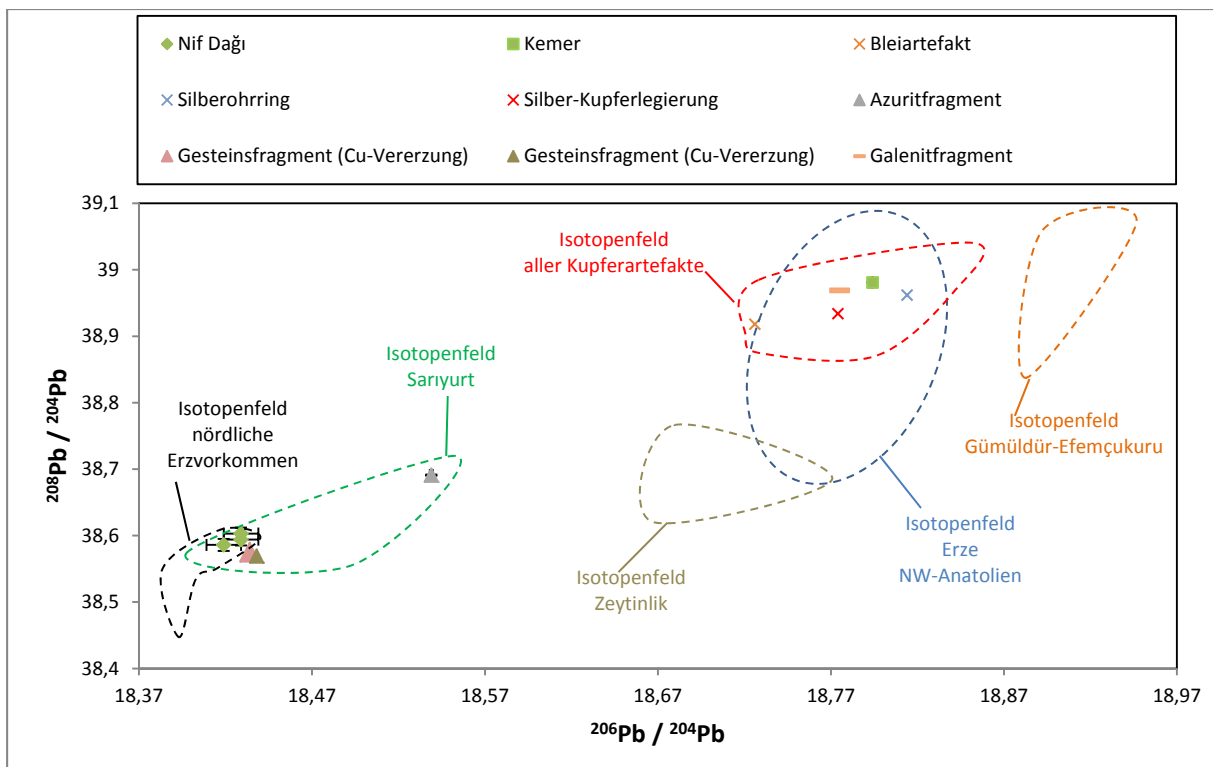


Abb. 17.2.2: Abbildungsbeschreibung auf der Folgeseite.

Abb. 17.2.2 auf der vorhergehenden Seite: Vergleich der Erzfragmente mit den lokalen Erzvorkommen sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte des Çukuriçi Höyük im $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Diagramm. Im Isotopenfeld der nördlichen Erzvorkommen sind die Vorkommen von Nif Dağı, Kızılısüm, Palamut Dere und Maden Tarla zusammengefasst. Die aufgeschlagenen Isotopenfelder der nördlichen Erzvorkommen und von Gümüldür-Efemçukuru sind ergänzt durch die Bleiisotopendaten von Stos & Stos-Gale (1981). Bleiisotopiedaten der Metallartefakte und des Matte-Speis-Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleiisotopiedaten der nordwestanatolischen Erze sind aus (Wagner et al. 1986, Vavelidis et al. 1985, Wagner et al. 1985, Gale & Stos-Gale 1981, Gale 1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

Das Galeniterzfragment liegt bei allen geplotteten Bleiisotopieverhältnissen innerhalb des Isotopenfeldes der nordwestanatolischen Erze sowie der Metallartefakte, weist aber eine Annäherung an das Arsenopyritvorkommen von Kemer auf.

18. Die Ergebnisse der Spurenelementanalysen

Wie bereits aufgeführt (vgl. Kap. 15), liegen von den Erzvorkommen des Arbeitsgebietes bzw. der Lagerstätte Efemçukuru keine Kupfererzproben vor und somit ist ein Spurenelementvergleich zwischen den Kupferartefakten und entsprechenden Erzen nicht möglich.

Nur zwischen den Kupfererzfragmenten des Tells (vgl. Kap. 16) und den Kupferartefakten können Spurenelementvergleiche durchgeführt werden.

Von den Erzproben der Arsenopyritvorkommen Kemer und Zeytinlik liegen hingegen durch Akiska et al. (2008) umfangreiche Haupt- und Spurenelementanalysen vor. Auch hier kann ein Spurenelementvergleich zwischen dem Matte-Speis-Fragment und den Arsenerzen nicht erfolgen. Einerseits existieren von dem Matte-Speis-Fragment keine Spurenelementanalysen, was der geringen Materialmenge des Fundes geschuldet war (Mitteilung M. Mehofer) und andererseits könnte selbst bei einem Vorhandensein von Spurenelementanalysen des Matte-Speis-Fragmentes ein Vergleich mit den geologischen Proben nicht realisiert werden. Dies begründet sich dadurch, dass es bisher keine empirischen Untersuchungen darüber gibt, welche Elemente beim Verhüttungsprozess vom Arsenerz in die Matte oder den Speis übergeht und welche in der Schlacke verbleiben (Mitteilung Ernst Pernicka, CEZ Mannheim).

Es können nur Spurenelementvergleiche von dem Bleifragment und dem Galeniterzfragment mit einigen der Galenit führenden Vorkommen im Arbeitsgebiet (Maden Tarla und Kızılısüm) durchgeführt werden. Zusätzlich existieren durch die Arbeit vom Gale & Stos-Gale (1981) weitere Spurenelementanalysen von Galeniten der Vorkommen Gümüldür, Yenikurudere (Maden Tarla oder Palamut Dere) und Kızılısüm, die in den Vergleich mit einbezogen werden. Die Spurenelementdaten der Kupferartefakte und des Bleifragmentes sind Mehofer (in Vorbereitung) entnommen.

18.1 Vergleich der Bleiglanzvorkommen mit dem Bleifragment

Mehofer (in Vorbereitung) konnte anhand metallographischer Untersuchungen an Tiegeln (Werkstattareal 5) aufzeigen, dass am Çukuriçi Höyük Blei verarbeitet und gegossen wurde. Ebenso wurde aus der CuHö Phase III Schnitt S1 ein Bleifragment geborgen. Pernicka (1987) verweist darauf, dass die Bleigewinnung und -verarbeitung im ägäischen-nordwestanatolischen Raum zur Frühbronzezeit bekannt war.

Die Gewinnung von Blei aus Bleierzen ist nach Pernicka (1987) ein verhältnismäßig einfacher Prozess gegenüber der Gewinnung von Kupfer. Bleierze lassen sich leicht anreichern und die so erzeugten Konzentrate sowie durch die Affinität des Bleis zu Schwefel, konnten diese gleich auf Blei geschmolzen werden, anstatt wie bei Kupfer zuerst einen Stein anzureichern.

Im Allgemeinen werden die Bleierze weitgehend geröstet und anschließend im Schachtofen zu Blei reduziert. Bleiglanz kann auch unter primitiven Bedingungen ungeröstet zu Blei reduziert werden

Tylecote (1962), dabei ist es jedoch schwierig hohe Bleiverluste in den Schlacken zu vermeiden Herherington (1980).

Bei dem zweistufigen Arbeitsschritt (Röstung & Schmelzen unter reduzierenden Bedingungen) zur Gewinnung von Blei aus Bleiglanz, treten Veränderungen in der Spurenelementcharakteristik auf. Bei der Röstung geht ein Teil des Arsen und des Antimon verloren und Zink reichert sich in der Schlacke an oder wird als Metall verdampft. Die wichtigsten Begleitelemente des Bleis, wie Kupfer, Arsen, Zinn, Antimon, Bismut und die Edelmetalle, werden zusammen mit dem Blei abgetrennt. Kupfer bildet bei der Anwesenheit von Schwefel (> 2 %) einen Stein, ansonsten geht dieses in das Blei über. Als Herkunftsindikatoren für prähistorisches Blei dienen die Elemente Arsen, Selen, Silber, Zinn, Antimon, Tellur, Bismut, Gold und die Platingruppenelemente sowie mit Einschränkungen Kupfer und vielleicht Thallium, wenn das Blei nicht entsilbert wurde (Pernicka 1987).

Allerdings verweist Bode (2008) darauf, dass bei einem Schwefelanteil von mehr als 2 % der gebildete Stein wiederum Anteile an Arsen und Antimon binden kann. Arsen und Antimon besitzen unter reduzierenden Bedingungen eine große Neigung mit Nickel, Kobalt, Kupfer und Eisen schwerlösliche Arsenide und Antimonide (Speis) zu bilden, die ebenfalls Silber an sich binden. Alle genannten Spurenelemente lösen sich zudem in geringem Maße in der Silikatschmelze (Bode 2008). Die Verarmung an Spurenelementen hängt auch von den Faktoren Temperatur und Dampfdruck bei der Verhüttung ab.

Größere Veränderungen der Spurenelementcharakteristika treten bei der Gewinnung von Silber aus Blei, der sogenannten Kupellation auf (Tafel und Wagenmann 1953). Auf diese Problematik wird nicht näher eingegangen, da das Bleifragment keinem Kupellationsprozess unterlegen hat (Mehofer in Vorbereitung).

Es wird deutlich, dass eine schwer nachweisbare Anzahl an Faktoren auf dem Wege der Verhüttung von Blei zu einer Ab- oder Anreicherung von Spurenelementen führen kann, die für die Herkunftsbestimmung von prähistorischem Blei vorgeschlagen werden.

Die für die Herkunftsanalyse des Bleifragmentes verwendeten Spurenelemente beschränken sich auf die Elemente Silber, Kupfer, Arsen und Antimon. Der Grund hierfür ist, dass von den lokalen Erzvorkommen (Gümüldür, Kızılısüm und Yenikurudere - Maden Tarla oder Palamut Dere) durch Pernicka (1987) noch weitere Spurenelementanalysen von Galeniten (Cu, Au, Ag, Sb, As) existieren. Diese Herangehensweise wird gewählt, um die geringe Probandichte der eigenen Arbeit zu erhöhen und so eventuell mehr Aussagesicherheit zu generieren.

Für die Darstellung werden Elementpaare mit ähnlichen chemischen Eigenschaften gegeneinander auftragen. Dabei werden die Verhältnisse von Silber/Kupfer und Arsen/Antimon geplottet. Bode (2008) gibt für diese Verfahrensweise zwei Gründe an: 1. Mit dem Plotten dieser vier Spurenelemente als Elementpaare umgeht man die Spurenelementverluste als große Unbekannte während der Verhüttung; 2. Da Arsen und Antimon volatil sind und zur Bildung von Speise (Arsenide, Antimonide) während der Verhüttung neigen, bilden sie in diesem Fall ein Elementpaar, welches gegen das Silber/Kupfer-Verhältnis von Erz und Metall geplottet werden kann. Sowohl Silber als auch Kupfer wandern bei der Bleigewinnung hauptsächlich in das Blei und bilden das zweite Elementpaar. Bei einer Übereinstimmung sollten die Verhältnisse von Silber/Kupfer und Arsen/Silber in den Erzen und den Metallen ähnlich sein. Die Spurenelementgehalte des Bleifragmentes stammen von Mehofer (in Vorbereitung).

Die drei Galenitproben von Maden Tarla weisen einen Arsengehalt zwischen 3,4 µg/g und 6,4 µg/g sowie Antimongehalte zwischen 269 µg/g und 593 µg/g auf. Die Silbergehalte liegen zwischen 120 µg/g und 247 µg/g. Die Galenite von Kızılısüm besitzen ein Arsengehalt zwischen 87,1 µg/g und 3290

Der Vergleich der Verhältnisse von Silber/Kupfer und Arsen/Antimon der Galeniterze zeigt, dass sich die Vorkommen Gümüldür und Kızılısüm vom Vorkommen Maden Tarla vor allem durch das Verhältnis von Arsen/Antimon unterscheiden. Weiter tritt eine starke Streuung beim Silber/Kupfer-Verhältnis auf (Abb. 18.1.1). Diese Streuung hat ihre Ursache in der Differenz der Kupfergehalte zwischen den eigenen Proben und denen von Gale & Stos-Gale (1981). Das Bleifragment unterscheidet sich deutlich durch ein höheres Arsen/Antimon-Verhältnis von den Vorkommen von Gümüldür und Maden Tarla (Abb.18.1.1). Im Gegensatz dazu zeigen die Galeniterze von Kızılısüm höhere Arsen/Antimon-Verhältnisse.

Bei der Gegenüberstellung der absoluten Silbergehalte und den Arsen/Antimon-Verhältnissen (Abb. 18.1.2) wird ersichtlich, dass die Streuung im Vergleich zum Plot der beiden Elementpaare abnimmt. Dabei wird deutlich, dass die Silbergehalte der Galenite der lokalen Vorkommen innerhalb einer Größenordnung schwanken. Sowohl in Maden Tarla, Kızılısüm und Gümüldür weist ein Teil der Galenitproben höhere Silbergehalte auf, allen voran Gümüldür mit über 1100 µg/g. Im Allgemeinen wird beschrieben, dass Blei mit einer Silberkonzentration ab 200 µg/g kuppelbar ist, d.h. dass das Silber durch verschiedene Verfahren aus dem Blei gewonnen werden kann (Mehofer in Vorbereitung).

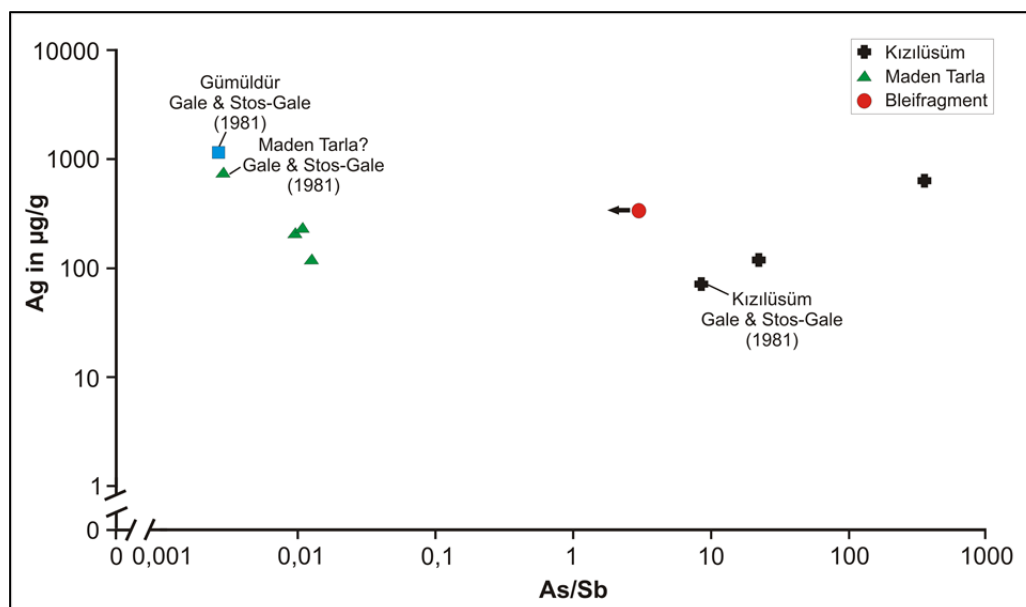


Abb. 18.1.2: Ag-Gehalt aufgetragen gegen das As/Sb-Verhältnis der Galenitproben aus den lokalen Vorkommen von Kızılısüm und von Maden Tarla sowie des Bleifragmentes vom Tell. Die weiteren Daten zu Galeniterzen aus Vorkommen des Arbeitsgebietes stammen von Gale & Stos-Gale (1981). Die schwarzen Pfeile vermerken Verhältnisse bei denen ein Element unter der Nachweisgrenze lag und geben gleichzeitig die Richtung des möglichen Verhältnisses an.

Pernicka (1987) geht davon aus, dass dieses Verfahren bereits in der frühen Bronzezeit bekannt war. Damit ergibt sich, dass über die silberreichen Galeniterze auch Silber ein verfügbarer Rohstoff im lokalen Umfeld des Çukuriçi Höyük war. Allerdings wurden am Çukuriçi Höyük keine Hinweise gefunden, die auf eine Durchführung dieses Verfahrens am Tell hindeuten. In dem Vergleich der absoluten Gold- und Silbergehalte der Erze und des Bleifragmentes zeigt einerseits, dass die Goldgehalte der Galenite annähernd über drei Größenordnungen streuen und die Vorkommen, die innerhalb der Kalkstein-Olisthotrymma aufsitzen (Kızılısüm und Gümüldür), die geringsten Goldkonzentrationen aufweisen (Abb.18.1.3). Die Galeniterze aus Maden Tarla zeigen durchschnittlich höhere Werte. Andererseits ist der Goldgehalt des Bleifragmentes wesentlich höher als das der Erze, was sich aber durch die Nachweisgrenze der verwendeten RFA bedingt.

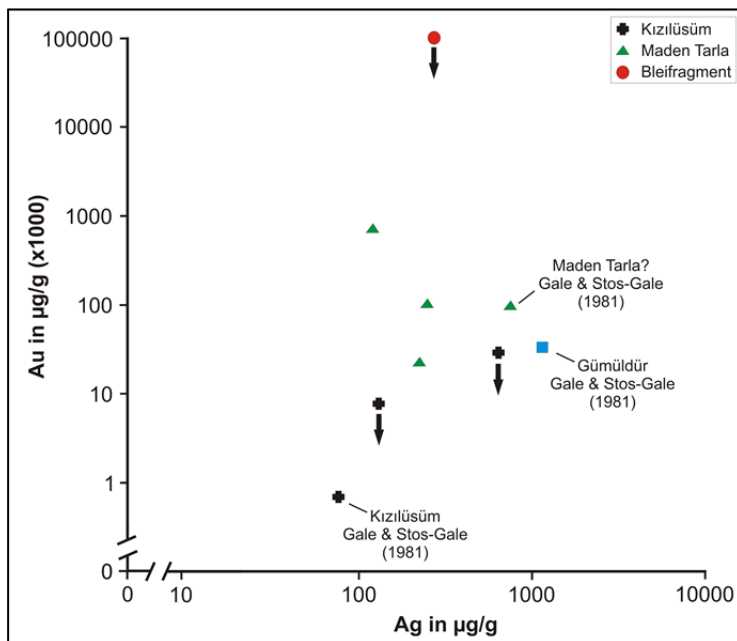


Abb. 18.1.3: Ag-Gehalt aufgetragen gegen den Au-Gehalt der Galenitproben der lokalen Vorkommen von Kızılısüm und von Maden Tarla sowie des Bleifragmentes vom Tell. Die weiteren Daten zu Galeniterzen aus Vorkommen des Arbeitsgebietes stammen von Gale & Stos-Gale (1981). Die schwarzen Pfeile vermerken Gehalte bei denen der Goldgehalt unter der Nachweisgrenze lag und geben gleichzeitig die Richtung der möglichen Lage an.

distriktes verwendet wurde, unterstreicht dies die bleiisotopische Auswertung.

Das Galeniterzfragment aus der frühbronzezeitlichen Grabungsfläche M1, Phase CuHö I, kann nicht über die Spurenelemente mit den jeweiligen Erzvorkommen und dem Bleifragment verglichen werden. Die für die Vergleiche notwendigen Elemente wurden nicht detektiert. Das Fragment weist einen Bleigehalt von 70,76 % und 13,95 % Eisen (Fe_2O_3 total) auf. In Spuren finden sich unter anderem Antimon (0,33 %), Zink (0,15 %), Kupfer (0,13 %) und Kobalt (65 µg/g). Für die Herkunftsbestimmung wirkt sich dies aber nicht negativ aus, da die Bleiisotopiedaten auf eine Herkunft aus Nordwest-Anatolien deuten und sich ebenfalls deutlich von den lokalen Erzvorkommen unterscheiden.

18.2 Vergleich der Kupfererzfragmente mit den Kupferartefakten

Wie bei der Verhüttung von Bleiglanz, gibt es auch für Kupfererze mehrere grundsätzliche Möglichkeiten der Prozessführung. Hierbei kann unterschieden werden zwischen dem reduzierenden Schmelzen von Oxiderz oder dem teilweisen Rösten von Sulfiderz (Pernicka 1987). Beim zweiten Prozess entstehen Oxide, das noch nicht oxidierte Sulfid oxidiert und wird dabei selbst reduziert (Röstreaktionsprozess, Frotzschner 2009). Bei der Kupferverhüttung gibt es, wie auch bei der Prozessierung von Bleiglanz, unbekannte Faktoren, die zur Veränderung der Spurenelementzusammensetzung führen können. Dies sind beispielsweise Zuschläge (Flussmittel) zur Schlackebildung, wie Eisenoxide aus dem Eisernen Hut oder Quarz (Pernicka 1987). Aus kupferzeitlichen Schlacken in Österreich konnten Überreste dolomitischen Nebengesteins und Quarz beobachtet werden (Bartelheim et al. 2002). Vor allem Eisenerzzuschläge können die Spurenelementsignatur beeinflussen. Beispielsweise konnte Pernicka (1987) aufzeigen, dass bei der Verwendung von Eisenerzen Kobalt und Nickel in die Kupferschmelze übergehen. Ebenfalls besteht eine Abhängigkeit zwischen der Zusammensetzung der verwendeten Erze und der Art des Verhüttungsprozesses, welche das Verhalten einiger Elemente beeinflussen kann.

Der für das Bleiartefakt bestimmte Goldgehalt lag unterhalb der Nachweisgrenze von 100 µg/g. Das Bleifragment zeigt über die gegeneinander aufgetragenen Spurenelementverhältnisse und die absoluten Gehalte keine Übereinstimmung mit den lokalen Galenit führenden Erzvorkommen. Natürlich kann die vorliegende Datendichte nicht als optimal betrachtet werden. Jedoch verweisen die Bleiisotopiedaten deutlich darauf, dass das Roherz nicht aus dem lokalen Umfeld stammt, sondern am wahrscheinlichsten in den Erzvorkommen Nordwest-Anatoliens zu suchen ist. Da Mehofer (in Vorbereitung) davon ausgeht, dass für die Herstellung des Bleifragmentes nur Erz eines Vorkommens oder Lagerstätten-

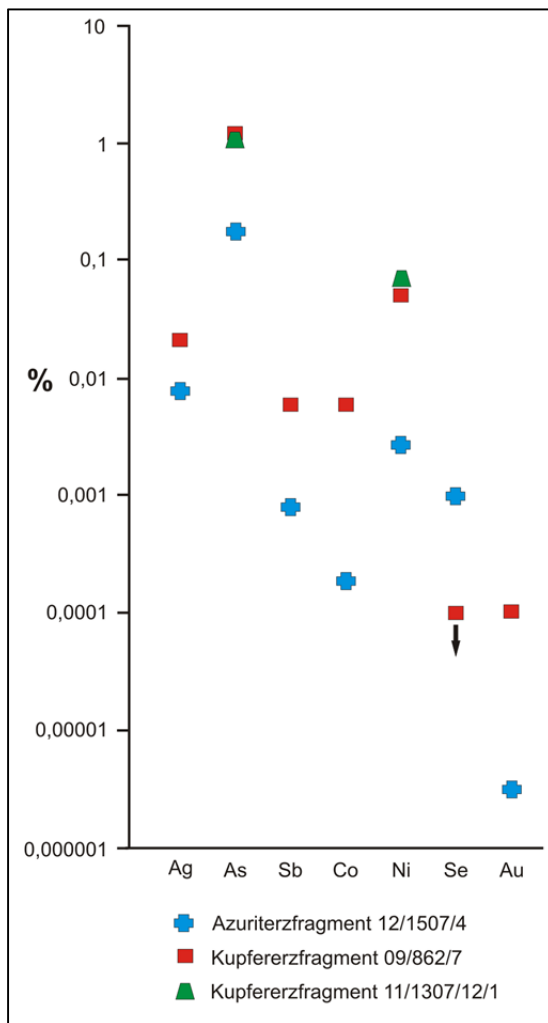


Abb. 18.2.1: Vergleich der absoluten Spurenelementgehalte des Azuriterzfragmentes und der zwei Kupfererzfragmente. Werte unter der Nachweisgrenze sind mit schwarzen Pfeilen markiert.

So sind Arsen und Antimon bei höheren Konzentrationen im Erz bei der Verhüttung flüchtig (Pernicka 1999). Bismut verdampft teilweise bei der Prozessierung von sulfidischen Erzen, wobei die Verluste bei primitiven Bedingungen als nicht sehr groß eingeschätzt werden (Pernicka 1987). Kobalt kann bei der Raffination des Kupfers oder hohem Sauerstoff-Partialdruck teilweise entfernt werden bzw. verschlacken (Tylecote et al. 1977). Daher wird dieses Element als teilweise nutzbar, bei dem Spurenelementvergleich zwischen Erz und Artefakt angesehen (Pernicka 1987). Ein geringer Verlust von Selen und Tellur bei bestimmten Verhüttungsverfahren wird von Pernicka (1987) vermutet.

Diese Einschränkungen müssen bei dem Vergleich der Spurenelemente von Erzen und Artefakten berücksichtigt werden. Die Schwierigkeit liegt darin abzuschätzen, ob und in welchem Ausmaß sich die beschriebenen Faktoren ausgewirkt haben.

Nach Seelinger et al. (1985) können anstatt von Konzentrationsverhältnissen auch Absolutkonzentrationen geochemisch ähnlicher Elemente, wie etwa Selen/Tellur, Silber/Gold, Kobalt/Nickel oder Arsen/Antimon verwendet werden, um Variationen in der Zusammensetzung der Erze und Veränderungen durch das Gewinnungsverfahren auszugleichen.

Die für den Vergleich zwischen Erzen und Artefakten herangezogenen Spurenelemente orientieren sich an

den Arbeiten von Pernicka (1999, 1987). Demnach sind die Elemente Silber, Arsen, Kobalt, Nickel, Antimon, Bismut, Selen, Tellur und Gold aussagekräftig genug, da diese beim Verhüttungsprozess vom Erz weitgehend in das Rohkupfer übergehen. Dabei werden die relativen Gehalte der Spurenelemente, bezogen auf Kupfer, betrachtet.

Die Ergebnisse der Spurenelementanalysen für die Funde 09/862/07 und 12/1507/4 ergaben eine Spurenelementzusammensetzung, die alle relevanten Elemente enthielt, um diese Erzfragmente mit den Kupferartefakten vergleichen zu können. Eine Ausnahme bildet Bismut, welches nicht gemessen wurde.

Bei dem Fund 11/1307/12/1 konnten hingegen nur die Elemente Kupfer, Arsen und Nickel detektiert werden. Alle anderen Elemente wurden nicht nachgewiesen. Die Ergebnisse der Analysen sind im Anhang-A07A und Anhang-A07B aufgeführt.

Im Vergleich der absoluten Gehalte dieser drei Kupfererzfragmente zeigt sich, dass diese zwischen zirka 30 % und 35 % Kupfer besitzen. Die Silber- und Arsengehalte schwanken geringfügig. Die Gehalte an Antimon, Nickel und Selen variieren innerhalb einer Größenordnung. Lediglich zwischen Kobalt und Gold treten größere Unterschiede auf (1,5 bis 2 Größenordnungen). Als auffällig muss die

annähernde Deckungsgleichheit zwischen den Arsen- und Nickelgehalten der Funde 09/862/07 und 11/1307/12/1 bezeichnet werden, auch wenn dies nur an zwei Elementen belegbar ist (Abb. 18.2.1).

Vererztes Gesteinsfragment 09/862/07

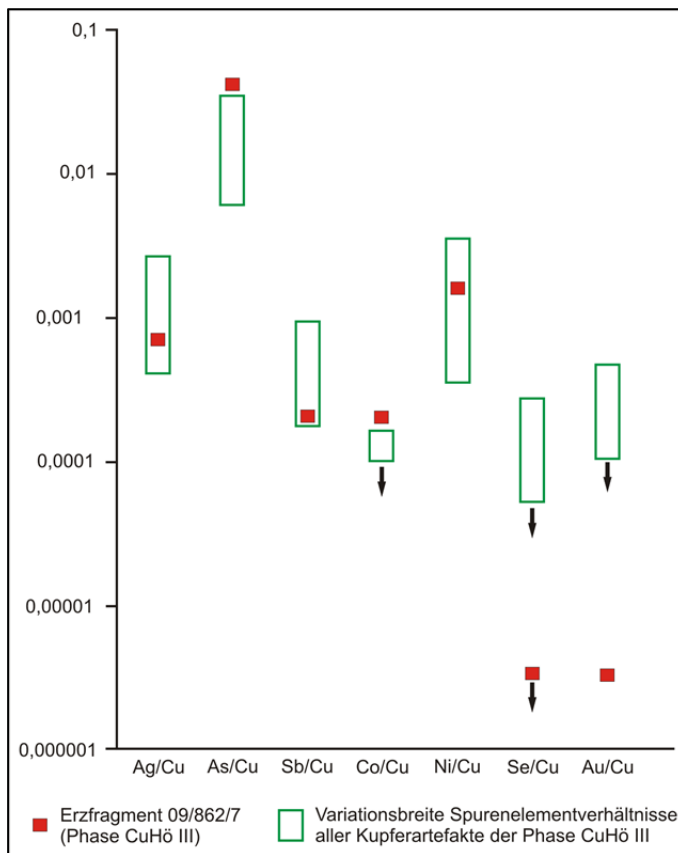


Abb. 18.2.2: Vergleich der relativen Spurenelementgehalte des Kupfererzfragmentes 09/862/7 CuHö Phase III mit allen analysierten Kupferartefakten der Phase CuHö III (n=11, Variationsbreite). Die schwarzen Pfeile verweisen darauf, dass mindestens ein Element unter der Nachweisgrenze lag und sich die Variationsbreite bzw. der Einzelpunkt möglicherweise einem niedrigeren Verhältnis entspricht.

Das Gesteinsfragment (09/862/07) mit der Malachitvererzung stammt aus der frühbronzezeitlichen Siedlungsphase CuHö III und konnte aus einem geschlossenen Kontext geborgen werden. Einerseits wird ein Vergleich der Spurenelementverhältnisse des Fragmentes mit den Kupferartefakten der Phase CuHö III durchgeführt und andererseits ein Vergleich mit allen Kupferartefakten, die auf dem Tell gefunden wurden.

Der Vergleich zeigt, dass alle Spurenelementverhältnisse bis auf Selen/Kupfer und Gold/Kupfer in den oder nahe dem Variationsbereich der Spurenelementverhältnisse der Kupferartefakte fallen. Dies trifft auf den Vergleich mit den Kupferartefakten der Phase CuHö III zu (Abb. 18.2.2), als auch auf den Vergleich mit sämtlichen Kupferartefakten des Çukuriçi Höyük (Abb. 18.2.3). Dabei ist die Differenz zwischen den Selen/Kupfer-Verhältnissen und den Gold/Kupfer-Verhältnissen, wie auch bei dem Azuritfragment, sehr deutlich (Abb.

18.2.2 und 18.2.3). Das Selen/Kupfer-Verhältnis des Erzfragmentes liegt mit einer Größenordnung und das Gold/Kupfer-Verhältnis anderthalb Größenordnungen niedriger als das der Kupferartefakte (Kupferartefakte Phase CuHö III sowie sämtliche Kupferartefakte, die auf dem Tell gefunden wurden).

Azuritfragment 12/1507/4

Das Azuritfragment stammt aus einer gestörten Schicht (CuHö Phase I) und besitzt damit keinen stratifizierten Kontext, weshalb es keiner Siedlungsschicht zuzuordnen ist. Durch die teilweise intensive Planierung des Tells kann nicht ausgeschlossen werden, dass dieses Fragment aus den tiefer liegenden stratifizierten frühbronzezeitlichen oder sogar den spätkalkolithischen Siedlungsphasen in die gestörten Schichten befördert wurde. Dass es sich bei diesem Fund um Hinterlassenschaften durch Siedlungsaktivitäten nach dem Ende der frühbronzezeitlichen Besiedlungen handelt, ist unwahrscheinlich. Eine solche Nachnutzung konnte nicht festgestellt werden (vgl. Kap. 1.2). Daher werden die Spurenelementverhältnisse des Azuritfragmentes mit allen auf dem Tell gefundenen Kupferartefakten verglichen.

Bei diesem Vergleich zeigt sich, dass nur bei den Silber/Kupfer-Verhältnissen und den Arsen/Kupfer-Verhältnissen eine Überschneidung zwischen dem Azuritfragment und den Kupferartefakten des Çukuriçi Höyük existiert (Abb. 18.2.3).

Bei allen anderen aufgetragenen Elementenverhältnissen zeigt das Azuritfragment niedrigere Werte als die Kupferartefakte. Dabei stechen vor allem das Gold/Kupfer-Verhältnis und das Kobalt/Kupfer-Verhältnis heraus. Ersteres liegt annähernd drei Größenordnungen tiefer als das der Artefakte und das Kobalt/Kupfer-Verhältnis etwa eine Größenordnung niedriger.

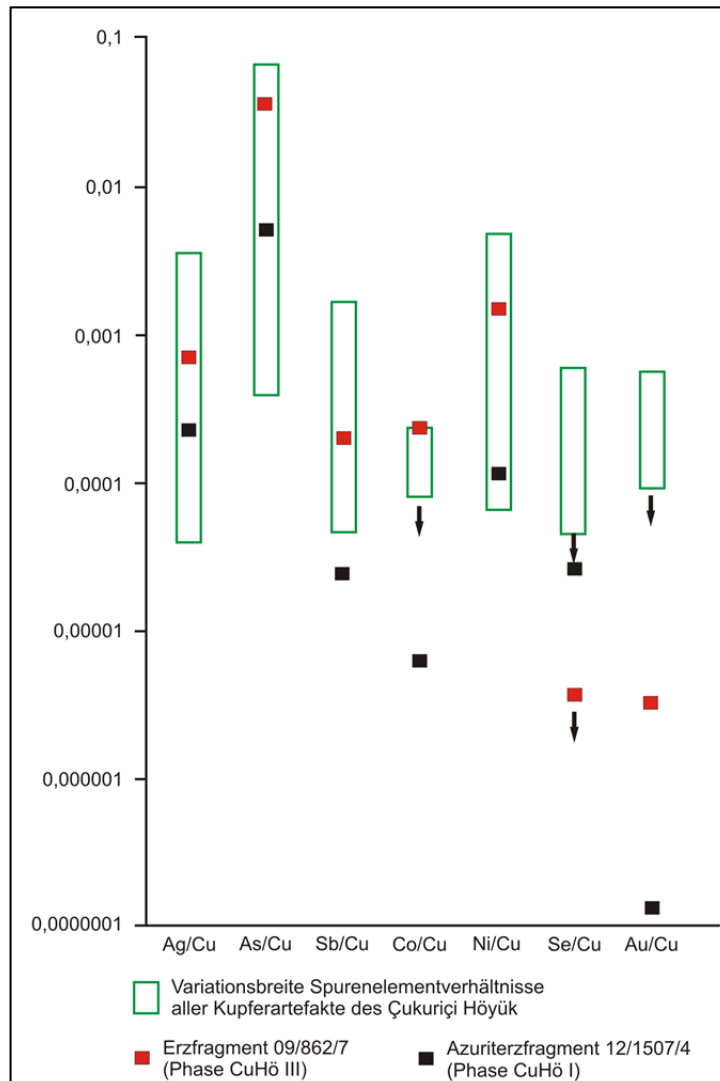


Abb. 18.2.3: Vergleich der relativen Spurenelementgehalte des Kupfererzfragmentes 09/862/7 CuHö Phase III und des Azuriterzfragmentes 12/1507/4 CuHö Phase I mit allen analysierten Kupferartefakten (n=46) des Çukuriçi Höyük (Variationsbreite). Die schwarzen Pfeile verweisen darauf, dass mindestens ein Element unter der Nachweisgrenze lag und sich die Variationsbreite bzw. der Einzelpunkt möglicherweise einem niedrigeren Verhältnis entspricht.

Gesteinsfragment 11/1307/12/1

Die Spurenelementanalyse des vererzten Gesteinsfragmentes 11/1307/12/1 ist durch die geringe Anzahl, der für die Spurenelementvergleiche notwendigen Elemente (nur Nickel und Arsen detektiert), nur bedingt aussagekräftig. Der Vergleich zu den zwei spätchalkolithischen Kupferartefakten zeigt, dass das Arsen/Kupfer-Verhältnis des Erzfragmentes höher liegt (etwa ein Viertel) als das der Kupferartefakte. Hingegen ergibt sich bei den Nickel/Kupfer-Verhältnis eine

Überschneidung mit dem Kupferartefakt 07/311/5/101 (stabförmiges Fragment/Ahle). Inwiefern das differierende Arsen/Kupfer-Verhältnis die Verwendung dieses Erzfragmentes ausschließt, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Allerdings unterscheidet sich die Bleiisotopiesignatur in allen Blei-

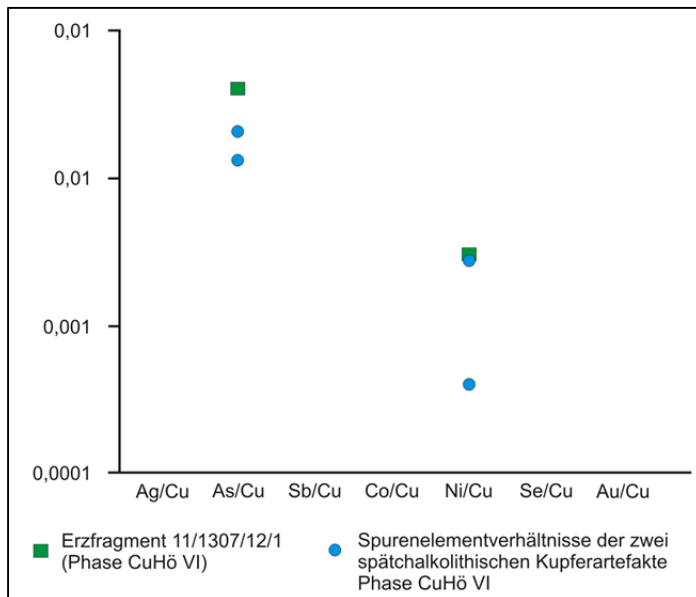


Abb. 18.2.4: Vergleich der relativen Spurenelementgehalte des Kupfererzfragmentes 11/1307/12/1 CuHö Phase VI mit den zwei spätchalkolithischen Kupferartefakten des Çukuriçi Höyük (Variationsbreite).

Blei-Diagrammen dieses Fragmentes deutlich von denen der Kupferartefakte, so dass ausgeschlossen werden kann, dass die Erze dieses Fragmentes für die Herstellung der spätchalkolithischen Kupferartefakte verwendet wurde. Wegen der geringen Anzahl an verwendbaren Spurenelementen für den Vergleich zwischen Artefakt und Erz, wird auf eine Gegenüberstellung mit dem gesamten Fundspektrum der Kupferartefakte verzichtet.

Für die Funde 12/1507/4 (Azuriterzfragment) und das vererzte Gesteinsfragment 09/862/07 kann über die vergleichenden Spurenelementverhältnisse zwischen Artefakt und Erz eindeutig belegt werden, dass diese

nicht zur Herstellung der Kupferartefakte genutzt wurden. Am deutlichsten wird dies durch die Gold/Kupfer-Verhältnissen belegt, da laut Pernicka (1987) Gold als ein schwer entfernbare Element bei der Kupferverhüttung gilt. Gestützt werden die Ergebnisse der relativen Spurenelementverhältnisse durch die deutliche Differenz in den Bleiisotopieverhältnissen dieser beiden Erzfragmente zu den bleiisotopischen Signaturen der Kupferartefakte (vgl. Kap. 18.1).

19. Diskussion und Zusammenfassung Teil II – Die Erzrohstoffe

Wie unter Kapitel 15 schon zusammenfassend aufgezeigt, existieren vor allem nordwestlich, nördlich und nordöstlich des Çukuriçi Höyük mehrere Erzvorkommen mit einer minimalen Distanz von 40 km (Luftlinie) zum Tell. Nach dem bisherigen Wissensstand sind auch keine Vorkommen bekannt, die in einer räumlich geringeren Entfernung zum Tell liegen. Dies bedingt sich dadurch, dass die Erfassung von oberflächennahen Erzmineralisationen im Arbeitsgebiet durch den MTA als gut dokumentiert bewertet werden kann und das Auftreten weiterer unbekannter Erzvorkommen sehr unwahrscheinlich ist. Bei den Erzvorkommen handelt es sich überwiegend um kleine und selten größere Vorkommen mit einer dominanten Sphaleritvererzung oder Sphalerit-/Galenitvererzungen sowie die Gold führenden Arsenopyritvorkommen. Die einzige Lagerstätte (nach modernen Gesichtspunkten) ist die Goldlagerstätte von Efemçukuru. Wie schon unter Kapitel 15 näher erläutert, geben die aktuellen Beobachtungen und Analysen keine Hinweise darauf, dass eine dominante kupferreiche Haupt- oder Nebenphase innerhalb der Vorkommen existiert. Auch aus lagerstättenkundlicher Sicht ist es zweifelhaft, ob in den untersuchten Vorkommen jemals eine prähistorisch relevante Kupfervererzung (primär und sekundär) vorhanden war oder entstehen konnte. Die bekannten primären Kupfergehalte der Vorkommen sind hierfür einfach zu gering. Andererseits ist die oberflächennahe Ausdehnung der Mineralisationen zu klein, als das sporadisch, über große Flächen verteilte Kupfererzanreicherungen (primär und/oder sekundär) eine relevante

Erzmenge hätten ergeben können. Spätestens die deutlichen bleiisotopischen Unterschiede in allen vier Blei-Blei-Diagrammen zwischen den Kupferartefakten und den lokalen Erzvorkommen belegen dies.

Interessant hierbei ist aber, dass das auf dem Tell gefundene Azuritfragment nach den bleiisotopischen Daten in das Isotopenfeld des lokalen Sphaleritvorkommen von Saryurt fällt. Interessant ist es deshalb, weil dieses Vorkommen vom Autor die Möglichkeit zur Bildung von sekundären Kupfererzen, auch wenn nicht in relevanten Mengen, zugesprochen bekommen hat (vgl. Kap. 14.1). Dieses Kupfererz stammt sehr wahrscheinlich aus den graphitreichen Granat-Chlorit-Schiefern, die eine Pyrit-Pyrrhotin dominierte Vererzung aufweisen und untergeordnet Chalkopyrit sowie marginale Anteile an Sphalerit und Galenit führen (mikroskopisch charakterisiert). Die Bildung größerer Kupfersekundärmineralaggregate aus (Schwarz-) Schiefern mit geringen primären Kupfergehalten ist beispielsweise aus dem Kupferschiefer bei Sittichenbach (Eisleben, Sachsen-Anhalt, Deutschland) bekannt (Abb. 19.1). Auch die beobachteten Nebengesteinsphasen des Azurits,

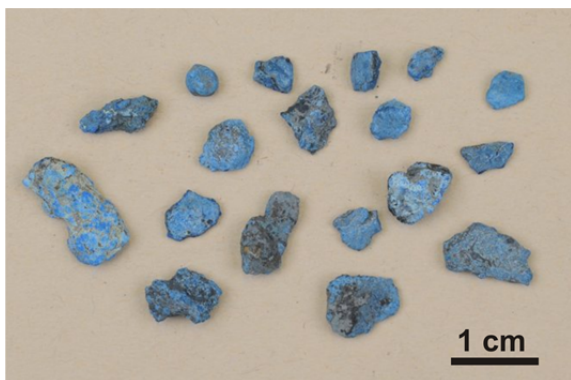


Abb. 19.1: Azuritaggregate aus dem Kupferschiefer und dem Weißliegend bei Sittichenbach (Foto: M. Frotzscher).

die mehrheitlich aus Tonmineralen bestehen, stellen eine Verbindung zu dem Wirtsgestein von Saryurt her. Da Chloritschiefer (das Wirtsgestein der Vererzung in Saryurt) unter Einfluss exogener Kräfte an der Oberfläche zu Tonmineralen alterieren, ist es also sehr wahrscheinlich, dass das Azuritfragment aus Saryurt stammt.

Wie unter Kapitel 17.2 aufgezeigt, fallen die zwei Gesteinsfragmente mit der Malachitvererzung ebenfalls in das Isotopenfeld von Saryurt, aber zeigen gleichzeitig eine Annäherung an das Vorkommen Nif Dağı. Unter Außerachtlassung,

dass von Nif Dağı bisher die ursprüngliche Vererzung nicht schlüssig nachvollzogen werden konnte (durch Abbau), kann die Herkunft dieser zwei Funde aus dem Vorkommen von Nif Dağı ausgeschlossen werden. Dies beruht vor allem auf den petrographischen Charakteristika der vererzten Gesteinsfragmente. Das Nebengestein der beiden Erzfragmente wird in dieser Arbeit als quarzreiches Metasediment beschrieben, welches zwei grünschieferfaziellen Metamorphosen unterlegen hat (vgl. Kap. 16.3). Diese Interpretation der tektonometamorphen Verhältnisse wurde anhand von Muskoviten getroffen, die zwei unterschiedliche Einregelungsrichtungen aufzeigen.

In Saryurt existieren nach Dora (1977) in den graphitreichen Granat-Chlorit-Schiefern quarzreiche Linsen, die, wie alle Gesteine in der Region, eine amphibolitfazielle und eine grünschieferfazielle Überprägung erfahren haben. Im Bezug zu dem Nebengestein der Erzfragmente ist es wahrscheinlich, dass sich anhand der verschiedenen eingeregelter Muskovite, diese zweiphasige Überprägung von Saryurt widerspiegelt. Dabei muss berücksichtigt werden, dass Muskovite vornehmlich unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstehen, aber bis in die obere Amphibolitfazies stabil sind.

Im Gegensatz dazu handelt es sich bei dem Wirtsgestein von Nif Dağı um nicht metamorph überprägte Kalksteine (MTA 2009). Quarzreiche Metasedimente sind in der näheren Umgebung dieses Vorkommens unbekannt und wurden auch nicht in der näheren Umgebung der Stollenmundlöcher an der Oberfläche beobachtet. Diese Umstände schließen die Herkunft dieser beiden Erzfragmente vom Vorkommen Nif Dağı aus.

Ebenso kann aufgrund der Spurenelementvergleiche und/oder der bleiisotopischen Daten ausgeschlossen werden, dass weder das Azuritfragment noch die Malachiterze der Gesteinsfragmente als Erzrohstoff für die Kupferartefakte am Çukuriçi Höyük genutzt wurden.

Die Gründe, warum diese drei Erzfragmente/Erz führenden Gesteine nicht für die Metallgewinnung genutzt wurden, können verschieden gedeutet und nicht sicher bestimmt werden. Die Malachit führenden Gesteinsfragmente waren eventuell zu gering vererzt und das Azuritfragment wurde vielleicht als Farbstoff verwendet.

Das die vielfach im Arbeitsgebiet auftretenden Gold führenden Arsenopyritvorkommen und die Mineralisationen der Goldlagerstätte Efemçukuru aus Sicht des Autors keine prähistorische Höffigkeit zugesprochen werden sollte, wurde schon detailliert im Kapitel 15 diskutiert. Dass die Arsenerze (Arsenopyrit und/oder sekundäre Arsenerze) eine prähistorische Höffigkeit besessen haben, ist sehr wahrscheinlich. Diese Vorkommen beißen an der Oberfläche aus und führen teilweise massive Vererzungen. Damit war dieser Erzrohstoff in der Prähistorie erkenn- und nutzbar. Mehofer (in Vorbereitung) stellt die hypothetische Annahme auf, dass relevante Mengen an arsenhaltigen Kupfersekundärmineralen in den oberflächennahen Bereichen der Arsenopyritgänge von Zeytinlik existiert haben und diese möglicherweise genutzt wurden. Diese Hypothese beruht darauf, dass ein Kupferzfragment, welches nicht in diese Arbeit aufgenommen wurde, bleiisotopisch sehr nahe an den Proben des Arsenopyritvorkommen von Zeytinlik plottet.

Dieser Aussage, auch wenn sie nur hypothetisch getroffen wurde, muss hier widersprochen werden. Ausschlaggebend dafür sind die detaillierten mikroskopischen und geochemischen Analysen von Akiska et al. (2008) an den Arsenopyritvorkommen dieser Region. Chalkopyrit ist das einzige primäre Kupfermineral, das innerhalb der Vererzungen auftritt. Entweder findet es sich als annähernd submikroskopischer Einschluss im Gangmaterial (Quarz) oder sehr unregelmäßig verteilt innerhalb von Rissen der Arsenopyrite (Mineralgröße < 10 µm). Der Kupfergehalt der Arsenopyrite schwankt zwischen 1,6 µg/g und 74 µg/g und der durchschnittliche Gehalt liegt bei 54 µg/g (Akiska et al. 2008). Diese geringen Konzentrationen erlauben keine Bildung nutzbarer Kupfersekundärminerale auf oder innerhalb der Arsenopyritgänge. In einem allgemeinen Vergleich entspricht der ermittelte Kupfergehalt der Arsenopyriterze dem durchschnittlichen Kupfergehalt der kontinentalen Kruste vom 55 µg/g (Taylor 1964). Auf lokaler Ebene (Region Ödemiş) betrachtet, weisen die nicht vererzten Glimmerschiefer in diesem Teil des Bozdağ Gebirges als geogener Background einen Kupfergehalt von 56 µg/g auf (Akiska et al. 2008). Damit ergeben sich keine schlüssigen Hinweise, die eine Bildung von (arsenhaltigen) sekundären Kupfererzen plausibel erscheinen lassen. Grundsätzlich weisen alle bekannten Arsenopyritvorkommen in der Region Ödemiş ähnliche oder niedrigere Kupfergehalte auf (Akiska et al. 2008, Üzküt 1977). Ein weiterer Punkt der diese Aussage stützt ist, dass an sämtlichen ausbeißenden Arsenopyritgängen in der Region Ödemiş, welche vom Bergbau unberührt sind, nirgends Bildungen von Kupfersekundärmineralen beobachtet wurden (Mitteilung Dr. Akiska).

Ob diese Arsenerze der lokalen Vorkommen am Tell zur Legierung mit Kupfer genutzt wurden, wie es Mehofer (in Vorbereitung) postuliert, kann nicht abschließend geklärt werden. Das Arsenopyriterz von Kemer zeigt zwar in allen vier Blei-Blei-Diagrammen eine sehr starke Annäherung an das Matte-Speis Fragment, aber hinsichtlich dieses Fragmentes bestehen noch eine Reihe offener Fragen. Die archäometallurgische Interpretation des Matte-Speis Fragmentes nach Mehofer (in Vorbereitung) verweist auf verschiedene Möglichkeiten: 1. Es bestehen Indizien, dass die lokalen Arsenerze dem schmelzflüssigen Kupfer hinzulegiert wurden und das Matte-Speis Fragment einen misslungenen Legierungsversuch darstellt; 2. Gleichzeitig wird die Möglichkeit erwähnt, dass der verwendete Erzrohstoff primär schon ein arsenhaltiges Kupfererz war und das Matte-Speis Fragment einen Gussabfall der Verhüttung eines solchen Erzes widerspiegelt (Mehofer in Vorbereitung).

Dass das Matte-Speis Fragment einen Gussabfall von verhütteten kupferreichen Arsenopyriten aus den lokalen Vorkommen bei Ödemiş widerspiegelt kann ausgeschlossen werden, da das Vorhandensein solcher Erze nicht zu erwarten ist. Unter der Annahme, dass die Kupfererze aus Nordwest-Anatolien stammen und lokale Arsenerze aus Kemer hinzulegiert wurden, können die bleiisotopischen Ergebnisse (starke Annäherung) nicht als Beweis dafür herangezogen werden. Denn es zeichnet sich ab, dass die Arsenopyriterze von Kemer eine ähnliche bleiisotopische Signatur aufweisen wie die nordwestanatolischen Erze. Damit kann die starke bleiisotopische Annäherung zwischen den Matte-Speis Fragment und der Probe von Kemer auch eine einfache Überschneidung der Bleiisotopieverhältnisse darstellen.

Auch dürfte der Nachweis der Nutzung der lokalen Arsenopyriterze als Legierungszuschlag über die Bleiisotopie schwer fallen, unabhängig von der Herkunft der verwendeten Kupfererze. Die Probe von Kemer besitzt beispielsweise nur einen Bleigehalt von 8,7 µg/g und die weiteren Arsenopyritvorkommen im Raum Ödemiş zeigen generell einen niedrigen Bleigehalt (< 20 µg/g, Akiska et al. 2008). Damit ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass die bleiisotopischen Signaturen der Arsenerze nicht grundsätzlich, aber leicht durch die der Kupfererze überprägt werden.

Die bleiisotopische Nähe des Silberohrrings, des Galeniterzfragmentes und der Silber-Kupferlegierung in allen vier Blei-Blei-Diagrammen zum Arsenopyritvorkommen von Kemer ist mehr oder weniger alleinstehend. Neben Kemer weisen auch die restlichen Arsenopyritvorkommen (vgl. Anhang A06-A) weder gediegenes Silber, Silber führende Erzminerale oder Bleierzminerale auf (u.a. Akiska et al. 2008, Üzküt 1977). Eine Herkunft dieser Erzrohstoffe von dem Vorkommen von Kemer kann damit ausgeschlossen werden. Auch das Bleierzfragment fällt in das nordwestanatolische Isotopenfeld und der Vergleich der Spurenelemente des Bleierzfragmentes mit den lokalen Galenitvorkommen verweist ebenfalls auf keine lokale Herkunft.

Die grundsätzliche Frage woher die Erzrohstoffe stammen, die am Çukuriçi Höyük verhüttet wurden, bleibt leider weiter im Dunkeln. Allerdings konnte diese Arbeit ausschließen, dass lokale Erzvorkommen genutzt wurden. Durch die Ergebnisse von Mehofer (in Vorbereitung) fallen diverse anatolische und ägäische Lagerstätten/Lagerstättenreviere ebenfalls aus der Betrachtung heraus (vgl. Kap. 1.3).

Aufgrund der deutlich differierenden Bleiisotopieverhältnisse zwischen allen Metallartefakten des Çukuriçi Höyük und den lokalen Erzvorkommen ist anzunehmen, dass die Erzrohstoffe, die für die Herstellung der Metallartefakte verwendet wurden, eher im nordwestanatolischen Raum zu suchen sind (vgl. Abb. 17.2.1 und Abb. 17.2.2, Anhang A08-A). Diese Aussage folgt damit der Meinung von Mehofer (in Vorbereitung). Ein Hinweis darauf ist die sehr starke Überschneidung der Isotopenfelder der Metallartefakte und der nordwestanatolischen Erze in allen vier Blei-Blei-Diagrammen. Worauf Mehofer (in Vorbereitung) schon hingewiesen hat ist, dass es zwischen dem Isotopenfeldern der nordwestanatolischen Erzlagerstätten und den Erzvorkommen der ägäischen Inseln eine Überschneidung existiert, die auch die Metallartefakte des Çukuriçi Höyük betrifft. Damit liegt es im Rahmen des Möglichen, dass die genutzten Erzvorkommen in dieser Region zu suchen sein könnten (Mitteilung M. Mehofer).

Einen Punkt den Mehofer (in Vorbereitung) bisher nicht betrachtet hat ist, dass das Erzvorkommen von Kemer rein geographisch gesehen in der Westtürkei liegt und zwar am östlichen Ende der Küçük Menderes Grabens. Im Allgemeinen orientieren sich Isotopenfelder/Cluster, nicht nur in dieser Arbeit, größtenteils immer an dem geographischen Raum in dem die Erzvorkommen liegen und definieren diesen bleiisotopisch. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass Kemer als ein westanatolisches Erzvorkommen eine Bleiisotopiesignatur aufweist, die denen der nordwestanatolischen Erze entspricht. D.h., als rein hypothetische Annahme, könnten in der

westanatolischen Region, außerhalb des Arbeitsgebietes, Erzvorkommen mit prähistorisch relevanten (qualitativ und quantitativ) Vererzungen existieren, die bleiisotopische Signaturen wie die nordwestanatolischen Erze aufweisen.

Die Zuordnung der am Tell gefundenen Kupferzfragmente zum Erzvorkommen von Sariyurt zeigt, dass auch weiter entfernte (ca. 50 km Luftlinie) Erzvorkommen bekannt waren. Ob diese Erze verhandelt oder direkt von den Handwerkern des Çukuriçi Höyük aufgesucht wurden, kann hier nicht beantwortet werden. Darauf aufbauend ergibt sich zum Schluss die Frage: Warum wurden die lokalen Galenit führenden Vorkommen (Maden Tarla, Kızılısüm) und das für seine hohen Silbergehalte bekannte Vorkommen Gümüldür nicht genutzt? Möglicherweise waren diese Vorkommen aus verschiedensten Gründen entweder unbekannt, nicht zugänglich oder nicht von Interesse. Eine Antwort kann diese Arbeit darauf nicht geben. Aus den lagerstättenkundlichen Beobachtungen die innerhalb dieser Arbeit gemacht wurden, liegt es bei den Vorkommen von Gümüldür und Kızılısüm im Bereich des Möglichen, dass diese nicht an der Oberfläche anstanden bzw. keine prähistorisch relevanten Erze aufwiesen und somit nicht nutzbar waren.

Dass es sich lohnt auch Erzvorkommen zu beproben, die heute keine prähistorisch relevanten Vererzungen aufzeigen, beweist der Herkunftsnachweis der Kupfererzfragmente vom Çukuriçi Höyük aus dem von Sphalerit dominierten Erzvorkommen von Sariyurt.

Letztlich kann verneint werden, dass sämtliche Erzrohstoffe die am Çukuriçi Höyük genutzt wurden, nicht aus den lokalen Erzvorkommen stammen.

20. Ausblick

Zur Klärung der Herkunft der Gesteinsrohstoffe des Çukuriçi Höyük, die nicht aus dem lokalen Umfeld stammen, wäre es wünschenswert die entsprechenden Artefakte beproben zu können, um über weiterführende Analysen (Geochemie, Mikroskopie) Provenienzstudien durchführen zu können. In Teilen muss aber auch an den möglichen Vorkommen dieser Rohstoffe noch eine umfangreichere Bearbeitung erfolgen. Beispielsweise seien die zum Tell nächstgelegenen Vulkanitkomplexe genannt. Diese stellen definitiv eine nutzbare Rohstoffbasis dar, aber hier fehlen zumeist eine genauere geologische Kartierung sowie Geländeaufnahmen. Solche Grundlagenarbeiten sind aus Sicht des Autors aber essentiell für eine repräsentative Probenahme bezüglich der Provenienzstudien.

Da über die Ergebnisse der Bleiisotopieanalyse das nordwestanatolische Lagerstättengebiet immer noch das wahrscheinlichste Herkunftsgebiet der am Çukuriçi Höyük verwendeten Erzrohstoffe ist, sollte angestrebt werden, über vorhandene Spurenelementanalysen der nordwestanatolischen Erze, ein Vergleich mit den Kupferartefakten durchzuführen.

Literaturverzeichnis

- Akat, U.** (1980): Menderes Masifi batısının (Söke-Selçuk-Tire arasındaki bölgenin) jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor no: 6952
- Akçay, M., Özkan H., Moon, C. & Spiro, B.** (2006): Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and Haliköy areas (Ödemiş, Izmir, West Turkey). *Ore Geology Reviews* 29, 19–51
- Akçay, M., Özkan H., Spiro, B., Wilson, R., Hoskin, P.** (2003): Geochemistry of a high-T hydrothermal dolostone from the Emirli (Ödemiş, western Turkey) Sb-Au deposit. *Mineralogical Magazine* 67, 671–688
- Akçay, M., Özkan H., Moon, C. & Scott, B.** (1996): Secondary dispersion from gold deposits in west Turkey. *Journal of Geochemical Exploration* 56, 197-218
- Akiska, S., Ünlü, T. & Sayili, S.** (2008): Mining geology of the gold occurrences related to the Arsenopyrites of Izmir-Ödemiş region. *Mineral Res. Expl. Bull.* 136, 1-16
- Akyürek, B. & Soysal, Y.** (1983): Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin* 95/96, 1-12
- Alçıçek, H.** (2010): Stratigraphic correlation of the Neogene basins in southwestern Anatolia: Regional palaeogeographical, palaeoclimatic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291, 297–318
- Alkan, M. & Dayal, A.** (1977): İzmir-Kemalpaşa-Ovacık Yaylaşı Prospeksiyonu Raporu, MTA Maden Etüd Dai. Arş. No: 1509, 9 S. (unpubliziert)
- Altherr, R. & Siebel, W.** (2002): I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea. *Greece Contrib. Mineral Petrol* 143, 397–415
- Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Matthews, A., Friedrichsen, H. & Tauber, B.H.** (1988): O-Sr isotopic variations in Miocene granitoids from the Aegean: evidence for an origin by combined assimilation and fractional crystallization *Cont. to Min. Petro* 100, 528-541
- Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keler, J., Harre, W. & Hohndorf, A.** (1982): A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.* E23, 97-164
- Altunkaynak, Ş. & Genç, Ş.C.,** (2008): Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos* 102, 316–340.
- Altunkaynak, S. & Yilmaz, Y.** (1999): The Kozak Pluton and its emplacement. *Geol. J.* 34, 257-274
- Altunkaynak, S. & Yilmaz, Y.** (1998): The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 211-231
- Apaydin, N. & Erseçen, N.** (1981): Known ore and mineral resources of Turkey. MTA Pub. 185
- Bartelheim, M., Eckstein, K., Huijsmans, M., Krauß, R. & Pernicka, E.** (2002): Kupferzeitliche Metallgewinnung in Brixlegg, Österreich. In: M. Bartelheim, E. Pernicka & R. Krause (Hrsg.), *Die Anfänge der Metallurgie in der Alten Welt.* Leidorf, Rahden, 33-82
- Başarı, E.** (1989): Gümüldür (İzmir) ve Selçuk (Aydın) yörelerinin jeolojisi ve petrografisi, Bornova-İzmir (unpubliziert)
- Bay, B.** (1998): Geoarchäologie, anthropogene Bodenerosion und Deltavorbau im Büyük Menderes Delta (SW-Türkei). *Dissertation Ruhr-Universität Bochum*, 145 S.

- Bingol, E., Delaloye, M. & Ataman, G. (1982):** Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helveticae* 75, 437–446
- Bode, M. (2008):** Archäometallurgische Untersuchungen zur Blei-/Silbergewinnung im Germanien der frühen Römischen Kaiserzeit. Dissertation Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 275 S.
- Boronkay, K. & Doutsos, T. (1994):** Transpression and transtension within different structural levels in the central Aegean region. *J. of Structural Geology* 16, 1555-1573
- Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R. (1972):** Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos Island). *Bull. Volcanol.* 36, 473–496
- Boucher, K.S. (2016):** The Structural and Fluid Evolution of the Efemçukuru Epithermal Gold Deposit, western Turkey. MSc. Thesis, Universität Maine, 466 S.
- Bröcker, M. & Keasling, A. (2006):** Ion probe U-Pb zircon ages from the high-pressure/low-temperature mélange of Syros, Greece: age diversity and the importance of pre-eocene subduction. *J. Metamorphic Geol.* 24, 615–631.
- Bröcker, M. & Enders, M. (1999):** U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geol. Mag.* 136, 111–118
- Brückner, H., Vött, A., Schriever, A. & Handl, M. (2005):** Holocene delta progradation in the eastern Mediterranean– case studies in their historical context. *Méditerranée* 104, No. 1.2, 95-106
- Brückner, H. (1997):** Geoarchäologische Forschungen in der Westtürkei – das Beispiel Ephesos. In: T. Breuer (Hrsg.), *Geographische Forschungen im Mittelmeerraum und in der Neuen Welt*, Festschrift für Klaus Rother (Passauer Schriften zur Geographie 15), 39–51
- Brunn, J.H., de Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Lefèvre, R., Marcoux, J., Monod, O. & Poisson, A. (1970):** Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. *Bulletin de la Société géologique de France* 7.3 515-556
- Buick, I.S. (1991):** Mylonite fabric development on Naxos, Greece. *J. Struct. Geol.* 13, 643–655
- Bulle, F., Bröcker, M., Gärtner, C. & Keasling, A. (2010):** Geochemistry and geochronology of HP mélanges from Tinos and Andros, Cycladic blueschist belt, Greece. *Lithos* 117, 61–81
- Çakmakoğlu, A. (2007):** Pre-Neogene Tectonostratigraphy of Dilek Peninsula and the Area Surrounding Söke and Selçuk. *Mineral Research and Exploration Bulletin* 135, 1–17
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhänsli, R. & Rimmelé, G. (2002):** Fe–Mg-carpholite–pyrophyllite–chloritoid-bearing Triassic metapelites from Afyon Zone, Turkey: first evidence for Alpine low-grade, high-P/low-T metamorphism. First International Symposium of the Faculty of Mines (Istanbul Technical University) on Earth Sciences and Engineering, *Istanbul Journal of Conference Abstracts*, 104 S.
- Candan, O., Dora, O.O., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J.H., Warkus, F.C. & Dürr, S. (2001):** Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 89, 793–811
- Candan, O., Dora, O.O., Oberhänsli, R., Oelsner, F. & Dürr, S. (1997):** Blueschist relics in the Mesozoik cover series of the Menderes Massif and correlations with Samos Island, Cyclades: Schweiz. *Mineral. Petrog. Mitt.* 77, S. 95-99
- Candan, O., Dora, O.O., Dürr, S. & Oberhänsli, R. (1994):** Erste Nachweis von Granulit- und Eklogit-Relikten im Menderes Massiv/Türkei. Abstracts of the 5th Symposium, Tektonik-Strukturgeologie-Kristallgeologie, Göttingen, 7-9 April 1994, *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* 1, 217-220
- Candan, O. & Kun, N. (1989):** Menderes Masifinin batı-sında paleo-melanj kuşağının varlığı: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1/3, 237-251

- Clark, R.N.** (1999): Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy. In Manual of Remote Sensing, Vol. 3, Remote Sensing for the Earth Sciences, (A.N. Rencz, ed.) John Wiley and Sons, New York, pp. 3-58
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M. & Swayze, G.A.** (1990): High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B 8, pp. 12,653-12,680
- Clark, R.N., & Roush, T.L.** (1984): Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *J. Geophys. Res.* 89, 6329- 6340
- Çöteli, R.** (1977): İzmir-Gümüldür (Gümüşsu) Köyü Civarındaki Çinko-Kurşun Cevherleşmeleri Hakkında Ön Rapor, MTA Maden Etüd Dai. Arş. No: ME-297, 57 S. (unpubliziert)
- De Jesus, P. S.** (1980): The Development of Prehistoric Mining and Metallurgy in Anatolia. BAR International Series 74
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M.** (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29, 183–210
- De Graciansky, P.C.** (1972): Recherches géologiques dans les Taurus Lycien occidental. Dissertation, Universität Paris Sud
- De Quervain** (1967): Technische Gesteinskunde. 264 S. Verlag: Birkhäuser; Auflage: 2. Aufl. 1967.
- Didier, J.** (1973): Granites and Their Enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites, S. 393
- Dilek, S. & Acar, E.Ç.** (1981): İzmir-Gümüşsu Kurşun-Çinko Yatağının Ayrıntılı Jeolojisi, MTA Derl. No: 7303, 93 S. (unpubliziert)
- Dixon, J.E. & Ridley, J.R.** (1987): Syros. In: H.C. Helgeson & D. Reidel (Hrsg.), *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, Dordrecht 489–501
- Dora, O.Ö.** (1977): The Strata-Bound Lead-Zinc Deposits from Menderes Massif in Bayındır (West-Anatolia). In: D. D. Klemm & H. J. Schneider (Hrsg.), *Time- and Strata-Bound Ore Deposits*, 220-231
- Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E.** (1978): The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism and magmatism. In: H. Closs, D.R. Roeder & K. Schmidt (Hrsg.), *Alps, Apennines, Hellenides*, 455–477
- Dürr, S.** (1975): Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/ SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Ägäis. Habilitation Universität Marburg/Lahn, 107 S.
- Ehser, A., Borg, G. & Pernicka, E.** (2011): Provenance of the gold of the Early Bronze Age Nebra Sky Disk, central Germany: geochemical characterization of natural gold from Cornwall. *European Journal of Mineralogy* 23, 895-910
- Ercan, T.** (1986): Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric data on Cenozoic volcanics of western Anatolia, *Bull. Geol. Soc. Turkey* 28, S. 121–136
- Ercan, T., Akat, U., Günay, E. & Savaşçın, Y.** (1985): Söke-Selçuk-Kuşadası dolaylarının jeolojivevolkanik kayaların petrokimyasalözellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 105/106, 15-38
- Erdoğan, B. & Güngör, T.** (1992): Menderes Masifi kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, C4/1, 9-34
- Erdoğan, B.** (1990a): Tectonic relations between İzmir–Ankara Zone and Karaburun Belt. *Mineral Research & Exploration Bulletin* 110, 1–15
- Erdoğan, B.** (1990b): Stratigraphy and tectonic evolution of Izmir-Ankara zone between Izmir and Seferihisar: *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin* 2, 1-20

- Erkül**, F., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2005): Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadic borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geol. J.* 40, 545–570
- Evren**, A. & İçten, C. (1997): Efes Çukuriçi ve Arvalya (Gül Hanım) Höyükleri. *Müze Kurtarma Kazıları Semineri* 8, 111–133
- Faure**, M., Bonneau, M. & Pons, J. (1991): Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (Greece). *Bul. de la Societe Geologique de France* 5, 3-11
- Faure**, M. & Bonneau, M. (1988): Données nouvelles sur l'extension neogène de l'Égée: La déformation ductile du granite miocène de Mykonos (Cyclades, Grèce). *C.r. Acad. Sci. H* 307, 1553-1559
- Flores**, K.E., Martens, U.C., Harlow, G.E., Brueckner H.K. & Pearson, N.J. (2013): Jadeitite formed during subduction: In situ zircon geochronology constraints from two different tectonic events within the Guatemala Suture Zone. *Earth and Planetary Science Letters* 371–372, 67–81
- Forbes**, R.J. (1971): *Studies in Ancient Technology*. Vol. VIII, 295 S.
- Frotzcher**, M. (2009): Geochemische Charakterisierung von mitteleuropäischen Kupfervorkommen zur Herkunftsbestimmung des Kupfers der Himmelscheibe von Nebra. Dissertation Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 142 S.
- Füchtbauer**, H. (1988): *Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart, Stuttgart, 4. Auflage, 1141 S.
- Fytikas**, M., Innocenti, P., Manetti, R., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. & Villari, L. (1984): Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: J.E. Dixon & A.H.F. Robertson (Hrsg.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society London, Special Publication 17, 687-699
- Gale**, N.H. & Z.A. Stos-Gale (1981): Cycladic lead and silver metallurgy. *The Annual of the British School at Athens* 76, 169-224
- Gale**, N.H. (1980): Some aspects of lead and silver mining in the Aegean. *Thera and the Aegean World II*. Thera and the Aegean World, 161-195.
- Galik**, A. & Horejs, B. (2011): Çukuriçi Höyük – Various Aspects of its Earliest Settlement. In: R. Krauß. (Hrsg.), *Beginnings-New Research in the Appearance of the Neolithic between Northwest Anatolia and the Carpathian Basin*. Papers of the International Workshop 8th-9th April 2009, Istanbul (Menschen-Kulturen-Traditionen. Studien aus den Forschungsclustern des Deutschen Archäologischen Instituts 1), 83–94
- Gessner**, K., Piazzolo, S., & Güngör, T. (2001): Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. *Intern. J. of E. Sci.* 89, 766-780
- Gessner**, K. (2000): Eocene nappe tectonics and late-Alpine extension in the central Anatolide belt, western Turkey- structure, kinematics and deformation history. Dissertation Johannes Gutenberg-Universität, Mainz, 74 S.
- Glodny**, J. & Hetzel, R. (2007): Precise U–Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. *Geol. Mag.* 144, 235–246
- Gluhak**, T.M. & Schwall, C. (2014): Provenance Analyses of the Volcanic Rock Grinding Stones from the Greek Colony of Selinunte, Sicily (Italy)—Constraints and Possibilities. *Archaeometry* 57, 246-268

- Gluhak**, T.M. (2010): Petrologisch-geochemische Charakterisierung quartärer Laven der Eifel als Grundlage zur archäometrischen Herkunftsbestimmung römischer Mühlsteine. Dissertation Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 253 S.
- Göktaş**, F. (1998): Söke Havzasının Neojen Kuvaterner stratigrafisi: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor no: 10222, (unpubliziert)
- Great Britain Naval Intelligence Division** (1919): A Handbook of Asia Minor. Vol. 1, 372 S.
- Güngör**, T. (1995): Stratigraphy and tectonics of the Menderes Massif. Int. Earth Sci. Coll. on Aegean Region. Excursion guide book, Izmir, Turkey, 15-22
- Gürer**, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K. & Yılmaz, Y., (2001): Neogene basin development around Söke-Kuşadası (western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region. *Geodinamica Acta* 14, 57–69.
- Gutnic**, M., Monod, O., Poisson, A. & Dumont, J.F. (1979): Geologie des Taurides Occidentales (Turquie). *Mem. Soc. Geol. France* 137, 1-112
- Harlow**, G.E., Sorensen, S.S. & Sisson, V.B. (2007): Jade. In: L. A. Groat (Hrsg.), *The Geology of Gem Deposits. Short Course Handbook Series 37*, Mineralogical Association of Canada, Quebec, 207–254
- Harlow**, G.E. & Sorensen, S.S. (2005): Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections. *Int. Geol. Review* 47, 113–146
- Hapke**, B. (1993): *Introduction to the Theory of reflectance and Emittance Spectroscopy*, Cambridge University Press, New York
- Hauff**, P.L. (2005): *Applied Reflectance Spectroscopy – With emphasis on data collection and data interpretation using field spectrometers; Spectral International Inc., Version 4.1.*
- Helvacı**, E., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, O & Uzel, B. (2009): Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185, 181–202
- Henjes-Kunst**, F., Altherr, R., Kreuzer, H. & Hansen, B.T. (1988): Disturbed U-Th-Pb systematics of young zircons and uranotores: the case of the Miocene Aegean granitoids (Greece) *Chem. Geol.: Isotope Geoscience section* 73, 125–145
- Hetherington**, R. (1980): In vestigations into primitive lead smelting and its products. In: W. A. Oddy (Hrsg.), *Aspects of Early Metallurgy. Brit. Mus. Occ. Paper No. 17*, 27-40
- Hetzl**, R. & Reischmann, T. (1996): Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geol. Mag.* 133, 565-572
- Hetzl**, R., Ring, U., Akal, C. & Troesch, M. (1995a): Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *J. Geol. Soc.* 152, 639–54
- Hetzl**, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, O.Ö, (1995b): Bivergent extension in orogenic belts; the Menderes Massif (southwestern Turkey). *Geology* 23, 455-458
- Horejs**, B. (2016): Aspects of Connectivity on the Centre of the Anatolian Aegean Coast in 7th Millennium BC. In: B.P.C. Molloy (Hrsg.), *Of Odysseys and Oddities. Scales and modes of interaction between prehistoric Aegean societies and their neighbours, Sheffield Studies in Archaeology*, 143–167
- Horejs**, B., Milić, B., Ostmann, F., Thanheiser, U., Weninger, B. & Galik, A. (2015): The Aegean in the Early 7th Millennium BC: Maritime Networks and Colonization, *Journal of World Prehistory* 28, 289–230

- Horejs, B., Galik, A., Thanheiser, U. & Wiesinger, S. (2011):** Aktivitäten und Subsistenz in den Siedlungen des Çukuriçi Höyük. Der Forschungsstand nach den Ausgrabungen 2006–2009. *Prähistorische Zeitschrift* 86, 31–66
- Horejs, B. (2010a):** Çukuriçi Höyük. Neue Ausgrabungen auf einem Tell bei Ephesos. In: A. Kazim & S. Aybek (Hrsg.), *The Land of the Crossroads. Essay in Honour of Recep Meriç* (Istanbul 2010) 167-175
- Horejs, B. (2010b):** Bronzezeitliche Besiedlungsmuster im Kaikostal. Interpretationen erster Surveyergebnisse im Umland von Pergamon (Türkei), In: B. Horejs & T. Kienlin (Hrsg.), *Siedlung und Handwerk. Studien zu sozialen Kontexten in der Bronzezeit. Beiträge zu den Sitzungen der Arbeitsgemeinschaft Bronzezeit 2007 und 2009, Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* 194, 47–67
- Horejs, B., Mehofer, M. & Pernicka, E. (2010c):** Metallhandwerker im frühen 3. Jt. v. Chr. – Neue Ergebnisse vom Çukuriçi Höyük. *IstMitt* 60, 7–37
- Horejs, B. (2009):** Metalworkers at the Çukuriçi Höyük? An Early Bronze Age mould and a “near eastern weight” from western Anatolia, In: T. L. Kienlin & B. Roberts (Hrsg.), *Metals and societies. Studies in honour of Barbara S. Ottaway, Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* 169, 358–368
- Horejs, B. (2008a):** Erster Grabungsbericht zu den Kampagnen 2006 und 2007 am Çukuriçi Höyük bei Ephesos mit Beiträgen von A. Galik und U. Thanheiser. *Jahreshefte des Österreichischen Archäologischen Institutes in Wien* 77, 91–106
- Horejs, B. (2008b):** Çukuriçi Höyük. A Neolithic and Bronze Age Settlement in the Region of Ephesos. In: M. Özdoğan (Hrsg.), *The Neolithic in Turkey. Second enlarged edition* (im Druck).
- Humphries, S.E. (1984):** The mobility of the rare earth elements in the crust. In: P. Henderson (Hrsg.), *Rare earth element geochemistry, Amsterdam*, 317–340
- Hunt, G.R. (1977):** Spectral signatures of particulate minerals, in the visible and near-infrared, *Geophysics* 42, pp. 501-513
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y. & Tonarini, S. (2005):** Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: magma sources and geodynamic evolution. *Mar. Geol.* 221, 397–421
- Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972):** Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area (West Turkey), *Bulletin Volcanologique* 36, 83–104
- Istanbul Chamber of Commerce (1999):** Natural Resources of Western Turkey. Vol.2, 514 S.
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1984):** Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 77, 185–264
- Karacik, Z., Genç, Ş.C., Esenli, F. & Göller, G. (2011):** The Gümüldür Fire Opal: Mode of Occurrence and Mineralogical Aspects. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 99–114
- Kaya, O. & Mostler, H. (1992):** A Middle Triassic age for low grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (Izmir), Western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications. *Newsletters on Stratigraphy* 26, 1-17
- Keaya, S., Lister, G. & Buick, I. (2001):** The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Tectonophysics* 342, 275–312
- Ketin, İ. (1966):** Tectonic units of Anatolia. *Maden Tetkik ve Arma Bulletin* 66, 23-34
- Kibaroglu, M. (2008):** Petrographische und geochemische Untersuchungen an archäologischer Keramik aus Nordost-Syrien, Südost-Anatolien, Ost-Anatolien und Ost-Georgien, Dissertation Eberhard-Karls-Universität Tübingen, 256 S.

- Konak N., Akdeniz N. & Öztürk, E.M. (1987):** Geology of the south of Menderes Massif. In: Guide Book for the Field Excursion along western Anatolia, for the IGCP Project no. 5: Correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 42-53
- Koralay, O.E., Satır, M. & Dora, O.Ö. (2001):** Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 89, 822–835
- Kraft, J.C., Kayan, İ. & Brückner, H. (2001):** The Geological and Paleogeographical Environs of the Artemision. In: U. Muss (Hrsg.), *Der Kosmos der Artemis von Ephesos*. Sonderschriften des Österreichischen Archäologischen Institutes 37, 123–133.
- Kunze, R. (2012):** Interdisziplinäre Studien zu den Kleinfunden der Siedlungen Udabno I–III (Ostgeorgien). Dissertation Eberhard Karls Universität Tübingen, S. 320
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B. & Bateman, P. (1989):** A classification of igneous rocks and glossary of terms.
- Lee, J. & Lister, G. S. (1992):** Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology* 20, 121–124
- Lengeranlı, Y. (2008):** Metallic mineral deposits and occurrences of the Izmir District. In: H. Erkanal, H. Hauptmann, V. Şahoğlu, R. Tuncel (Hrsg.), *The Aegean in the Neolithic, Chalcolithic and the Early Bronze Age*. Proceedings of the international symposium in Urla, October 13th–19th 1997 (Urla-Izmir 2008), 355–367
- Lengeranlı, Y., Andiç, T. & Baykul, A. (1995):** Field observation between Kemalpas and Belkahve, Izmir. (unpublizierter Feldbericht)
- Loos, S. & Reischmann, T. (1999):** The evolution of the southern Menderes Massif in SW turkey as revealed by zircon dating. *J. Geol. Soc. Lond.* 156, 1021-1020
- Mehofer, M. (in Vorbereitung):** Die Anfänge der Metallurgie in Westkleinasien. Spätchalkolithische und frühbronzezeitliche Metallverarbeitung auf dem Çukuriçi Höyük, *Oriental and European Archaeology*
- Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., van Wamel, W.A., Spakman, W. & Hoogerduyn Strating, E. (1988).** On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics* 146, 203-215
- Mezger, K., Altherr, R., Okrusch, M., Henjes-Kunst, F., Kreuzer, H. (1985):** Genesis of acid/basic rock associations: a case study. The Kallithea intrusive complex, Samos, Greece. *Con. Min. Petrol.* 90, 353-366
- MTA (2009):** Türkiye Yer Altı Kaynakları (İllere Göre). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 601 S.
- MTA (1972):** Lead, Copper and Zinc Deposits of Turkey. Publications of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 133, 118 S.
- MTA (1970):** Arsenic, Mercury, Antimony and Gold deposits of Turkey. Publications of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 129, 26 S.
- Nebert, K. & Ronner, F. (1956):** Alpidische Albitisationsvorgänge in Menderes Massiv und dessen Umrahmung. *M. T. A. Bull.* 48
- Nisbet, E.G., Dietrich, V.J. & Esenwein, A. (1979):** Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence, *Fortschritte der Mineralogie*, 57, 264–279

- Oberhänsli**, R., Hamann, E., Partzsch, J., Warkus, F., Cetinkaplan, M. und Candan, O. (2002a): Petrology of manganese-rich eclogite from the Selcuk olistostrome, First international Symposium of the Faculty of Mines (ITU) in Earth Sciences and Engineering, Turkey, 108
- Oberhänsli**, R., Warkus, F. & Candan, O. (2002b). Dating of eclogite and granulite facies relics in the Menderes Massif. In: First International Symposium of the Faculty of Mines (Istanbul Technical University) on Earth Sciences and Engineering, Istanbul. Journal of Conference Abstracts, 104
- Oberhänsli**, R., Monié, P., Candan, O., Warkus, F.C., Partzsch, J.H. & Dora, O.O. (1998): The age of blueschist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 78, 309–316
- Oberhänsli**, R., Candan, O., Dora, O.Ö. & Dürr, S. (1997): Eclogites within the Menderes Massif (Western Turkey). Lithos 41, 135-150
- Okay**, A., I. (2006): Geology of Turkey: A Synopsis. Anschnitt 21, 19-42
- Okay**, A.I. (2002): Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite schists from northwest Turkey: unusually high P/T ratios in continental crust. Journal of Metamorphic Geology 20, 757-768
- Okay**, A.,I. (2001): Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. International Journal of Earth Science 89, 709-727
- Okay**, A.I. & Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne (Hrsg.), The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogeny. Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515
- Okay**, A.I. (1997): Jadeite-K-feldspar rocks and jadeitites from northwest Turkey. Mineralogical Magazine, 61, 835-843
- Okay**, A.I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz S. (1996): Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: A. Yin & M. Harrison (Hrsg.), Tectonics of Asia. Cambridge University Press, 420-441
- Okay**, A.I. & Kelley, S.P (1994): Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite + glaucophane and chloritoid + glaucophane schists from northwest Turkey. Journal of Metamorphic Geology 12, 455-466
- Okay**, A. & Siyako, M. (1993): The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir. In: S. Turgut (Hrsg.), Proceedings, Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions. Ozan Sungurlu Symposium, 333-355
- Okay**, A.I. (1986): High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey. In: B.W. Evans & E.H. Brown (Hrsg.), Blueschists and Eclogites. Geological Society of America Memoir 164, 333-348
- Okay**, A.I. (1984): Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: J.E. Dixon & A.H.F. Robertson (Hrsg.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society Special Publication 17, 455-466
- Okay**, A.I. (1982): Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the Tavşanlı region, northwest Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 79, 361-367
- Okrusch**, M. & Bröcker, M. (1990): Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: a review. European Journal of Mineralogy 2, 451-478
- Okrusch**, M., Richter, P & Katsikatsos, G. (1984): High pressure rocks of Samos, Greece. In: J.E. Dixon & A.H.F. Robertson (Hrsg.), The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. 17, 529-536
- Önay**, S.T., (1949): Über die Schmirgelgesteine SW-Anatoliens. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 29, S. 359-484

- Oyman, T., Minareci, F. & Pişkin, Ö.** (2003): Efemçukuru B-rich epithermal gold deposit (Izmir, Turkey). *Ore Geology Reviews* 23, 35–53
- Özer, S. & İrtem, O.** (1982): Geological setting, stratigraphy and facies characteristics of the Upper Cretaceous limestones in the Işıklar-Altındağ (Bornova-Izmir) area: *Bulletin of the Geological Society of Turkey* 25, 41-47
- Özcan, H.** (1976): Izmir-Bayındır-İliacudere Zn-Pb Madeni Raporu. MTA-Institute (unpubliziert)
- Ozgur, N.** (2003): Active and fossil geothermal systems in the continental rift zones of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. In: D. G. Eliopoulos (Hrsg.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*, 515– 518
- Paraskevopoulos, G.M.** (1958): Geochemistry and regional relationship of tertiary and quaternary igneous rocks of the Aegean region and adjacent areas. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.* 6, 13-72
- Pearce, J.A.** (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in *Continental basalts and mantle xenoliths*. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (Hrsg.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Geology Series, 230–249
- Perelomov, L. Pinskiy, D. & Violante, A.** (2011): Effect of organic acids on the adsorption of copper, lead, and zinc by goethite. *Eurasian Soil Science* 44, 22-28
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Koukouvelas, I., Dolansky, L.M. & Kokkalas, S.** (2009): Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: the Miocene of Limnos, Greece. *Bull. Geol. Soc. Am.* 121, 39–54
- Pe-Piper, G. & Piper, D.J.W.** (2007): Late Miocene igneous rocks of Samos: the role of tectonism in petrogenesis in the southeastern Aegean. In: T. Taymaz, Y. Yilmaz & Y. Dilek (Hrsg.), *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*. *Geol. Soc. Lon. Spec. Pub.* 291, 75-97
- Pe-Piper, G. & Piper, D.J.W.** (2002a): The igneous rocks of Greece “The anatomy of an orogen”. *Beitr. Reg. Geol. Erde* 30, 572 S.
- Pe-Piper, G. Piper, D.J.W. & Matarangas, D.** (2002b): Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos* 60, 47–66
- Pe-Piper, G.,** (2000): Origin of S-type granites covel with I-type granites in the Hellenic subduction system, Miocene of Naxos, Greece. *Europ. J. Miner.* 12, 859-875
- Pe-Piper, G. & Kotopouli, C.N.,** (1997): Geochemistry of metamorphosed mafic rocks from Naxos (Greece): The pre-Cenozoic history of the Cycladic crystalline belt, *Ofioliti* 22, 239-249
- Pernicka, E.** (1999): Trace Element Fingerprinting of Ancient Copper: A Guide to Technology or Provenance? *BAR International Series* 792, 163-171
- Pernicka, E.** (1990): Gewinnung und Verbreitung der Metalle in prähistorischer Zeit. *Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums* 37, S. 21-129
- Pernicka, E.** (1987): Erzlagerstätten in der Ägäis und ihre Ausbeutung im Altertum. *Geochemische Untersuchungen zur Herkunftsbestimmung archäologischer Metallobjekte*. *JbRGZM* 34, 607-714
- Petrequin, P., Cassen, S., Errera, M., Klassen, L. & Sheridan, A. & Petrequin, A.M.** (2012): Jade. *Grandes haches alpines du Néolithique européen. Ve et IVe millénaires av. J.-C.* Besançon, Presses Universitaires de Franche-Comté et Centre de Recherche Archéologique de la Vallée de l'Ain, 1524 S.
- Poission, A.** (1977): *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)*. Dissertation, Universität Paris Sud, 795
- Reed, S.J.B** (2005) *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*, United Kingdom University Press, 212 S.

- Richter, D.** (1973): Olistostrom, Olistolith, Olisthotrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Bd. 143, 304–344
- Richter, D.K. & Füchtbauer, H.** (1981). Merkmale und Genese von Brekzien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). - Z. dt. Geol. Ges. 132, 451-501.
- Ridley, J. & Dixon, J. E.** (1984): Reaction pathways during the progress of deformation of a blueschist metabasite: the role of chemical disequilibrium and restricted range equilibrium. Journal of Metamorphic Geology 2, 115–128
- Rimmelé, G.** (2003): Structural and metamorphic evolution of the Lycian Nappes and the Menderes Massif (southwest Turkey): geodynamic implications and correlations with the Aegean domain. Dissertation, Universität Potsdam, 243 S.
- Ring, U., Willner, A. P. & Lackmann, W.** (2001): Stacking of Nappes with Different Pressure-Temperature Paths: an Example from the Menderes Nappes of Western Turkey. *AJS Online* 301, 912-944
- Ring, U., Gessner, K., Güngör, T. & Passchier, C.W.** (1999a): The Menderes Massif of western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean-do they really correlate? *Journal of the Geological Society* 156, 3-6
- Rollinson, H.** (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Geochemistry, 352 S.
- Rose, A.W. & Bianchi-Mosquera, G.C.** (1993): Adsorption of Cu, Pb, Zn, Co, Ni, and Ag on goethite and hematite; a control on metal mobilization from red beds into stratiform copper deposits *Economic Geology* 88, 226-236
- Ryan, C.W.** (1957): A guide to the known minerals of Turkey. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 196 S.
- Satır, M. & Friedrichsen, H.** (1986): The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: a rubidium/strontium and oxygen isotope study. *Geol. Rundsch.* 75, 703-715
- Schmiderer, A.** (2008): Geochemische Charakterisierung von Goldvorkommen in Europa. Dissertation Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 145 S.
- Schröder, B.** (1998): Mittel- bis jungtertiäre Landschaftsgeschichte am Unterlauf des Großen Mäander (W- Anatolien). *GeoArchaeoRhein*, 2, 91-101.
- Schröder, B. & Bay, B.** (1996): Late Holocene rapid coastal change in western Anatolia - Büyük Menderes plain as a case history. *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.*, 102, 61-70.
- Schwall, C.** (2016): Das späte Chalkolithikum in Westanatolien und der Ostägäis. Studien zu den Ergebnissen vom Çukuriçi Höyük. Dissertation Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 543. S. (unpubliziert)
- Schwall, C. & Wolf, D.** (in Vorbereitung): Zur Herkunftsbestimmung der frühbronzezeitlichen Reibsteine aus Vulkaniten und Metamorphiten des Çukuriçi Höyüks
- Şenel, M. & Bilgin, R.Z.** (1997a): 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No.18, Marmaris-L4 ve L5 Paftaları, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara
- Şenel, M. & Bilgin, R.Z.**, (1997b): 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No.19, Marmaris-L6 Paftaları, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara
- Şengör, A.M.C., Satır, M. & Akkök, R.** (1984): Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for pan-African basement in Turkey. *Tectonics* 3, 693-707

- Şengör**, A.M.C. & Yılmaz, Y. (1981): Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181–241
- Şengün**, M. (2006): A critical review of the Anatolian geology: A dialectic to sutures and evolution of the Anatolian Tethys and Neotethys, *Mineral Research & Exploration Bulletin* 133, 1-29
- Seyitoğlu**, G. & Scott, B.C. (1991): Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.* 128, 155–166
- Sherlock**, S., Kelley, S.P., Inger, S., Harris N. & Okay, A.I. (1999): 40Ar-39Ar and Rb-Sr geochronology of high-pressure metamorphism and exhumation history of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137, 46-58
- L. Sørensen**, Pétrequin, Pétrequin, A.M, Errera, M., Horejs, B. & Herbaut, F. (2017): Les limites sud-orientales des jades alpins (Grèce et Turquie), In: P. Pétrequin, E. Gauthier & A.M. Pétrequin (Hrsg.), *Jade. Objets-signes et interprétations sociales des jades alpins dans l'Europe néolithique*, Cahiers de la MSHE Ledoux 27, *Dynamiques territoriales* 10 (Besançon 2017) 491–520
- Stock**, F., Ehlers, L., Horejs, B., Knipping, M., Ladstätter, S., Seren, S. & Brückner, H. (2015): Neolithic settlement sites in Western Turkey-palaeogeographic studies at Çukuriçi Höyük and Arvalya Höyük. *Journal of Archaeological Science* 4, 565-577
- Stock**, F., Pint, A., Horejs B., Ladstätter S., Brückner, H. (2013): In search of the harbours: New evidence of Late Roman and Byzantine harbours of Ephesus. *Quaternary International* 312, 57-69
- Streckeisen**, A.L. (1976): To each plutonic rock its proper name. *Earth Sc. Rev.* 12, 1–33
- Tafel**, V. & Wagenmann, K. (1951): *Lehrbuch der Metallhüttenkund.* 499 S.
- Taylor**, S.R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust; a new table. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, 1273-1285
- Theodoropoulos**, D. (1979): Geological map of Greece, 1:50.000, Island of Samos. IGME, Athens
- Tsujimori**, T. & Harlow, G.E. (20012): Petrogenetic relationships between jadeitite and associated high-pressure and low-temperature metamorphic rocks in worldwide jadeitite localities: a review. *Eur. J. Mineral.* 24, 371-390
- Tylecote**, R.F., Ghaznavi, H.A. & Boydell, P.J. (1977): Partitioning of Trace Elements Between the Ores, Fluxes, Slags and Metal During the Smelting of Copper. *Journal of Archaeological Science* 4, 305-333
- Tylecote**, R.F. (1962): *Metallurgy in Archaeology.* 368 S.
- UNDP**, (1974a): Mineral Exploration in Two Areas-Turkey-Technical Report 2-Geochemical and Geological Reconnaissance of the Prospect Areas, 151 S.
- UNDP** (1974b): Mineral Exploration in Two Areas-Turkey-Technical Report 3-Mineral Prospects Examinations, 83 S.
- Üzküt**, I. (1977): Arsenopyrite deposits between Büyük Menderes-Gediz, and their gold and cobalt potential. Dissertation, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir. 92 S.
- Vavelidis**, M., Bassiakos, I., Begemann, F., Patriarcheas, K., Pernicka, E., Schmitt-Strecker, S. & Wagner, G.A (1986): Geologie und Erzvorkommen. In: G.A. Wagner & Weisgerber, G. (Hrsg.), *Silber, Blei und Gold auf Sifnos.* Deutsches Bergbau-Museum, Bochum. pp. 59-80
- Vinx**, R. (2015): *Gesteinsbestimmung im Gelände.* Springer Spektrum 480 S.
- Wagenbreth**, O. (1979): *Technische Gesteinskunde (Naturwissenschaftliches Grundwissen für Ingenieure des Bauwesens).* VEB Verlag für Bauwesen Berlin, Band 3, 194 S.

- Wagner, G.A.,** Pernicka, E., Seeliger, T.C., Lorenz, I.B., Begemann, F., Schmitt-Strecker, S., Eibner, C. & Öztunalı, O. (1986): Geochemische und isotopisch Charakteristika früher Rohstoffquellen für Kupfer, Blei, Silber und Gold in der Türkei. Jahrbuch des Romisch-Germanisches Zentralmuseums Mainz 33, 723-752
- Wagner, G.A.,** Pernicka, E., Seeliger, T.C. Öztunalı, Ö, Baranyi, I., Begemann, F. & Schmitt-Strecker, S. (1985): Geologische Untersuchungen zu r frühen Metallurgie in NW-Anatolien. Bulletin of the Mineral and Exploration Institute of Turkey 100-101, 45-81
- Wagner, G.A.** (1975): Unveröffentlichte Feldbucheintragungen 1975
- Warkus F.C.,** Partzsch, J.H., Candan, O. & Oberhänsli, R. (1998): The tectonometamorphic evolution of the Birgi-Tire Nappe in the Menderes Massif, SW Turkey. Freiburger Forschungshefte C471, 237-238
- Weiss, K.E.** (1901): Kurze Mitteilung über Lagerstätten im westlichen Anatolien. Zeitschrift für praktische Geologie, 19-262
- Whitney, D.L. &** Bozkurt, E. (2002): Metamorphic history of the southern Menderes massif, western Turkey. Geological Society of America Bulletin 114, 829-838
- Xu, J.,** Zhu, S-Y., Luo, T-Y., Zhou, W., Li, Y-L. (2015): Uranium mineralization and its radioactive decay-induced carbonization in a black shale-hosted polymetallic sulfide ore layer, southwest China. Economic Geology 110, 1643-1652
- Yalçın, Ü.** (1987): Petrologie und Geochemie der Metabauxite SW-Anatoliens. Dissertation Ruhr Universität Bochum, 136 S.
- Yılmaz, Y.,** Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. & Elmas, A. (2000): When Did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? Geological Society, London, Special Publications 173, 353-384

Anhang

Gliederung

- Anhang A01 A: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der frühbronzezeitlichen Kleinfunde
- Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde
- Anhang A01-C: Reflexionsspektren der frühbronzezeitlichen Gesteinskleinfunde
- Anhang A01-D: Reflexionsspektren der neolithischen Gesteinskleinfunde
- Anhang A02-A: Gesteinsspektrum der frühbronzezeitlichen Phase CuHö I
- Anhang A02-B: Gesteinsspektrum der frühbronzezeitlichen Phase CuHö III
- Anhang A02-C: Gesteinsspektrum der frühbronzezeitlichen Phase CuHö IV
- Anhang A02-D: Gesteinsspektrum der neolithischen Phase CuHö I
- Anhang A02-E: Gesteinsspektrum der spätneolithischen Phase CuHö VIII
- Anhang A02-F: Gesteinsspektrum der spätneolithischen Phase CuHö IX
- Anhang A02-G: Gesteinsspektrum der spätneolithischen Phase CuHö X
- Anhang A02-H: Gesteinsspektrum der frühneolithischen Phase CuHö XI
- Anhang A02-I: Gesteinsspektrum der frühneolithischen Phase CuHö XII und XIII
- Anhang A03-A: Gesteinsspektren und die Rundungsgrade der Mauergesteine
- Anhang A04-A: Ergebnisse, Standardabweichungen und Nachweisgrenzen der WDRFA
- Anhang A05-A: Probenlokalitäten und die Ergebnisse der Bleisotopenanalysen
- Anhang A06-A: Weitere Gold führende Arsenopyritvorkommen im Arbeitsgebiet und die Antimonlagerstätte von Emirli
- Anhang A07-A: Ergebnisse der INAA (Erz)
- Anhang A07-B: Ergebnisse der WDRFA (Erz)
- Anhang A08-A: Blei-Blei-Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Anhang A01-A: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der frühbronzezeitlichen Kleinfunde

Übersicht über die frühbronzezeitlichen Gesteinskleinfunde (Phasen CuHö I bis CuHö IV) mit der jeweiligen Lithotypencharakterisierung (Ergebnisse der makroskopischen Gesteinsbestimmung und der Reflexionsspektroskopie). Klassifizierung der Artefakttypen durch verschiedene Bearbeiter des ERC-Projektes Prehistoric Anatolia (Auszug aus der Funddatenbank, Bearbeitungsstand 03.08.2016).

Nr.	Fundnummer	Phase	Artefakttyp	Lithotyp
1	06/1/3/4701	CuHö I	Steinobjekte	Schmirgelgestein
2	06/2/3/701	CuHö I	Stößel	serpentinisierter Peridotit
3	06/2/3/702	CuHö I	Steinscheibe	Marmor
4	06/2/3/1202	CuHö I	Beil	Serpentinit
5	07/300/3/1001	CuHö I	Steinobjekt	Metabasalt
6	07/300/3/1901	CuHö I	Steinscheibe	Marmor
7	07/300/3/3201	CuHö I	Dechsel	Serpentinit
8	07/300/3/4801	CuHö I	Klopfstein	Milchquarz
9	07/302/3/201	CuHö I	Hammer	Serpentinit
10	07/307/3/801	CuHö I	stumpfer Nacken	Schmirgelgestein
11	07/307/3/802	CuHö I	Glättstein	Kalkstein
12	07/308/3/2301	CuHö I	Dechsel	Serpentinit
13	07/308/3/1101	CuHö I	Klopfstein	Diorit/Granodiorit
14	09/309/3/901	CuHö I	Dechsel	Serpentinit
15	09/309/3/1601	CuHö I	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
16	07/314/3/701	CuHö I	Netzsenker	Marmor
17	07/314/3/901	CuHö I	Dechsel	serpentinisierter Peridotit
18	07/361/401	CuHö I	zylindrisches Steinobjekt	Marmor
19	08/501/3/7	CuHö I	Anhänger (Perle)	Kalkstein
20	08/501/3/9	CuHö I	Rohling	folierter serpentinisierter Peridotit
21	08/501/3/10	CuHö I	Klopfstein	Milchquarz
22	08/501/3/11	CuHö I	Netzsenker	Glimmerschiefer
23	08/501/3/13	CuHö I	Steinscheibe	Talkschiefer
24	08/501/3/14	CuHö I	Beil	Jadeit
25	08/501/3/15	CuHö I	Stößel	Metabasalt
26	08/501/3/16	CuHö I	Klopfstein	Milchquarz
27	08/501/3/17	CuHö I	Klopfstein	Marmor
28	08/501/3/18	CuHö I	Hammeraxtfragment	Amphibolit
29	08/501/3/19	CuHö I	Steinobjekt	Schmirgelgestein
30	08/508/3/2	CuHö I	Anhänger (Perle)	Serpentinit
31	08/508/3/4	CuHö I	Steinkugel	Milchquarz
32	08/508/3/5	CuHö I	Klopfstein	dolomitischer Marmor
33	08/508/3/6	CuHö I	Klopfstein	Schmirgelgestein
34	08/535/3/6	CuHö I	Beil	Schmirgelgestein
35	08/535/3/7	CuHö I	Klopfstein	Marmor
36	08/573/3/1	CuHö I	Anhänger	Marmor
37	08/801/3/701	CuHö I	Klopfstein	Schmirgelgestein
38	09/803/3/10	CuHö I	Netzsenker	Glimmerschiefer
39	09/803/3/701	CuHö I	Dechsel	Amphibolit
40	09/803/3/702	CuHö I	Stößel	Metabasalt
41	09/803/3/703	CuHö I	Hammeraxtfragment	Schmirgelgestein
42	09/803/3/704	CuHö I	zylindrisches Objekt	Kalkstein
43	09/803/3/705	CuHö I	Klopfstein	Milchquarz
44	09/808/3/701	CuHö I	Klopfstein	Milchquarz
45	09/811/3/701	CuHö I	unklares Steinobjekt	Gneis
46	12/5001/3/5	CuHö I	Dechselklinge	serpentinisierter Peridotit
47	12/5001/3/25	CuHö I	durchlochte Scheibe	Glimmerschiefer
48	12/5001/3/35	CuHö I	Schleudergeschoss	Milchquarz
49	12/5001/3/49	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
50	12/5001/3/55	CuHö I	Steinperle	Marmor
51	12/5001/3/58	CuHö I	durchlochte Scheibe	Quarzglimmerschiefer
52	12/5001/3/59	CuHö I	Gewicht ?	Tonschiefer
53	12/5001/3/66	CuHö I	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
54	12/5001/3/68	CuHö I	Klopfstein	quarzreicher Chloritglimmerschiefer
55	12/5001/3/70	CuHö I	Steinperle	serpentinisierter Peridotit
56	12/5001/3/72	CuHö I	Hammer	Peridotit
57	12/5001/3/74	CuHö I	Steinscheibe?	Marmor
58	12/5001/3/79	CuHö I	Steinobjekt	Glimmerschiefer
59	12/5001/3/88	CuHö I	Steinscheibe	folierter Gneis
60	12/5001/3/93	CuHö I	Steinperle	serpentinisierter Peridotit
61	12/5001/3/98	CuHö I	Hammer?	Marmor
62	12/5001/3/100	CuHö I	Steinobjekt	Schieferton
63	12/5001/3/101	CuHö I	Klopfstein	Hornstein
64	12/5001/3/103	CuHö I	Hammer?	Marmor
65	12/5001/3/104	CuHö I	Klopfstein	Schmirgelgestein
66	12/5001/3/105	CuHö I	Glättstein	Marmor
67	12/5001/3/108	CuHö I	Klopfstein	Metasandstein
68	12/5001/3/112	CuHö I	Rohling?	Kalkstein
69	12/5001/3/113	CuHö I	Hammer?	Marmor
70	12/5001/3/118	CuHö I	Steinbeil	Schmirgelgestein
71	12/5001/3/120	CuHö I	Dechsel	Peridotit
72	12/5001/3/121	CuHö I	Steingerät	Marmor
73	12/5001/3/122	CuHö I	Beil	Glimmerschiefer
74	12/5001/3/124	CuHö I	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
75	12/5001/3/127	CuHö I	Schleudergeschoss	Marmor
76	12/5001/3/134	CuHö I	Steingerät	Mergel

Anhang A01-A: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der frühbronzezeitlichen Kleinfunde

77	12/5001/3/139	CuHö I	Steinbeil	Schmirgelgestein
78	12/5001/3/143	CuHö I	Klopfstein	Milchquarz
79	12/5001/3/144	CuHö I	Spatel, Schaber?	feinkristalliner Marmor
80	12/5001/3/145	CuHö I	Schleudergeschoss	Marmor
81	12/5001/3/149	CuHö I	Stößel	Glimmerschiefer
82	12/5001/3/152	CuHö I	Steinscheibe	follierter Gneis
83	12/5001/3/153	CuHö I	Steingerät	Peridotit
84	14/5028/3/1	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
85	13/5144/3/1	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
86	13/5200/3/1	CuHö I	Anhänger?	Marmor
87	13/5200/3/2	CuHö I	Beil/Dechsel	Schmirgelgestein
88	13/5200/3/6	CuHö I	Stößel	Andesit
89	13/5200/3/12	CuHö I	Glättstein	serpentinisierter Peridotit
90	13/5200/3/13	CuHö I	Glättstein/Dechsel?	Schmirgelgestein
91	13/5200/3/15	CuHö I	Klopfstein?	Milchquarz
92	14/5230/3/2	CuHö I	Steinobjekt	Schmirgelgestein
93	14/5401/3/1	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
94	14/5401/3/7	CuHö I	Steinobjekt	Peridotit
95	08/590/3/18	CuHö I/II	Steinobjekt-hammerartig	Amphibolit
96	09/803/3/10	CuHö I/II	Netzenker	Glimmerschiefer
97	07/320/3/1101	CuHö II	Dechsel	Jadeit
98	07/321/3/1	CuHö II	Klopfstein	Milchquarz
99	07/327/3/1201	CuHö III	Steinkugel	dolomitischer feinkristalliner Marmor
100	07/354/3/101	CuHö III	Hammer	Schmirgelgestein
101	07/354/3/2401	CuHö III	Steinobjekt	Talkschiefer
102	07/359/3/501	CuHö III	Klopfstein	Metabasalt
103	07/359/3/502	CuHö III	Klopfstein	Milchquarz
104	07/363/3/901	CuHö III	Keil	follierter serpentinisierter Peridotit
105	07/378/3/801	CuHö III	Stößel	Kalkstein
106	07/406/3/1301	CuHö III	Steinscheibe	Marmor
107	07/428/3/601	CuHö III	Anhänger	Marmor
108	07/428/3/701	CuHö III	Steinobjekt	Metasandstein
109	08/141/3/12	CuHö III	stumpfer Nacken	Gneis
110	08/141/3/13	CuHö III	Steinobjekt	Metabasalt
111	08/141/3/14	CuHö III	Klopfstein	Milchquarz
112	08/505/3/3	CuHö III	Klopfstein	Milchquarz
113	08/517/3/1	CuHö III	Steinobjekt	Schmirgelgestein
114	08/520/3/7	CuHö III	Gewicht	Metabasalt
115	08/520/3/13	CuHö III	Beil	Schmirgelgestein
116	08/520/3/14	CuHö III	Steinobjekt	Schmirgelgestein
117	08/520/3/15	CuHö III	stumpfer Nacken	follierter Peridotit
118	09/868/3/701	CuHö III	Steinobjekt	Glimmerschiefer
119	09/881/3/1	CuHö III	Steinobjekt	Metabasalt
120	09/881/3/701	CuHö III	Dechsel	Amphibol
121	09/908/3/701	CuHö III	Axtfragment	Schmirgelgestein
122	09/920/3/701	CuHö III	Steinobjekt	dolomitischer feinkristalliner Marmor
123	09/925/7/1	CuHö III	Steinobjekt	Marmor
124	09/1003/3/1	CuHö III	Dechsel	Schmirgelgestein
125	13/5110/3/2	CuHö III/IV	Gewicht	serpentinisierter Peridotit
126	13/5110/3/3	CuHö III/IV	Klopfstein-/Glättstein	Marmor
127	13/5110/3/4	CuHö III/IV	Glättstein	Glimmerschiefer
128	12/5139/3/1	CuHö III/IV	Perle	serpentinisierter Peridotit
129	07/318/3/601	CuHö IV	Steinscheibe	Marmor
130	07/364/3/401	CuHö IV	Klopfstein	Schmirgelgestein
131	07/364/3/501	CuHö IV	Anhänger	follierter Serpentin
132	07/388/3/901	CuHö IV	zylindrisches Objekt	Marmor
133	07/389/3/501	CuHö IV	unklares Steinobjekt	Schmirgelgestein
134	07/390/3/401	CuHö IV	unklares Steinobjekt	Gneis
135	07/420/3/901	CuHö IV	unklarer stumpfe Nacken	serpentinisierter Peridotit
136	07/421/3/601	CuHö IV	Anhänger	Marmor
137	08/541/3/6	CuHö IV	Anhänger	Marmor
138	08/541/3/7	CuHö IV	Glättstein	follierter Serpentin
139	08/541/3/9	CuHö IV	Steinkugel	Marmor
140	08/575/3/2	CuHö IV	zylindrisches Objekt	feinkristalliner Marmor
141	08/575/3/3	CuHö IV	zylindrisches Objekt	feinkristalliner Marmor
142	08/614/3/1	CuHö IV	unklares Steinobjekt	Schmirgelgestein
143	08/630/3/1	CuHö IV	Klopfstein	Milchquarz
144	08/636/3/3	CuHö IV	Klopfstein	Marmor
145	08/636/3/4	CuHö IV	Steinobjekt	Schmirgelgestein
146	08/662/3/1	CuHö IV	Glättstein	serpentinisierter Peridot
147	08/673/3/1	CuHö IV	Rohling	serpentinisierter Peridotit
148	08/674/3/2	CuHö IV	Klopfstein	Milchquarz
149	08/687/3/1	CuHö IV	Keil	follierter serpentinisierter Peridotit
150	09/707/3/701	CuHö IV	Klopfstein	Quarzglimmerschiefer
151	08/725/3/1	CuHö IV	Netzenker	Glimmerschiefer
152	09/960/3/1	CuHö IV	Klopfstein	Marmor
153	09/1053/3/701	CuHö IV	Klopfstein	Serpentin
154	14/5017/3/1	CuHö IV	Steinobjekt	Peridotit
155	12/5048/3/1	CuHö IV	Glättstein	Marmor
156	12/5048/3/2	CuHö IV	Glättstein	Marmor
157	12/5048/3/4	CuHö IV	Klopfstein	Milchquarz
158	12/5051/3/2	CuHö IV	Hammer/Beil?	Marmor
159	12/5068/3/1	CuHö IV	Klopfstein	Milchquarz

Anhang A01-A: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der frühbronzezeitlichen Kleinfunde

160	12/5072/3/1	CuHö IV	Beil	feinkristalliner Marmor
161	12/5088/3/3	CuHö IV	Beil	Milchquarz
162	13/5088/3/4	CuHö IV	Steinperle	Milchquarz
163	12/5088/3/7	CuHö IV	Klopfstein	Milchquarz
164	12/5088/3/11	CuHö IV	Schmuckobjekt?	Quarz (Bergkristall)
165	12/5118/3/1	CuHö IV	Scheibenperle	Marmor
166	12/5123/3/1	CuHö IV	Stößel	Andesit
167	12/5124/3/6	CuHö IV	Glättstein	Marmor
168	12/5134/3/2	CuHö IV	Stößel	Milchquarz
169	12/5134/3/3	CuHö IV	Steinobjekt?	Metasandstein
170	12/5162/3/4	CuHö IV	Ring/Scheibe/Mörser?	Quarzglimmerschiefer
171	12/5216/3/1	CuHö IV	Steinobjekt	Marmor
172	12/5216/3/3	CuHö IV	Beil/Dechsel/Hammer?	Marmor
173	12/5216/3/4	CuHö IV	Hammer	Schmirgelgestein
174	12/5216/3/6	CuHö IV	Schleifstein	serpentinisierter Peridotit
175	13/5244/3/5	CuHö IV	Schleif-/Glättstein	Peridotit
176	13/5244/3/6	CuHö IV	Glättstein	folierter serpentinisierter Peridotit
177	13/5244/3/7	CuHö IV	Schleifstein	Schmirgelgestein
178	13/5255/3/1	CuHö IV	Glättstein?	Marmor
179	13/5269/3/2	CuHö IV	Steingerät	Marmor
180	13/5271/3/1	CuHö IV	Steinscheibe	Marmor
181	13/5271/3/5	CuHö IV	Klopfstein	Quarzit
182	13/5272/3/1	CuHö IV	Perle	Peridotit
183	13/5272/3/2	CuHö IV	Steinperle	Glimmerschiefer
184	13/5292/3/3	CuHö IV	Klopfstein	Milchquarz
185	13/5292/3/4	CuHö IV	Perle	Glimmerschiefer
186	13/5295/3/1	CuHö IV	Arbeitsunterlage	Andesit
187	13/5302/3/2	CuHö IV	Schneid-/Klingenfragment	Metabasalt
188	14/5310/3/3	CuHö IV	Steinobjekt	Quarzit
189	14/5310/3/7	CuHö IV	Steinobjekt	Glimmerschiefer
190	13/5319/3/3	CuHö IV	Steinobjekt	Kalkstein
191	14/5401/3/3	CuHö IV	Steinobjekt	Marmor
192	14/5401/3/4	CuHö IV	Steinobjekt	Kalkmergel
193	14/5419/3/1	CuHö IV	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
194	14/5426/3/1	CuHö IV	Steinobjekt	Schmirgelgestein
195	14/5426/3/2	CuHö IV	Klopfstein	feinkristalliner Marmor

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

Übersicht über die neolithischen Gesteinskleinfunde (Phasen CuHö I bis CuHö XIII) mit der jeweiligen Lithotypencharakterisierung (Ergebnisse der makroskopischen Gesteinsbestimmung und der Reflexionsspektroskopie). Klassifizierung der Artefakttypen durch verschiedene Bearbeiter des ERC-Projektes Prehistoric Anatolia (Auszug aus der Funddatenbank, Bearbeitungsstand 03.08.2016).

Nr.	Fundnummer	Phase	Artefakttyp	Lithotyp
1	11/1200/3/1	CuHö I	Stößel	serpentinisierter Peridotit
2	11/1200/3/2	CuHö I	Steinbeilklinge	serpentinisierter Peridotit
3	11/1200/3/3	CuHö I	Steinbeilklinge	Amphibol
4	11/1200/3/4	CuHö I	Klopfstein/Hammer?	Andesit
5	11/1200/3/6	CuHö I	Schleudergeschoss	Marmor
6	11/1200/3/7	CuHö I	Steinbeilklinge	serpentinisierter Peridotit
7	11/1200/3/8	CuHö I	Stößel	Diorit/Granodiorit
8	11/1200/3/9	CuHö I	Bergkristall	Bergkristall
9	11/1200/3/12	CuHö I	Stößel	serpentinisierter Peridotit
10	11/1200/3/13	CuHö I	Glättstein	Kalkstein
11	11/1200/3/14	CuHö I	Steinkugel	Marmor
12	11/1200/3/15	CuHö I	Steinobjektfragment	folierter Serpentin
13	11/1200/3/16	CuHö I	Perle	Marmor
14	11/1200/3/18	CuHö I	Beil	Schmirgelgestein
15	11/1200/3/19	CuHö I	Stößel	Schmirgelgestein
16	11/1200/3/21	CuHö I	Klopfstein	Marmor
17	11/1200/3/22	CuHö I	Gewicht	Marmor
18	11/1200/3/23	CuHö I	Klopfstein?	Metasandstein
19	11/1200/3/25	CuHö I	Kugel	Milchquarz
20	11/1200/3/28	CuHö I	Halbfertigprodukt?	Glimmerschiefer
21	11/1200/3/29	CuHö I	Steinscheibenfragment	folierter Gneis
22	11/1200/3/34	CuHö I	Klopfstein	Metasandstein
23	11/1201/3/3	CuHö I	Dechselklinge	Amphibol
24	11/1201/3/6	CuHö I	Steinbeilklinge	Peridotit
25	11/1201/3/7	CuHö I	Steinbeil	serpentinisierter Peridotit
26	11/1201/3/8	CuHö I	Steinobjekt	serpentinisierter Peridotit
27	11/1201/3/10	CuHö I	Steinobjekt	serpentinisierter Peridotit
28	11/1201/3/11	CuHö I	Dechsel?	Schmirgelgestein
29	11/1201/3/12	CuHö I	Steinscheibe	feinkristalliner Marmor
30	11/1221/3/1	CuHö I	Steinbeil	Amphibolit
31	11/1221/3/2	CuHö I	Steinobjekt	Glimmerschiefer
32	11/1221/3/3	CuHö I	Schleudergeschoss	Chloritglimmerschiefer
33	11/1229/3/1	CuHö I	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer
34	11/1230/3/2	CuHö I	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer
35	11/1230/3/3	CuHö I	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
36	11/1230/3/4	CuHö I	Steinscheibe	folierter Gneis
37	11/1237/3/3	CuHö I	Klopfstein	Marmor
38	11/1237/3/5	CuHö I	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
39	11/1237/3/6	CuHö I	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
40	11/1237/3/7	CuHö I	Steinscheibe	Marmor
41	11/1237/3/9	CuHö I	Glättstein	Quarzglimmerschiefer
42	11/1237/3/10	CuHö I	Beilklinge	Amphibol
43	11/1237/3/13	CuHö I	Steinkugel	Glimmerschiefer
44	11/1237/3/15	CuHö I	Steingerät	basaltischer Andesit
45	11/1237/3/17	CuHö I	Klopfstein	Marmor
46	11/1237/3/21	CuHö I	Steinkugel	Marmor
47	11/1237/3/22	CuHö I	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
48	12/1237/3/23	CuHö I	Perle	Kalkstein
49	14/1237/3/32	CuHö I	Steinobjekt	Glimmerschiefer
50	14/1237/3/33	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
51	11/1292/3/1	CuHö I	Steingefäß	Talkschiefer
52	11/1292/3/2	CuHö I	Steinbeil	Schmirgelgestein
53	11/1292/3/3	CuHö I	Perle	Glimmerschiefer
54	11/1292/3/4	CuHö I	Schleudergeschoss	Marmor
55	11/1311/3/2	CuHö I	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
56	12/1361/3/3	CuHö I	Steinperle	Glimmerschiefer
57	12/1361/3/4	CuHö I	Klopfstein	Metabasalt
58	12/1361/3/5	CuHö I	Steinperle	Marmor (rot)
59	11/1435/3/2	CuHö I	Schleudergeschoss	Quarzglimmerschiefer
60	12/1550/3/1	CuHö I	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
61	12/1614/3/3	CuHö I	Steinkugel	Marmor
62	12/1679/3/1	CuHö I	Steinscheibe	Glimmerschiefer
63	12/1679/3/2	CuHö I	Mörser?	Kalkstein
64	12/1679/3/3	CuHö I	Geschoss	Andesit
65	12/1679/3/5	CuHö I	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
66	14/1749/3/11	CuHö I	Steinobjekt	Kalkstein
67	14/1851/3/1	CuHö I	Steinobjekt	Kalkstein
68	13/1964/3/1	CuHö I	Dechsel	Amphibolit
69	14/2118/3/2	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
70	14/2156/3/1	CuHö I	Steinscheibe	Marmor
71	14/2181/3/1	CuHö I	Schleudergeschoss	Marmor
72	14/2294/3/1	CuHö I	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
73	14/2294/3/5	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
74	14/2294/3/6	CuHö I	Steinobjekt	dolomitischer Marmor
75	14/2306/3/1	CuHö I	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer
76	14/2306/3/2	CuHö I	Steingerät	Chloritglimmerschiefer

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

77	14/2306/3/3	CuHö I	Klopfstein	Milchquarz
78	14/2306/3/6	CuHö I	Steinobjekte	Marmor
79	14/2306/3/7	CuHö I	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
80	14/2306/3/8	CuHö I	Glättstein	feinkristalliner Marmor
81	14/2306/3/13	CuHö I	Steinobjekt	Marmor
82	14/2323/3/2	CuHö I	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
83	14/2323/3/3	CuHö I	Steinobjekt	Glimmerschiefer
84	14/2324/3/2	CuHö I	Steinobjekt	Peridotit
85	14/2325/3/1	CuHö I	Steinobjekt	folierter Gneis
86	14/2348/3/1	CuHö I	Steinobjekt	Kalkstein
87	14/2349/3/2	CuHö I	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
88	11/1204/3/1	CuHö VIII	Steinperle	Glimmerschiefer
89	11/1236/3/1	CuHö VIII	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
90	11/1257/3/1	CuHö VIII	Steinperle	Marmor
91	11/1290/3/1	CuHö VIII	Steinscheibe	Milchquarz
92	11/1297/3/6	CuHö VIII	Axt	Schmirgelgestein
93	11/1297/3/7	CuHö VIII	Steinperle	Marmor
94	11/1297/3/8	CuHö VIII	Steinperle	Marmor
95	11/1331/3/1	CuHö VIII	Steinkugel	Marmor
96	11/1331/3/2	CuHö VIII	Perle	dolomitischer feinkristalliner Marmor
97	11/1331/3/4	CuHö VIII	Perle	serpentinisierter Peridotit
98	11/1332/3/2	CuHö VIII	Perle	Peridotit
99	12/1348/3/1	CuHö VIII	Steinobjekt	Marmor
100	12/1348/3/3	CuHö VIII	Klopfstein	Milchquarz
101	12/1348/3/4	CuHö VIII	Steinkugel	Glimmerschiefer
102	12/1348/3/8	CuHö VIII	Steinobjekt	Marmor
103	12/1348/3/9	CuHö VIII	Steinobjekt	Milchquarz
104	11/1352/3/1	CuHö VIII	Steinperle	folierter Peridotit
105	11/1352/3/2	CuHö VIII	Steinscheibe	Glimmerschiefer
106	11/1358/3/3	CuHö VIII	Steinperle	Tonschiefer
107	11/1369/3/2	CuHö VIII	Glättstein?	Quarzglimmerschiefer
108	11/1393/3/2	CuHö VIII	Steinscheibe	Marmor
109	11/1393/3/4	CuHö VIII	Steinkugel	Marmor
110	11/1393/3/5	CuHö VIII	Steinkugel	dolomitischer Marmor
111	11/1397/3/1	CuHö VIII	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
112	11/1464/3/1	CuHö VIII	Perle	serpentinisierter Peridotit
113	11/1464/3/2	CuHö VIII	Perle	Peridotit
114	11/1466/3/2	CuHö VIII	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
115	12/1488/3/1	CuHö VIII	Steinkugel	Marmor
116	12/1564/3/4	CuHö VIII	Perle	Talkschiefer
117	12/1564/3/5	CuHö VIII	Perle	Serpentinit
118	12/1592/3/2	CuHö VIII	Axt	folierter serpentinisierter Peridotit
119	12/1593/3/1	CuHö VIII	scheibenförmige Perle	folierter Peridotit
120	12/1635/3/2	CuHö VIII	Steingerät	folierter serpentinisierter Peridotit
121	12/1635/3/4	CuHö VIII	Steingerät	Quarzit
122	12/1635/3/5	CuHö VIII	Klopfstein	Milchquarz
123	12/1637/3/1	CuHö VIII	Steinscheibe	Metaarkose
124	12/1637/3/2	CuHö VIII	Steinkugel	Marmor
125	12/1637/3/4	CuHö VIII	Kiesel	Marmor
126	12/1637/3/5	CuHö VIII	Steinperle	Glimmerschiefer
127	12/1637/3/7	CuHö VIII	Klopfstein	Marmor
128	12/1639/3/1	CuHö VIII	Steinperle	folierter Serpentin
129	12/1657/3/1	CuHö VIII	Klopfstein	Marmor
130	13/1657/3/2	CuHö VIII	Axt	Schmirgelgestein
131	12/1685/3/1	CuHö VIII	ellipsoides Flusskiesel	feinkristalliner Marmor
132	12/1685/3/3	CuHö VIII	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
133	12/1686/3/1	CuHö VIII	Klopfstein	Milchquarz
134	12/1686/3/4	CuHö VIII	Steinkugel	Metaarkose
135	12/1686/3/5	CuHö VIII	ellipsoides Flusskiesel	Marmor
136	12/1686/3/6	CuHö VIII	Steinscheibe	Marmor
137	12/1686/3/7	CuHö VIII	Steinscheibe	Marmor
138	12/1686/3/8	CuHö VIII	Steinperle	Glimmerschiefer
139	12/1686/3/11	CuHö VIII	Steingerät	Marmor
140	12/1686/3/15	CuHö VIII	Axt	serpentinisierter Peridotit
141	12/1686/3/24	CuHö VIII	Klopfstein	Milchquarz
142	12/1703/3/1	CuHö VIII	ellipsoides Flusskiesel	Marmor
143	12/1703/3/2	CuHö VIII	Steinperle	Glimmerschiefer
144	12/1703/3/3	CuHö VIII	Klopfstein	Schmirgelgestein
145	12/1703/3/4	CuHö VIII	Steinkugel	Marmor
146	13/1836/3/1	CuHö VIII	Glättstein	Marmor
147	13/1836/3/2	CuHö VIII	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
148	13/1836/3/3	CuHö VIII	Steinscheibe	Talkschiefer
149	14/2245/3/3	CuHö VIII	Steinobjekt	Schmirgelgestein
150	11/1227/3/1	CuHö IX	Steingerät	Glimmerschiefer
151	11/1227/3/2	CuHö IX	Steinperle	Talkschiefer
152	11/1228/3/1	CuHö IX	Steinperle	Glimmerschiefer
153	11/1274/3/1	CuHö IX	Klopfstein	Marmor
154	11/1399/3/1	CuHö IX	Steinscheibe	folierter Gneis
155	11/1399/3/5	CuHö IX	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
156	11/1399/3/6	CuHö IX	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
157	11/1399/3/7	CuHö IX	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
158	11/1399/3/9	CuHö IX	Halbfabrikat	Glimmerschiefer
159	11/1399/3/10	CuHö IX	Steinobjekt	Glimmerschiefer

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

160	11/1399/3/13	CuHö IX	Perle	serpentinisierter Peridotit
161	11/1399/3/14	CuHö IX	Glättstein	folierter serpentinisierter Peridotit
162	12/1400/3/2	CuHö IX	Perle	Glimmerschiefer
163	12/1400/3/3	CuHö IX	Perle	serpentinisierter Peridotit
164	12/1400/3/4	CuHö IX	Decksel	Amphibol
165	12/1400/3/9	CuHö IX	Geschoss?	dolomitischer feinkristalliner Marmor
166	12/1400/3/10	CuHö IX	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
167	12/1400/3/15	CuHö IX	Perle	Serpentinit
168	12/1400/3/16	CuHö IX	Kugel	Marmor
169	12/1400/3/19	CuHö IX	Meißel	Schmirgelgestein
170	12/1400/3/20	CuHö IX	Perle	Peridotit
171	12/1400/3/21	CuHö IX	Steinobjekt	Marmor
172	11/1412/3/1	CuHö IX	Steinkugel	Marmor
173	12/1412/3/2	CuHö IX	Beilklinge	Peridotit
174	11/1418/3/1	CuHö IX	Steinperle	Glimmerschiefer
175	11/1418/3/2	CuHö IX	Steinobjekt	Gneis
176	11/1436/3/2	CuHö IX	Perle	Peridotit
177	11/1439/3/1	CuHö IX	Klopfstein	Milchquarz
178	11/1439/3/2	CuHö IX	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer
179	11/1456/3/1	CuHö IX	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
180	11/1456/3/2	CuHö IX	Steinperle	Talkschiefer
181	11/1487/3/1	CuHö IX	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
182	11/1487/3/2	CuHö IX	Spinnwirtel	Marmor
183	11/1496/3/1	CuHö IX	Pfeilschaftglätter	Biotit-Magnetit-Schiefer
184	12/1500/3/2	CuHö IX	Steinbeilklinge	Amphibol
185	12/1500/3/3	CuHö IX	Stößel/Klopfstein	Milchquarz
186	12/1500/3/4	CuHö IX	Kugel	Marmor
187	12/1500/3/5	CuHö IX	Klopfstein	serpentinisierter Peridotit
188	12/1563/3/1	CuHö IX	scheibenförmige Perle	Marmor
189	12/1616/3/1	CuHö IX	Glättstein	Marmor
190	12/1623/3/1	CuHö IX	Nacken	Milchquarz
191	12/1623/3/2	CuHö IX	Klopfstein	Chloritglimmerschiefer
192	12/1640/3/1	CuHö IX	Beilklinge	Schmirgelgestein
193	12/1640/3/2	CuHö IX	Steinscheibe	Glimmerschiefer
194	12/1640/3/3	CuHö IX	Steingerät	Schmirgelgestein
195	12/1640/3/4	CuHö IX	Steinperle	Marmor (rot)
196	12/1640/3/6	CuHö IX	Steinperle	Glimmerschiefer
197	12/1640/3/7	CuHö IX	Klopfstein	Chloritglimmerschiefer
198	12/1640/3/8	CuHö IX	Steinscheibe	Phyllitschiefer
199	12/1640/3/10	CuHö IX	Steinperle	Marmor
200	12/1640/3/12	CuHö IX	Steinkugel	Marmor
201	12/1640/3/18	CuHö IX	Schleudergeschoss	dolomitischer Marmor
202	12/1640/3/19	CuHö IX	Flusskiesel	Marmor
203	12/1640/3/20	CuHö IX	Flusskiesel	Marmor
204	12/1646/3/1	CuHö IX	Steinscheibe	Glimmerschiefer
205	12/1662/3/1	CuHö IX	Steinperle	Glimmerschiefer
206	12/1667/3/1	CuHö IX	Glätt-/Schleifstein	Marmor
207	12/1667/3/2	CuHö IX	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
208	12/1668/3/1	CuHö IX	Steinkugel	Marmor
209	12/1675/3/5	CuHö IX	Klopfstein	feinkristalliner Marmor
210	12/1675/3/7	CuHö IX	Glättstein?	Kalkstein
211	12/1675/3/8	CuHö IX	Schleifstein	Marmor
212	12/1675/3/9	CuHö IX	Steingerät	Milchquarz
213	12/1675/3/10	CuHö IX	Steinscheibe	Schmirgelgestein
214	12/1675/3/12	CuHö IX	Klopfstein	Metasandstein
215	12/1675/3/15	CuHö IX	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
216	12/1675/3/18	CuHö IX	Steinperle	Glimmerschiefer
217	12/1675/3/19	CuHö IX	Flusskiesel	Marmor
218	12/1675/3/22	CuHö IX	Klopfstein	Quarzglimmerschiefer
219	12/1675/3/23	CuHö IX	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
220	12/1675/3/24	CuHö IX	Steingerät	Milchquarz
221	12/1675/3/25	CuHö IX	Steingerät	Marmor
222	12/1675/3/27	CuHö IX	Schmuckstein?	Quarzglimmerschiefer
223	12/1675/3/30	CuHö IX	Schleifstein	Marmor
224	12/1675/3/31	CuHö IX	Steinperle	serpentinisierter Peridotit
225	12/1675/3/36	CuHö IX	Steingerät	Marmor
226	12/1675/3/38	CuHö IX	Steinscheibe	Glimmerschiefer
227	12/1675/3/48	CuHö IX	Steinperle	Marmor
228	12/1675/3/49	CuHö IX	Schleudergeschoss	Marmor
229	14/1675/3/50	CuHö IX	Steinobjekt	Folierter Gneis
230	12/1687/3/1	CuHö IX	Klopfstein	Marmor
231	12/1687/3/2	CuHö IX	Klopfstein	Marmor
232	12/1705/3/1	CuHö IX	Steinobjekt	Marmor
233	12/1717/3/4	CuHö IX	Klopfstein	Metaarkose
234	13/1722/3/3	CuHö IX	Wurfgeschoss?	Milchquarz
235	13/1809/3/1	CuHö IX	Steingerät? Nacken?	Amphibol
236	13/1810/3/1	CuHö IX	Steinscheibe	Glimmerschiefer
237	13/1830/3/2	CuHö IX	Klopfstein	Schmirgelgestein
238	13/1833/3/3	CuHö IX	Schleudergeschoss	Marmor
239	13/1832/3/4	CuHö IX	Steinkugel	Marmor
240	13/1832/3/6	CuHö IX	Klopfstein	Milchquarz
241	13/1832/3/7	CuHö IX	Steinbeil	serpentinisierter Peridotit
242	13/1832/3/11	CuHö IX	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

243	13/1832/3/12	CuHö IX	Steinperle	Marmor
244	13/1854/3/1	CuHö IX	Steingerät	Glimmerschiefer
245	13/1855/3/1	CuHö IX	Marmorstange	Marmor
246	13/1855/3/2	CuHö IX	Steingerät/Dechsel	Hornstein
247	13/1930/3/1	CuHö IX	Flusskiesel	Marmor
248	13/1930/3/2	CuHö IX	Flusskiesel	Kalkstein
249	13/1930/3/3	CuHö IX	Schleudergeschoss	Marmor
250	13/1931/3/3	CuHö IX	Steinscheibe?	Milchquarz
251	13/1932/3/1	CuHö IX	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
252	13/1947/3/1	CuHö IX	Schleudergeschoss	Marmor
253	14/1948/3/4	CuHö IX	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
254	14/1948/3/5	CuHö IX	Steinobjekt	Milchquarz
255	14/1990/3/2	CuHö IX	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
256	14/1990/3/3	CuHö IX	Steinobjekt	Milchquarz
257	14/1990/3/4	CuHö IX	Steinobjekt	Milchquarz
258	14/2299/3/5	CuHö IX	Schleudergeschoss	feinkristalliner Marmor
259	14/2299/3/10	CuHö IX	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer
260	14/2299/3/14	CuHö IX	Steinobjekt	Milchquarz
261	14/2299/3/15	CuHö IX	Steinobjekt	Andesit
262	14/2299/3/18	CuHö IX	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
263	14/2299/3/19	CuHö IX	Schleudergeschoss	Marmor
264	14/2299/3/20	CuHö IX	Steinobjekt	Kalkstein
265	14/2299/3/26	CuHö IX	Klopfstein	Milchquarz
266	14/2299/3/27	CuHö IX	Steinscheibe	feinkristalliner Marmor
267	14/2299/3/28	CuHö IX	Steinobjekt	Amphibolit
268	14/2299/3/29	CuHö IX	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
269	14/2299/3/30	CuHö IX	Steinobjekt	Milchquarz
270	14/2299/3/34	CuHö IX	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
271	14/2299/3/37	CuHö IX	Steinobjekt	Sandstein
272	14/2299/3/40	CuHö IX	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
273	14/2299/3/41	CuHö IX	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
274	14/2299/3/42	CuHö IX	Steinobjekt	Peridotit
275	14/2335/3/2	CuHö IX	Schleudergeschoss	Marmor
276	14/2335/3/3	CuHö IX	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
277	14/2360/3/1	CuHö IX	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
278	14/2360/3/5	CuHö IX	Steinobjekt	Kalkstein
279	14/2360/3/6	CuHö IX	Steinobjekt	Milchquarz
280	14/2360/9/1	CuHö IX	Steinobjekt	Gneis
281	14/2476/3/1	CuHö IX	Steinobjekt	Sandstein
282	14/2477/3/1	CuHö IX	Steinobjekt	Glimmerschiefer
283	14/2487/3/1	CuHö IX	Flusskiesel	Marmor
284	14/2487/3/3	CuHö IX	Steinobjekt	Peridotit
285	14/2503/3/1	CuHö IX	Steinobjekt	folierter Gneis
286	14/2510/3/3	CuHö IX	Steinobjekt	Peridotit
288	11/1366/3/1	CuHö X	Dechselklinge	Amphibol
289	11/1366/3/2	CuHö X	Steinperle	folierter serpentinisierter Peridotit
290	12/1367/3/2	CuHö X	Steinscheibe	feinkristalliner Marmor
291	11/1426/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Quarzit
292	11/1436/3/1	CuHö X	Steinperle	Glimmerschiefer
293	12/1441/3/1	CuHö X	Stößel	Diorit/Granodiorit
294	12/1441/3/2	CuHö X	Perle	Peridotit
295	12/1551/3/1	CuHö X	Klopfstein	Marmor
296	12/1551/3/2	CuHö X	Schleifstein	Serpentinit
297	12/1554/3/1	CuHö X	Schleifstein	Glimmerschiefer
298	12/1559/3/1	CuHö X	Perle	Chloritglimmerschiefer
299	12/1562/3/1	CuHö X	Beilklinge	serpentinisierter Peridotit
300	12/1562/3/3	CuHö X	Perle	Serpentinit
301	12/1600/3/1	CuHö X	Perle	serpentinisierter Peridotit
302	12/1605/3/1	CuHö X	Kugel	Quarzglimmerschiefer
303	12/1605/3/2	CuHö X	Klopfstein?	Chloritglimmerschiefer
304	12/1605/3/3	CuHö X	Steinobjekt	folierter Gneis
305	12/1605/3/4	CuHö X	Schleifstein	Biotit-Magnetit-Schiefer
306	12/1605/3/6	CuHö X	Perle	serpentinisierter Peridotit
307	12/1609/3/1	CuHö X	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer
308	12/1609/3/2	CuHö X	Steinkugel	Marmor
309	12/1643/3/1	CuHö X	Steinperle	Serpentinit
310	12/1670/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
311	12/1670/3/5	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
312	12/1670/3/6	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
313	12/1670/3/9	CuHö X	Mörser	Quarzglimmerschiefer
314	12/1678/3/1	CuHö X	Schleudergeschoss	Talkschiefer
315	13/1700/3/5	CuHö X	Wurfgeschoss	feinkristalliner Marmor
316	12/1700/3/7	CuHö X	Glättstein	Marmor
317	13/1700/3/13	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
318	13/1700/3/16	CuHö X	Dechsel	Marmor
319	12/1700/3/17	CuHö X	Steinscheibe	Marmor
320	13/1700/3/18	CuHö X	Steingerät?	Marmor
321	12/1700/3/20	CuHö X	Klopfstein	Glimmerschiefer
322	14/1700/3/22	CuHö X	Steinobjekt	serpentinisierter Peridotit
323	12/1712/3/1	CuHö X	Glättstein/Schmuckobjekt?	Bimsstein
324	12/1712/3/2	CuHö X	Schleifstein	Mergel
325	12/1712/3/3	CuHö X	Schleifstein	Metasandstein
326	12/1714/3/1	CuHö X	Steinscheibe	Chloritglimmerschiefer

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

327	12/1714/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
328	12/1714/3/3	CuHö X	Schleifstein/Glättstein	Biotit-Magnetit-Schiefer
329	12/1714/3/4	CuHö X	Steinscheibe	Kalkstein
330	12/1726/3/2	CuHö X	Steinperle	Peridotit
331	13/1750/3/1	CuHö X	Dechsel	Metabasalt
332	13/1750/3/2	CuHö X	Kugel	Marmor
333	13/1768/3/2	CuHö X	Schleudergeschoss?	Marmor
334	13/1812/3/2	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
335	13/1835/3/1	CuHö X	Schleudergeschoss	Quarzglimmerschiefer
336	13/1870/3/3	CuHö X	Steinkugel	Marmor
337	13/1870/3/4	CuHö X	Hammer/Klopfstein	Amphibolit
338	13/1870/3/5	CuHö X	Geschoss	Marmor
339	13/1870/3/7	CuHö X	Mörser	Serpentinit
340	13/1870/3/10	CuHö X	Flusskiesel	Metasandstein
341	13/1870/3/14	CuHö X	Perle	Diorit/Grandiorit
342	13/1870/3/16	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
343	13/1870/3/18	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
344	13/1870/3/19	CuHö X	Perle	Marmor
345	13/1870/3/21	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
346	13/1870/3/22	CuHö X	Steinkugel	Marmor
347	13/1870/3/23	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
348	13/1883/3/1	CuHö X	Steinkugel	Chloritglimmerschiefer
349	13/1883/3/2	CuHö X	Flusskiesel	folierter Serpentinit
350	13/1888/3/1	CuHö X	Steinkugel	Marmor
351	13/1888/3/2	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
352	13/1900/3/1	CuHö X	Steinperle	Serpentinit
353	13/1900/3/2	CuHö X	Steinperle	Marmor
354	13/1900/3/3	CuHö X	Steinperle	Glimmerschiefer
355	13/1900/3/6	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
356	13/1900/3/7	CuHö X	Steinperle	Marmor
357	13/1900/3/8	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
358	13/1900/3/10	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
359	13/1900/3/15	CuHö X	Steinkugel	Marmor
360	13/1900/3/17	CuHö X	Steinperle	Marmor
361	13/1900/3/19	CuHö X	Steinperle	Glimmerschiefer
362	13/1900/3/21	CuHö X	Steinscheibe?	Chloritglimmerschiefer
363	13/1910/3/2	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
364	13/1910/3/6	CuHö X	Bearbeitungsrest	feinkristalliner Marmor
365	13/1910/3/7	CuHö X	Glättstein	Schmirgelgestein
366	13/1910/3/13	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
367	13/1910/3/20	CuHö X	Steinkugel	Marmor, rot
368	13/1910/3/21	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
369	14/1910/3/24	CuHö X	Steinobjekt	folierter Gneis
370	13/1914/3/1	CuHö X	Glättstein?	Marmor
371	13/1920/3/1	CuHö X	Steinkugel	Glimmerschiefer
372	14/1920/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Schmirgelgestein
373	13/1926/3/1	CuHö X	Steinkugel	Marmor
374	13/1935/3/1	CuHö X	Steinkugel?	Marmor
375	13/1936/3/2	CuHö X	Steinscheibe	Quarzit
376	13/1940/3/6	CuHö X	Steinperle	Peridotit
377	13/1940/3/7	CuHö X	Dechsel	Amphibol
378	13/1940/3/10	CuHö X	Hammer-/Beilhalbfabrikat	Amphibol
379	13/1940/3/11	CuHö X	Netzsenker/Gewicht?	feinkristalliner Marmor
380	13/1940/3/12	CuHö X	Dechsel	Amphibol
381	13/1940/3/15	CuHö X	Steinperle	Glimmerschiefer
382	13/1949/3/2	CuHö X	Steinperle	Chloritglimmerschiefer
383	13/1949/3/3	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
384	13/1950/3/1	CuHö X	Steinobjekt	Quarzit
385	13/1950/3/4	CuHö X	Steinkugel	Glimmerschiefer
386	13/1950/3/5	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
387	13/1950/3/8	CuHö X	Flusskiesel?	Milchquarz
388	13/1950/3/19	CuHö X	Glätt-/Schleifstein	Kalkstein
389	13/1953/3/1	CuHö X	Steinscheibe Schmuck?	Glimmerschiefer
390	13/1959/3/1	CuHö X	Steingerät	Marmor
391	13/1959/3/3	CuHö X	Glättstein	Marmor
392	13/1960/3/1	CuHö X	Steingerät	Milchquarz
393	14/1960/3/2	CuHö X	Steinobjekt	dolomitischer Marmor
394	13/1976/3/1	CuHö X	Steinkugel	Marmor
395	14/1985/3/1	CuHö X	Steinobjekt	folierter Peridotit
396	13/1995/3/1	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
397	14/1995/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
398	13/2000/3/3	CuHö X	Steinobjekt	Schmirgelgestein
399	13/2000/3/5	CuHö X	Steinkugel	Milchquarz
400	13/2000/3/9	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
401	14/2000/3/11	CuHö X	Steinobjekte	Peridotit
402	13/2000/3/14	CuHö X	Glättstein	Kalkmergel
403	13/2000/3/15	CuHö X	Steinscheibe	Glimmerschiefer
404	13/2000/3/16	CuHö X	Klopfstein?	Milchquarz
405	13/2000/3/18	CuHö X	Steinscheibe	Marmor
406	14/2000/3/19	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
407	13/2000/3/20	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
408	13/2000/3/26	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
409	13/2000/3/28	CuHö X	Steingerät	Quarzglimmerschiefer

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

410	13/2000/3/29	CuHö X	Glättstein	Kalkstein
411	14/2000/3/30	CuHö X	Steinobjekt	Amphibolit
412	13/2006/3/1	CuHö X	Klopfstein	Glimmerschiefer
413	14/2010/3/1	CuHö X	Steinobjekt	Milchquarz
414	14/2029/3/1	CuHö X	Steinobjekt	Milchquarz
415	14/2037/3/5	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
416	14/2103/3/1	CuHö X	Steinobjekt	Kalkiger Mergel
417	14/2108/3/30	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
418	14/2115/3/17	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
419	14/2115/3/18	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
420	14/2115/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
421	14/2115/3/4	CuHö X	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
422	14/2121/3/1	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
423	14/2121/3/100	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
424	14/2121/3/29	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
425	14/2121/3/32	CuHö X	Pfeilschaftglätter	Biotit-Magnetit-Schiefer
426	14/2121/3/34	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
427	14/2121/3/35	CuHö X	Stößel	Chloritglimmerschiefer
428	14/2121/3/36	CuHö X	Klopfstein	Marmor
429	14/2121/3/38	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
430	14/2121/3/41	CuHö X	Flusskiesel	feinkristalliner Marmor
431	14/2121/3/44	CuHö X	Schleudergeschoss	dolomitischer Marmor
432	14/2121/3/45	CuHö X	Steinobjekt	Peridotit
433	14/2121/3/47	CuHö X	Klopfstein?	Marmor
434	14/2121/3/48	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
435	14/2121/3/49	CuHö X	Klopfstein	Marmor
436	14/2121/3/54	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
437	14/2121/3/59	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
438	14/2121/3/82	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
439	14/2121/3/83	CuHö X	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
440	14/2121/3/88	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
441	14/2121/3/89	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
442	14/2121/3/91	CuHö X	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
443	14/2121/3/92	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
444	14/2121/3/93	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
445	14/2123/3/5	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
446	14/2123/3/16	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
447	14/2123/3/17	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
448	14/2123/3/19	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
449	14/2123/3/24	CuHö X	Steinscheibe	Marmor
450	14/2123/3/29	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
451	14/2123/3/34	CuHö X	Steinscheibe?	Marmor
452	14/2123/3/37	CuHö X	Steinkugel	Glimmerschiefer
453	14/2123/3/39	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
454	14/2123/3/42	CuHö X	Flusskiesel	feinkristalliner Marmor
455	14/2123/3/47	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
456	14/2123/3/50	CuHö X	Steinobjekt	Milchquarz
457	14/2123/3/53	CuHö X	Perle	Peridotit
458	14/2127/9/1	CuHö X	Steinobjekt	Gneis
459	14/2129/9/1	CuHö X	Steinobjekt	Milchquarz
460	14/2131/3/1	CuHö X	Klopfstein	Quarzglimmerschiefer
461	14/2131/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Sandstein
462	14/2131/3/3	CuHö X	Steinobjekt	Glimmerschiefer
463	14/2134/3/2	CuHö X	Klopfstein	Chloritglimmerschiefer
464	14/2134/3/4	CuHö X	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
465	14/2134/3/5	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
466	14/2134/3/6	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
467	14/2134/3/8	CuHö X	Flusskiesel	Marmor
468	14/2134/3/9	CuHö X	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
469	14/2144/3/1	CuHö X	Schleudergeschoss	Marmor
470	14/2158/3/10	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
471	14/2158/3/12	CuHö X	Steinscheibe	Glimmerschiefer
472	14/2158/3/17	CuHö X	Steinobjekt	folierter Gneis
473	14/2158/3/18	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
474	14/2158/3/19	CuHö X	Glättstein	Glimmerschiefer
475	14/2158/3/28	CuHö X	Glättstein	Marmor
476	14/2158/3/29	CuHö X	Klopfstein? Stößel?	Milchquarz
477	14/2158/3/31	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
478	14/2158/3/37	CuHö X	Steinobjekt	serpentinisierter Peridotit
479	14/2158/3/38	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
480	14/2158/3/39	CuHö X	Klopfstein?	Milchquarz
481	14/2158/3/42	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
482	14/2158/3/43	CuHö X	Klopfstein	feinkristalliner Marmor
483	14/2158/3/44	CuHö X	Klopfstein? Nacken?	Marmor
484	14/2158/3/50	CuHö X	Steinkugel	feinkristalliner dolomitischer Marmor
485	14/2158/3/53	CuHö X	Glättstein	Marmor
486	14/2158/3/54	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
487	14/2158/3/55	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
488	14/2158/3/56	CuHö X	Steinscheibe	Marmor
489	14/2158/3/7	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
490	14/2158/3/8	CuHö X	Dechsel?	Milchquarz
491	14/2158/3/9	CuHö X	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
492	14/2169/3/10	CuHö X	Steinscheibe	Glimmerschiefer

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

493	14/2169/3/11	CuHö X	Steinscheibe	Schieferton
494	14/2169/3/2	CuHö X	Steinobjekt	Schmirgelgestein
495	14/2169/3/3	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
496	14/2169/3/5	CuHö X	Klopfstein	feinkristalliner Marmor
497	14/2169/3/7	CuHö X	Steinscheibe	feinkristalliner Marmor
498	14/2169/3/8	CuHö X	Schleudergeschoss	Chloritglimmerschiefer
499	14/2171/3/1	CuHö X	Schleifstein	feinkristalliner Marmor
500	14/2172/3/1	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
501	14/2199/3/4	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
502	14/2199/3/5	CuHö X	Glättstein	feinkristalliner Marmor
503	14/2199/3/8	CuHö X	Klopfstein	Milchquarz
504	14/2327/3/2	CuHö X	Steinscheibe	serpentinisierter Peridotit
505	14/2328/3/1	CuHö X	Steinkugel	Marmor
506	14/2352/3/1	CuHö X	Steinobjekt	folierter Gneis
507	14/2378/3/1	CuHö X	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
508	14/2380/3/1	CuHö X	Schleudergeschoss	dolomitischer Marmor
509	14/2380/3/2	CuHö X	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
510	14/2478/3/1	CuHö X	Steinobjekt	Marmor
511	14/2488/3/4	CuHö X	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
512	14/2488/3/5	CuHö X	Steinobjekt	Milchquarz
513	14/2488/3/7	CuHö X	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
514	14/2488/3/8	CuHö X	Klopfstein	Marmor
515	14/2488/3/9	CuHö X	Steinobjekt	Schieferton
516	14/2488/3/11	CuHö X	Steinobjekt	Quarzit
517	14/2488/3/12	CuHö X	Steinobjekt	Schieferton
518	14/1940/3/8	CuHö XI	Kugel	Chloritglimmerschiefer
519	14/1977/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
520	14/1977/3/7	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
521	14/1977/3/8	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
522	14/2002/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
523	14/2040/3/10	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
524	14/2040/3/11	CuHö XI	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
525	14/2040/3/3	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
526	14/2040/3/4	CuHö XI	Steinobjekt	Milchquarz
527	14/2040/3/8	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
528	14/2116/3/1	CuHö XI	Klopfstein	Quarzglimmerschiefer
529	14/2116/3/3	CuHö XI	Steinscheibe	Schieferton
530	14/2116/3/6	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
531	14/2118/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
532	14/2137/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Gneis
533	13/1977/3/1	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
534	13/1980/3/1	CuHö XI	Steinkugel? Keulenkopf	Milchquarz
535	12/1696/3/3	CuHö XI	Steinscheibe	Marmor
536	12/1697/3/2	CuHö XI	Steinperle	Peridotit
537	12/1697/3/6	CuHö XI	Steinscheibe/Glättstein?	Marmor
538	13/1804/3/4	CuHö XI	Steinscheibe	Marmor
539	13/1804/3/6	CuHö XI	Schmuck-Halbfabrikat	Marmor
540	13/1804/3/8	CuHö XI	Steinkugel	Marmor
541	13/1804/7/1	CuHö XI	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
542	13/1804/3/12	CuHö XI	Arbeitsunterlage	Marmor
543	13/1804/3/13	CuHö XI	Klopfstein?	Kalkstein
544	14/2118/3/11	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
545	14/2118/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
546	14/2118/3/6	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
547	14/2118/3/8	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
548	14/2137/3/10	CuHö XI	Schmuckobjekt	Milchquarz
549	14/2137/3/15	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
550	14/2137/3/16	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
551	14/2137/3/18	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
552	14/2137/3/2	CuHö XI	Steinscheibe	Glimmerschiefer
553	14/2160/3/11	CuHö XI	Steinobjekt	Milchquarz
554	14/2160/3/12	CuHö XI	Steinobjekt	Milchquarz
555	14/2160/3/3	CuHö XI	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
556	14/2160/3/5	CuHö XI	Steinscheibe	feinkristalliner Marmor
557	14/2160/3/6	CuHö XI	Schleudergeschoss?	Sandstein
558	14/2160/3/8	CuHö XI	Flusskiesel	Marmor
559	14/2160/3/9	CuHö XI	Glätt-/Schleifstein	Marmor
560	14/2166/3/1	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
561	14/2168/3/1	CuHö XI	Steinbeilklinge	Peridotit
562	14/2168/3/3	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
563	14/2170/3/15	CuHö XI	Glättstein	Marmor
564	14/2170/3/24	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
565	14/2170/3/27	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
566	14/2170/3/30	CuHö XI	Schleudergeschoss	feinkristalliner Marmor
567	14/2170/3/31	CuHö XI	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
568	14/2170/3/32	CuHö XI	Flusskiesel	Marmor
569	14/2170/3/33	CuHö XI	Flusskiesel	Marmor
570	14/2170/3/35	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
571	14/2170/3/36	CuHö XI	Flusskiesel	Quarzglimmerschiefer
572	14/2170/3/37	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
573	14/2170/3/39	CuHö XI	Flusskiesel	Glimmerschiefer
574	14/2170/3/40	CuHö XI	Klopfstein	Marmor
575	14/2170/3/41	CuHö XI	Schleudergeschoss	Marmor

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

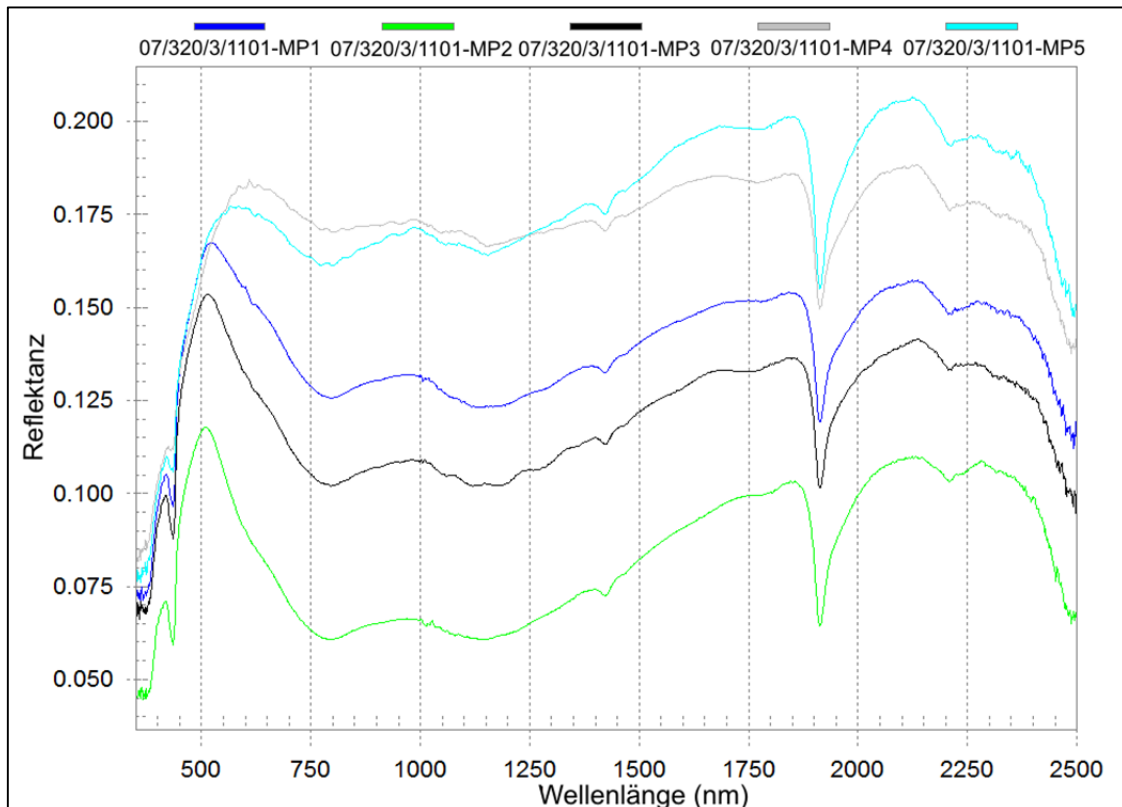
576	14/2170/3/42	CuHö XI	Flusskiesel	folierter Gneis
577	14/2170/3/6	CuHö XI	Steinkugel	Glimmerschiefer
578	14/1978/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
579	14/2180/3/7	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
580	14/2183/3/1	CuHö XI	Schleif-/Glättstein?	Chloritglimmerschiefer
581	14/2183/3/2	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
582	14/2190/3/2	CuHö XI	Flusskiesel	Marmor
583	14/2190/3/6	CuHö XI	Glättstein	Metasandstein
584	14/2190/3/8	CuHö XI	Steinobjekt	Milchquarz
585	14/2199/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
586	14/2199/3/3	CuHö XI	Flusskiesel	Marmor
587	14/2200/3/14	CuHö XI	Schleudergeschoss	Glimmerschiefer
588	14/2200/3/2	CuHö XI	Glättstein	Marmor
589	14/2200/3/6	CuHö XI	Glättstein	Kalkstein
590	14/2216/3/1	CuHö XI	Klopfstein	Marmor
591	14/2216/3/2	CuHö XI	Klopfstein?	Marmor
592	14/2216/3/6	CuHö XI	Steinscheibe	Quarzglimmerschiefer
593	14/2216/3/7	CuHö XI	Perle	folierter, serpentinisierter Peridotit?
594	14/2223/3/2	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
595	14/2227/3/1	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
596	14/2227/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	Kalkstein
597	14/2241/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	Kalkstein
598	14/2241/3/3	CuHö XI	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
599	14/2241/3/9	CuHö XI	Klopfstein	Marmor
600	14/2241/3/10	CuHö XI	Flusskiesel	feinkristalliner Marmor
601	14/2244/3/12	CuHö XI	Flusskiesel	Marmor
602	14/2244/3/17	CuHö XI	Flusskiesel	Marmor
603	14/2244/3/24	CuHö XI	Schleudergeschoss	Marmor
604	14/2244/3/30	CuHö XI	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
605	14/2244/3/6	CuHö XI	Steinkugel	Marmor
606	14/2244/3/8	CuHö XI	Glättstein	Milchquarz
607	14/2244/3/9	CuHö XI	Steinobjekt	Metaarkose
608	14/2250/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Chloritglimmerschiefer
609	14/2250/3/3	CuHö XI	Glättstein?	Glimmerschiefer
610	14/2250/3/5	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
611	14/2250/3/7	CuHö XI	Glättstein	Glimmerschiefer
612	14/2256/3/1	CuHö XI	Schleudergeschoss	feinkristalliner Marmor
613	14/2256/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	Metasandstein
614	14/2256/7/1	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
615	14/2271/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
616	14/2273/3/3	CuHö XI	Glättstein	Glimmerschiefer
617	14/2274/3/20	CuHö XI	Flusskiesel	Kalkstein
618	14/2274/3/21	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
619	14/2274/3/26	CuHö XI	Steinobjekt	Gneis
620	14/2274/3/32	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
621	14/2274/3/33	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
622	14/2274/3/35	CuHö XI	Steinobjekt	Milchquarz
623	14/2274/3/4	CuHö XI	Steinobjekt	Kalkstein
624	14/2274/3/5	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
625	14/2274/3/8	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
626	14/2277/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
627	14/2277/3/3	CuHö XI	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
628	14/2277/3/4	CuHö XI	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
629	14/2277/3/7	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
630	14/2277/3/11	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
631	14/2284/3/3	CuHö XI	Glättstein	Marmor
632	14/2284/3/5	CuHö XI	Flusskiesel	feinkristalliner Marmor
633	14/2284/3/8	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
634	14/2301/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
635	14/2301/3/14	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
636	14/2301/3/18	CuHö XI	Steinobjekt	Sandstein
637	14/2301/3/19	CuHö XI	Steinobjekt	Milchquarz
638	14/2301/3/20	CuHö XI	Schleudergeschoss	feinkristalliner Marmor
639	14/2301/3/22	CuHö XI	Steinobjekt	Milchquarz
640	14/2301/3/23	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
641	14/2301/3/4	CuHö XI	Schleudergeschoss	Marmor
642	14/2302/3/3	CuHö XI	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
643	14/2302/3/4	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
644	14/2302/3/5	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
645	14/2310/3/1	CuHö XI	Glättstein	Quarzglimmerschiefer
646	14/2310/3/12	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
647	14/2310/3/14	CuHö XI	Flusskiesel	Milchquarz
648	14/2310/3/15	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
649	14/2310/3/2	CuHö XI	Klopfstein	Milchquarz
650	14/2310/3/9	CuHö XI	Glättstein	folierter serpentinisierter Peridotit
651	14/2314/3/2	CuHö XI	Perle	Peridotit
652	14/2316/3/2	CuHö XI	Perle	Peridotit
653	14/2317/3/1	CuHö XI	Glättstein	Quarzglimmerschiefer
654	14/2318/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Dolomit
655	14/2320/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	folierter Gneis
656	14/2336/3/3	CuHö XI	Steinobjekt	Schmirkelgestein
657	14/2336/3/5	CuHö XI	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
658	14/2389/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor

Anhang A01-B: Ergebnisse der Gesteinscharakterisierung der neolithischen Kleinfunde

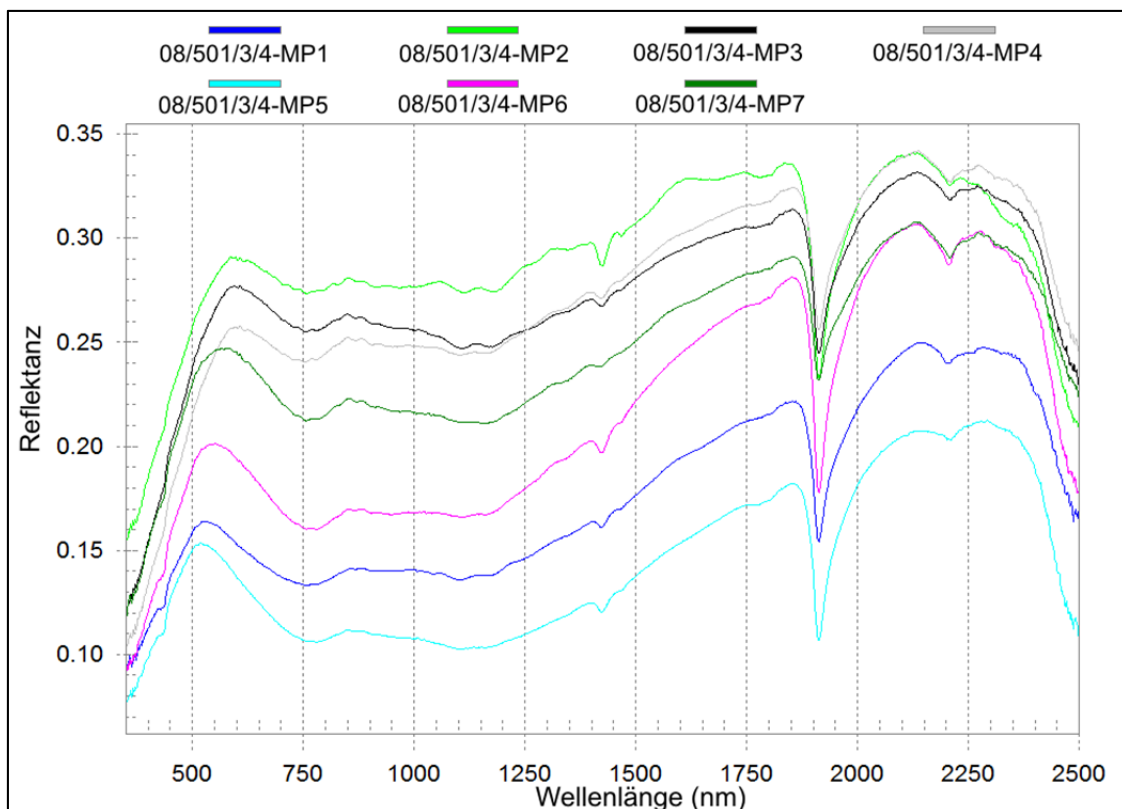
659	14/2390/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
660	14/2390/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	Glimmerschiefer
661	14/2390/3/4	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
662	14/2393/3/1	CuHö XI	Flusskiesel	Milchquarz
663	14/2393/3/11	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
664	14/2400/3/1	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
665	14/2400/3/2	CuHö XI	Steinobjekt	folierter Serpentin
666	14/2400/3/3	CuHö XI	Steinobjekt	Kalkmergel
667	14/2400/3/5	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
668	14/2413/3/11	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
669	14/2424/3/10	CuHö XI	Steinobjekt	Metasandstein
670	14/2424/3/5	CuHö XI	Perle	Kalkstein
671	14/2424/3/6	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
672	14/2424/3/7	CuHö XI	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
673	14/2424/3/8	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
674	14/2424/9/1	CuHö XI	Steinobjekt	Marmor
675	14/2710/3/28	CuHö XI	Steinobjekt	Peridotit
676	14/2209/3/1	CuHö XII	Arbeitsunterlage	Rhyolit
677	14/2213/3/2	CuHö XII	Glättstein	Glimmerschiefer
678	14/2232/3/1	CuHö XII	Steinbeilklinge	serpentinisierter Peridotit
679	14/2246/3/1	CuHö XII	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
680	14/2246/3/2	CuHö XII	Steinobjekt	Marmor
681	14/2246/3/3	CuHö XII	Klopfstein	Marmor
682	14/2246/3/5	CuHö XII	Klopfstein	feinkristalliner Marmor
683	14/2246/3/9	CuHö XII	Steinobjekt	Marmor
684	14/2252/3/1	CuHö XII	Steinscheibe	Glimmerschiefer
685	14/2252/3/10	CuHö XII	Steinobjekt	folierter Peridotit
686	14/2252/3/11	CuHö XII	Steinobjekt	folierter serpentinisierter Peridotit
687	14/2252/3/4	CuHö XII	Glättstein	Marmor
688	14/2252/3/6	CuHö XII	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
689	14/2252/3/8	CuHö XII	Steinobjekt	Marmor
690	14/2252/3/9	CuHö XII	Steinobjekt	feinkristalliner Marmor
691	14/2255/3/2	CuHö XII	Steinobjekt	Peridotit
692	14/2288/3/1	CuHö XII	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
693	14/2288/3/11	CuHö XII	Steinobjekt	Marmor
694	14/2288/3/2	CuHö XII	Steinobjekt	Peridotit
695	14/2288/3/3	CuHö XII	Hammer/Klopfstein	feinkristalliner Marmor
696	14/2288/3/5	CuHö XII	Steinobjekt	Peridotit
697	14/2288/3/9	CuHö XII	Steinobjekt	Marmor
698	14/2290/3/7	CuHö XII	Steinobjekt	Glimmerschiefer
699	14/2293/3/1	CuHö XII	Steinscheibe	Glimmerschiefer
700	14/2303/3/1	CuHö XII	Steingerätefragment	Chloritglimmerschiefer
701	14/2333/3/9	CuHö XII	Steinobjekt	foliert Gneis
702	14/2364/3/10	CuHö XII	Perle	Tonschiefer
703	14/2364/3/6	CuHö XII	Steinobjekt	Marmor
704	14/2364/3/9	CuHö XII	Perle	Marmor
705	14/2381/3/1	CuHö XII	Steinscheibe	Marmor
706	14/2401/3/1	CuHö XII	Steinobjekt	Quarzglimmerschiefer
707	14/2374/3/1	CuHö XIII	Steinobjekt	Schmirgelgestein
708	14/2375/3/10	CuHö XIII	Steinobjekt	Sandstein
709	14/2375/3/14	CuHö XIII	Steinobjekt	Peridotit
710	14/2375/3/7	CuHö XIII	Steinkugel	feinkristalliner Marmor
711	14/2413/3/5	CuHö XIII	Perle	Glimmerschiefer
712	14/2413/3/7	CuHö XIII	Steinobjekt	Marmor
713	14/2413/3/8	CuHö XIII	Steinobjekt	Biotit-Magnetit-Schiefer
714	14/2482/3/12	CuHö XIII	Perle	Peridotit
715	14/2482/3/4	CuHö XIII	Steinscheibe	Glimmerschiefer
716	14/2491/3/3	CuHö XIII	Steinobjekt	Marmor
717	14/2496/9/1	CuHö XIII	Steinobjekt	serpentinisierter Peridotit

Anhang A01-C: Reflexionsspektren der frühbronzezeitlichen Gesteinskleinfunde

Übersicht über die Reflexionsspektren der untersuchten frühbronzezeitlichen Gesteinskleinfunde (Kap.7.2) ohne Referenzspektrum (MP: Messpunkt).

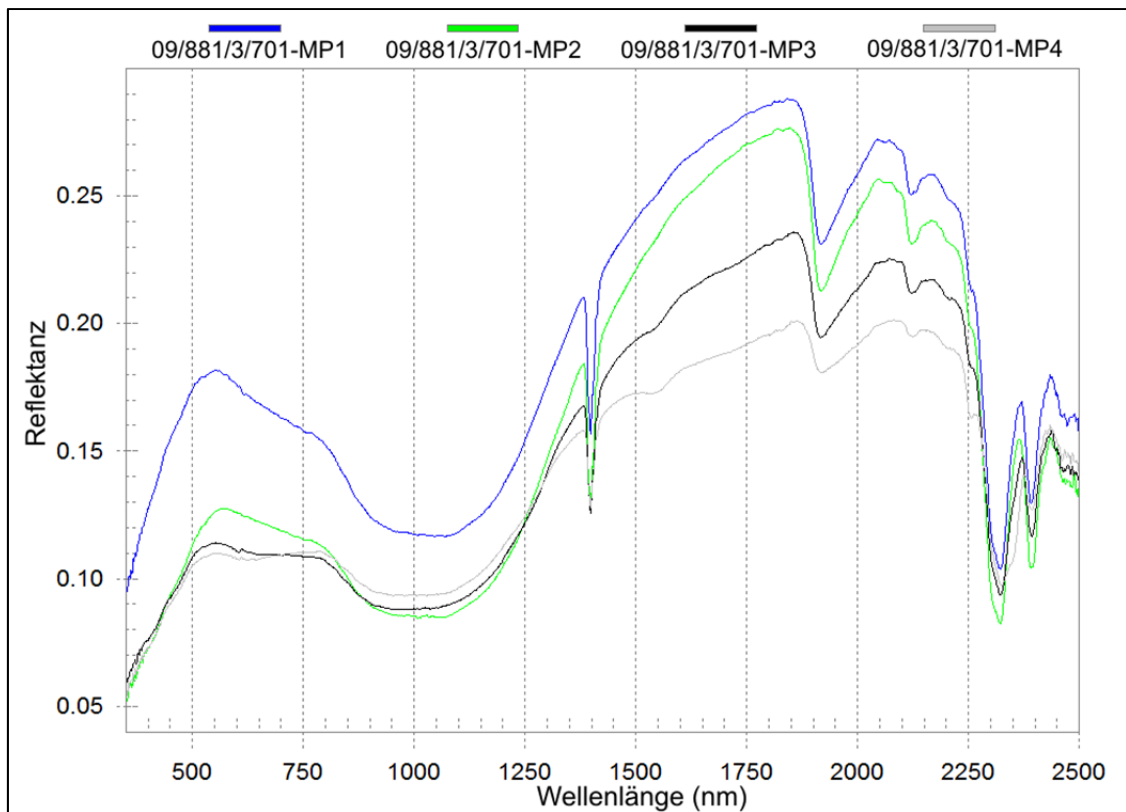


Anhang A01-C1: Reflexionsspektren der fünf Messpunkte des Fundes 07/320/1101 (Jadeit).



Anhang A01-C2: Reflexionsspektren der sieben Messpunkte des Fundes 08/501/3/4 (Jadeit).

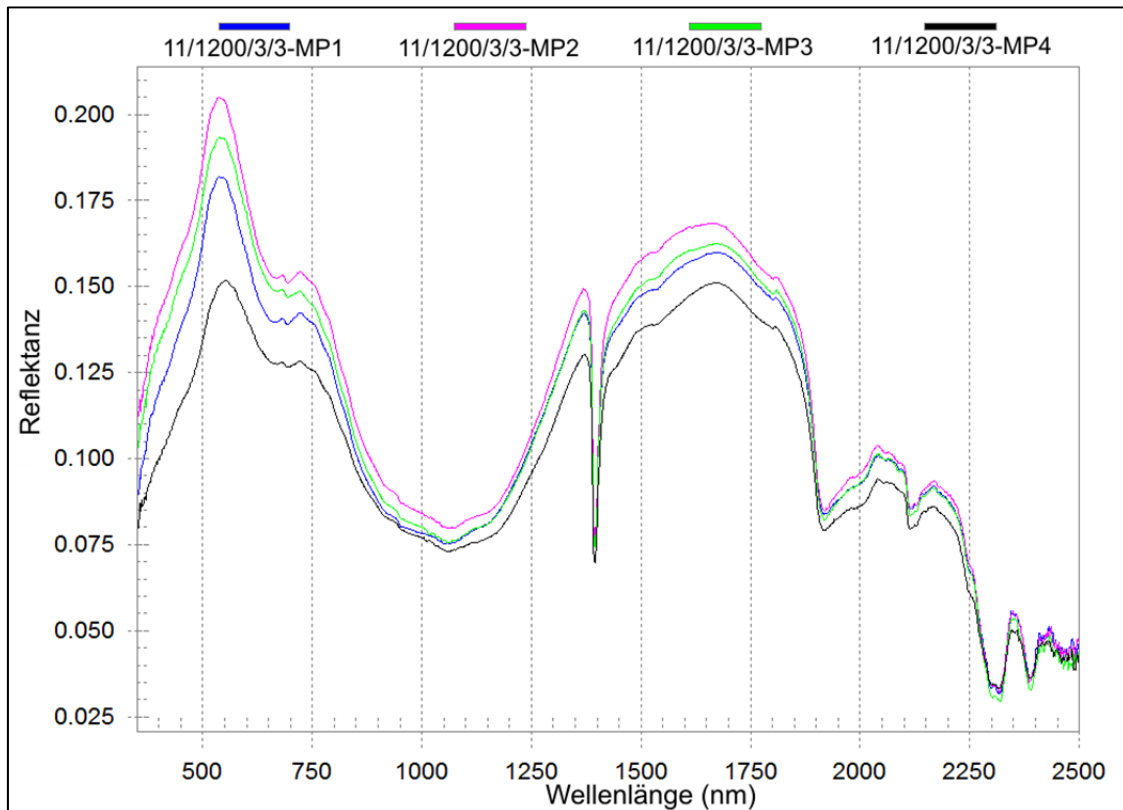
Anhang A01-C: Reflexionsspektren der frühbronzezeitlichen Gesteinskleinfunde



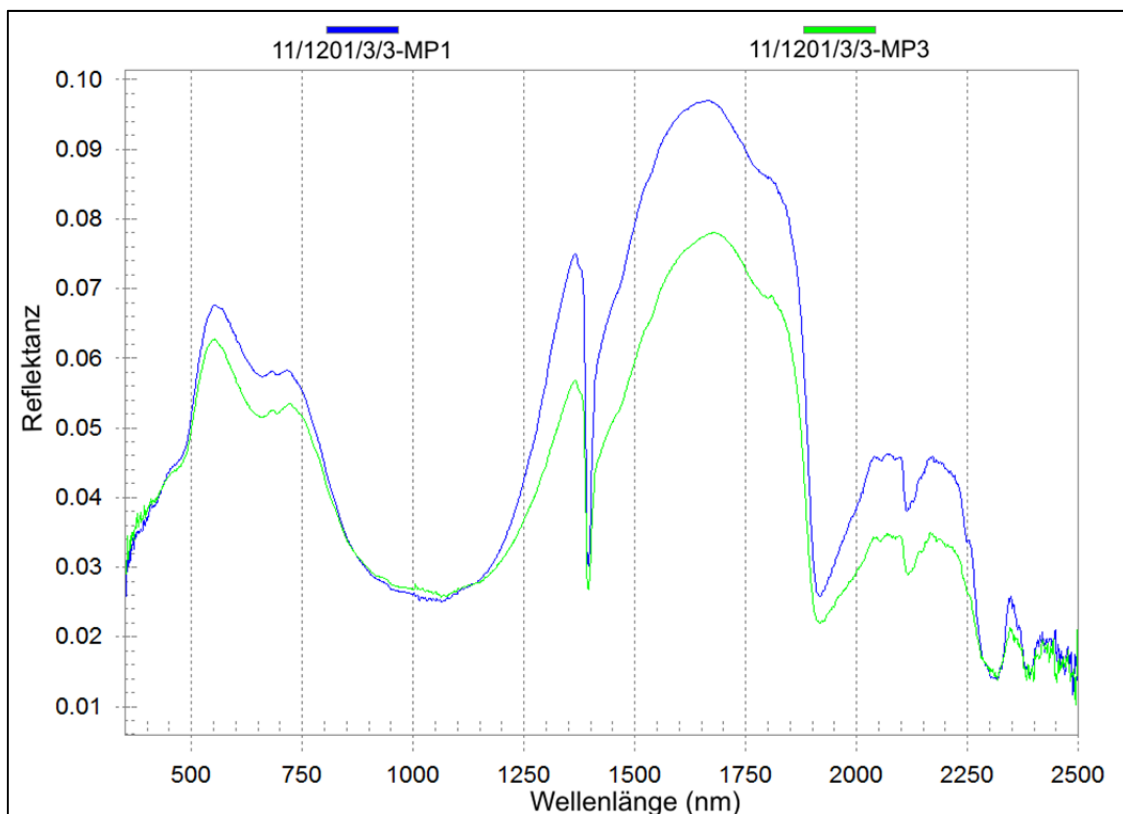
Anhang A01-C3: Reflexionsspektren der vier Messpunkte des Fundes 09/881/3/701 (Amphibol).

Anhang A01-D: Reflexionsspektren der neolithischen Gesteinskleinfunde

Übersicht über die Reflexionsspektren der untersuchten neolithischen Gesteinskleinfunde (Kap. 7.2) ohne Referenzspektrum (MP: Messpunkt).

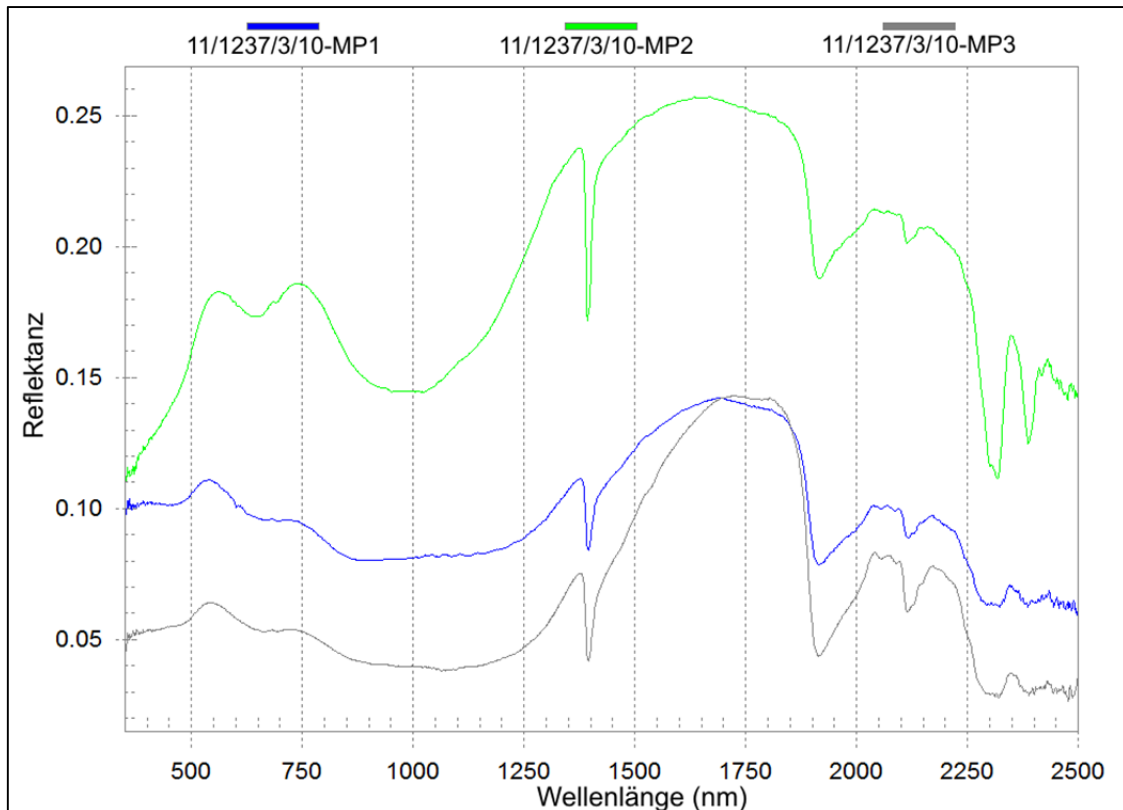


Anhang A01-D1: Reflexionsspektren der vier Messpunkte des Fundes 11/1200/3/3 (Amphibol).

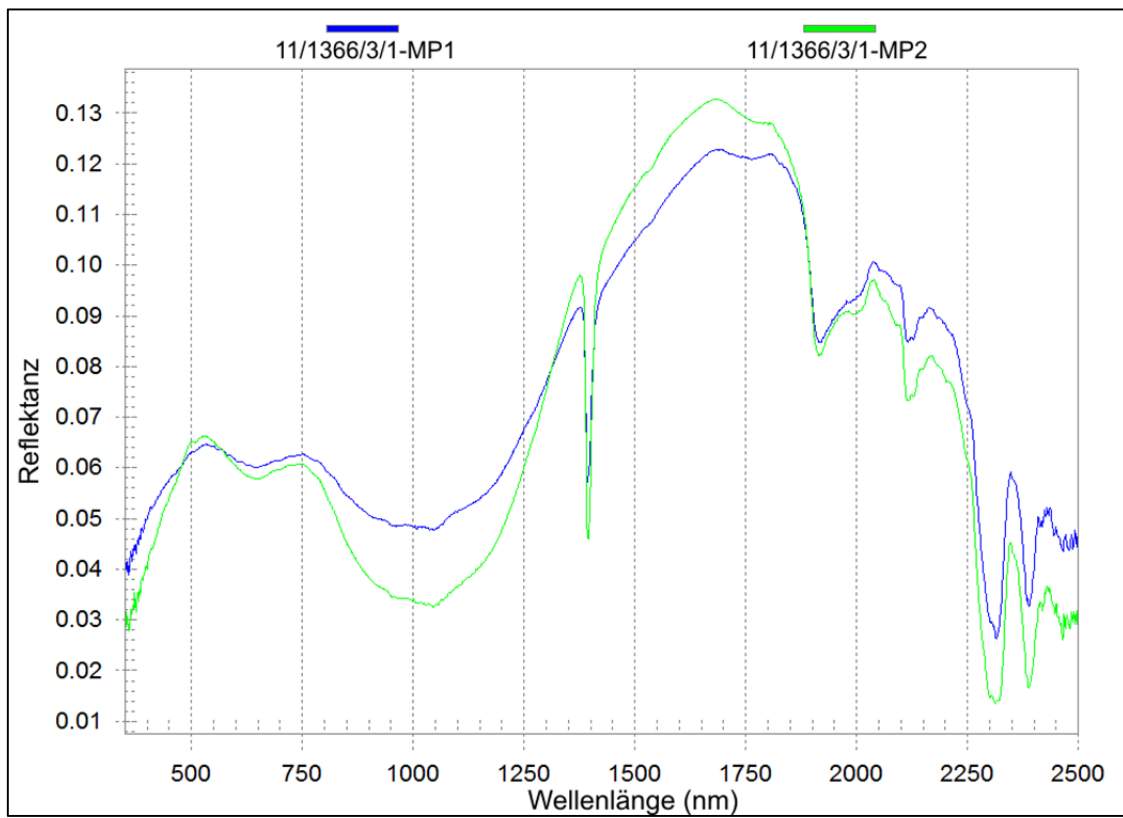


Anhang A01-D2: Reflexionsspektren der zwei Messpunkte des Fundes 11/1201/3/3 (Amphibol).

Anhang A01-D: Reflexionsspektren der neolithischen Gesteinskleinfunde

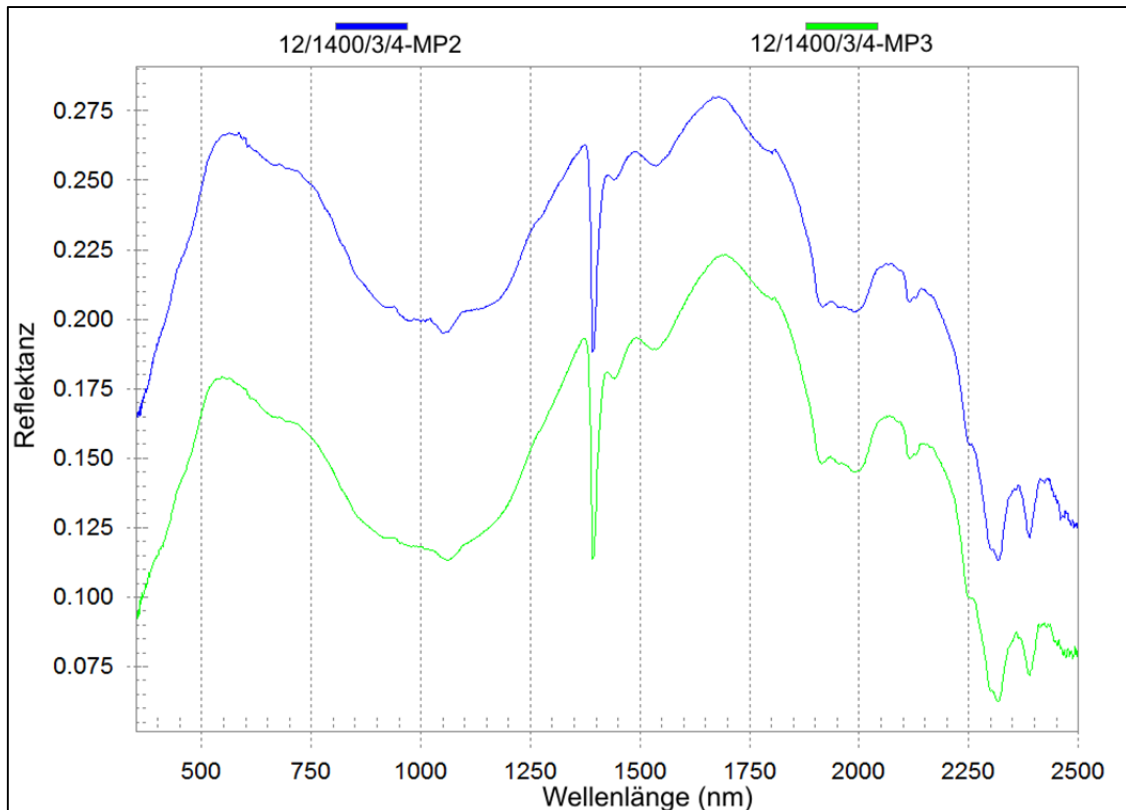


Anhang A01-D3: Reflexionsspektren der drei Messpunkte des Fundes 11/1237/3/10 (Amphibol).

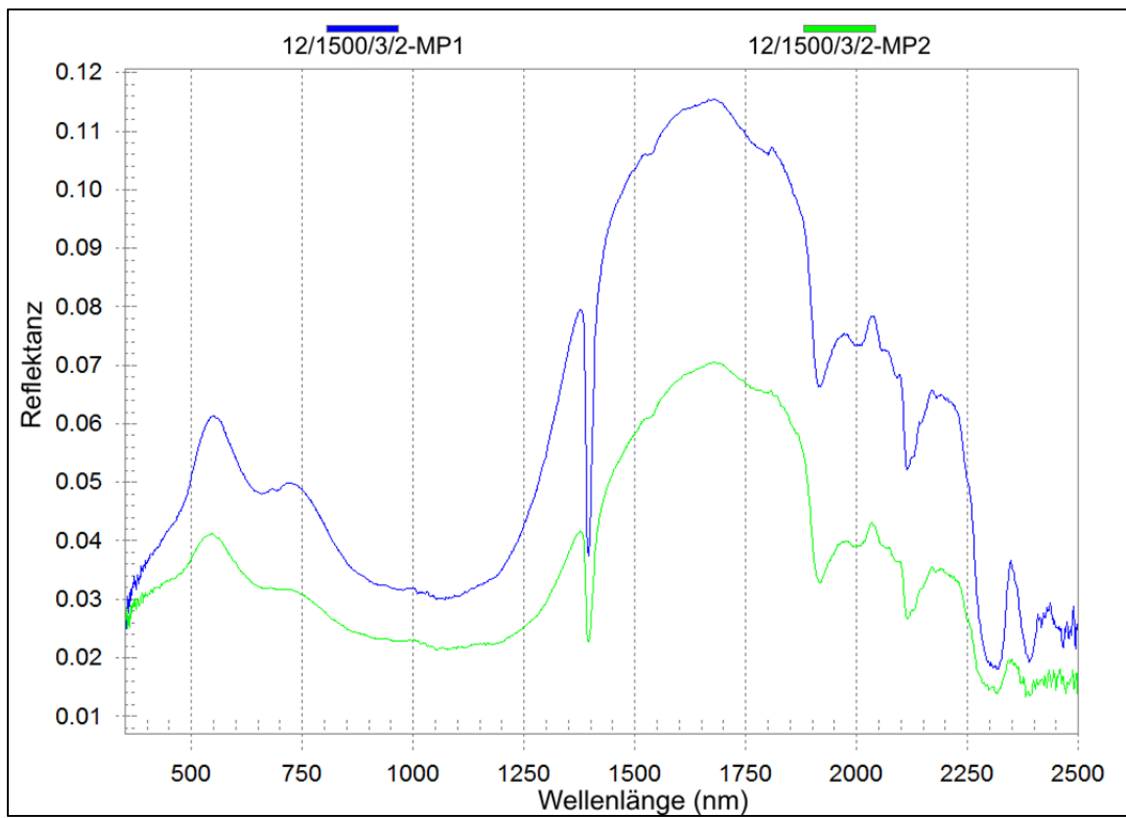


Anhang A01-D4: Reflexionsspektren der zwei Messpunkte des Fundes 11/1366/3/1 (Amphibol).

Anhang A01-D: Reflexionsspektren der neolithischen Gesteinskleinfunde

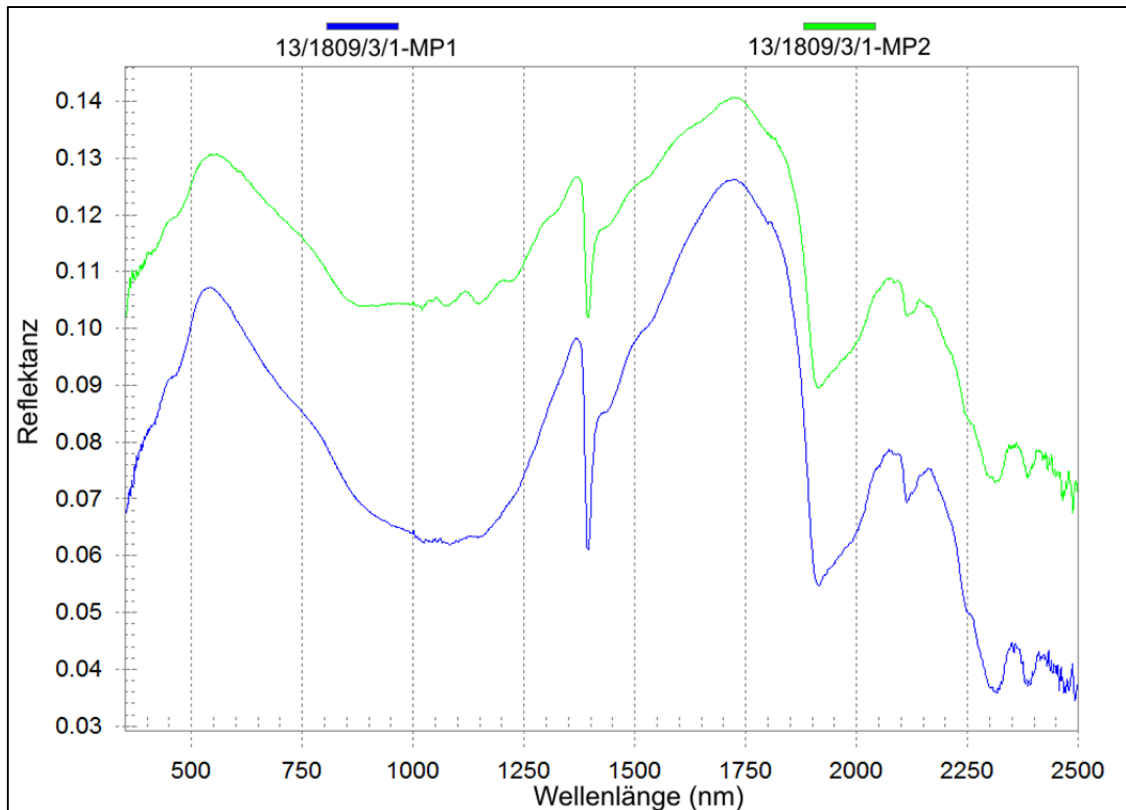


Anhang A01-D5: Reflexionsspektren der zwei Messpunkte des Fundes 12/1400/3/4 (Amphibol).

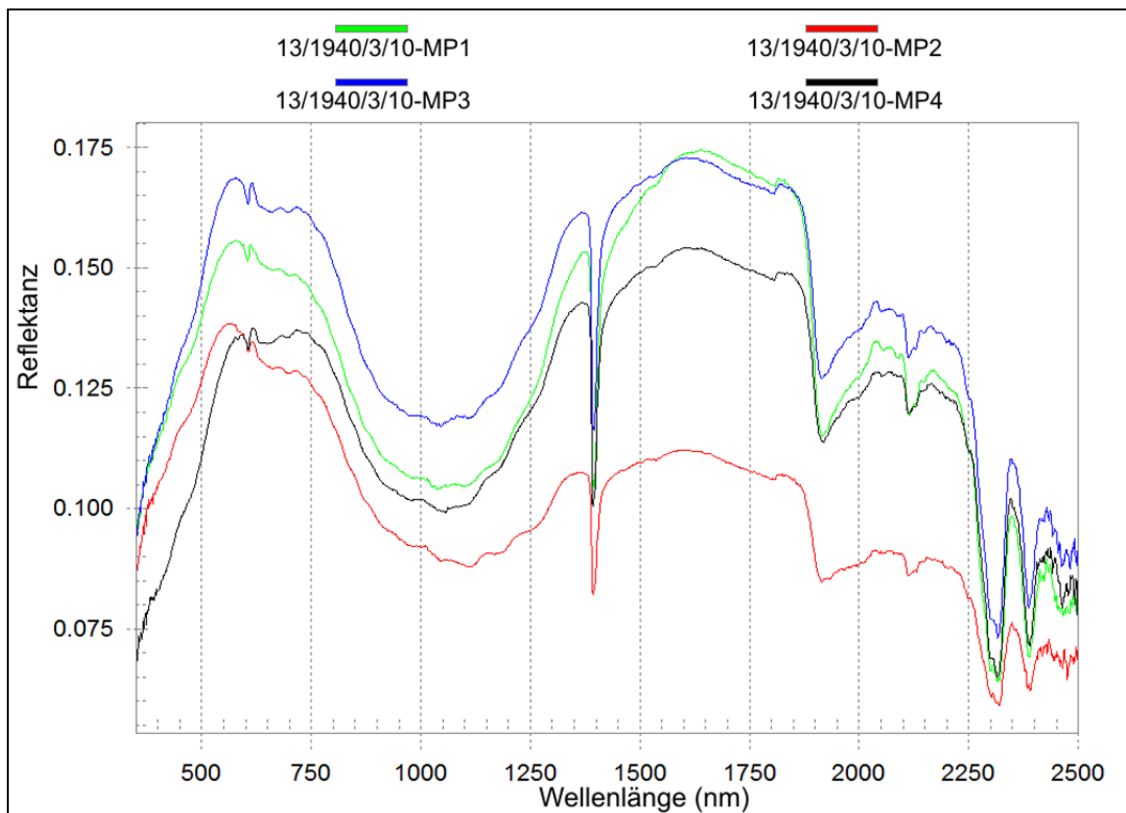


Anhang A01-D6: Reflexionsspektren der zwei Messpunkte des Fundes 12/1500/3/2 (Amphibol).

Anhang A01-D: Reflexionsspektren der neolithischen Gesteinskleinfunde

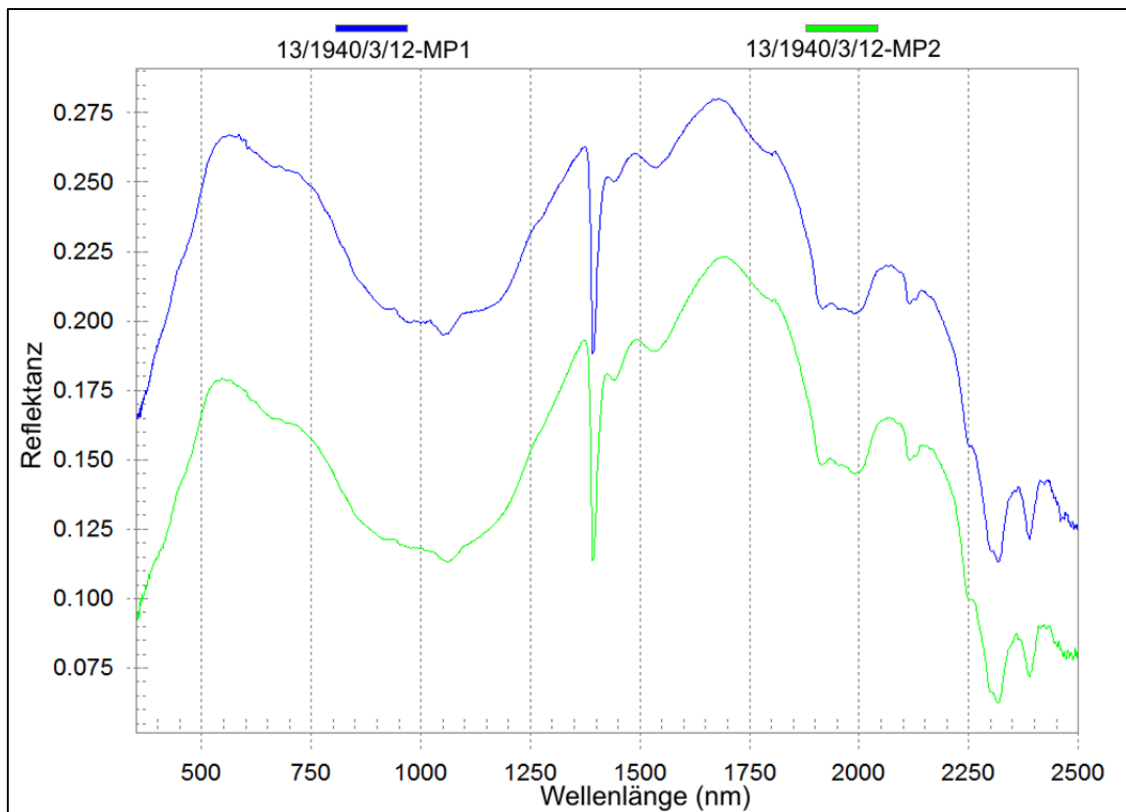


Anhang A01-D7: Reflexionsspektren der zwei Messpunkte des Fundes 13/1809/3/1 (Amphibol).



Anhang A01-D8: Reflexionsspektren der vier Messpunkte des Fundes 13/1940/3/10 (Amphibol).

Anhang A01-D: Reflexionsspektren der neolithischen Gesteinskleinfunde



Anhang A01-D9: Reflexionsspektren der zwei Messpunkte des Fundes 11/1940/3/12 (Amphibol).

Anhang A02-A: Gesteinsspektrum der frühbronzezeitlichen Phase CuHö I

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö I (Frühbronzezeit rezent/prähistorisch gestört) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang A01-A).

Frühbronzezeit: Siedlungsphase CuHö Phase I (rezent/prähistorisch gestört)																		
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Steindechsel	Steinstößel	Steinhammer	Steinaxt	Glättstein	Schleudergeschoss	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Nacken	Anhänger	Netzsenker	Gesamt
1	Marmor	21	21,2	2						1	2		1	2		1	1	10
2	Schmirgelgestein	13	13,1	3	4	1		1	1						1			11
3	Milchquarz	10	10,1	7							1	1						9
4	Glimmerschiefer	7	7,1		1		1							1			2	5
5	Serpentinit	6	6,1		1	3		1					1					6
6	serpentinisierter Peridotit	6	6,1			2	1			1			2					6
7	Quarzglimmerschiefer	5	5,1											4				4
8	Kalkstein	4	4,0							1			1					2
9	Peridotit	4	4,0			1		1										2
10	Metabasalt	3	3,0				2											2
11	Amphibolit	3	3,0			1		1	1									3
12	Jadeitit	2	2,0		1	1												2
13	folierter Gneis	2	2,0											2				2
14	Talkschiefer	1	1,0											1				1
15	Metasandstein	1	1,0	1														1
16	Gneis	1	1,0															
17	Andesit	1	1,0				1											1
18	folierter serpentinierter Peridotit	1	1,0															
19	feinkristalliner Marmor	1	1,0															
20	Diorit/Granodiorit	1	1,0	1														1
21	dolomitischer Marmor	1	1,0	1														1
22	Tonschiefer	1	1,0															
23	Chloritglimmerschiefer	1	1,0	1														1
24	Schieferton	1	1,0															
25	Hornstein	1	1,0	1														1
26	Mergel	1	1,0															
	Gesamt	99	100,0	17	7	9	5	4	2	3	3	1	5	10	1	1	3	

Anhang A02-B: Gesteinsspektrum der frühbronzezeitlichen Phase CuHö III

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö III (Frühbronzezeit) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang A01-A).

Frühbronzezeit: Siedlungsphase CuHö Phase III																
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Steindechsel	Steinstößel	Steinhammer	Steinaxt	Keil	Steinkugel	Steinscheibe	Nacken	Anhänger	Gewicht	Gesamt
1	Talkschiefer	1	3,8													
2	folierter Peridotit	1	3,8										1			1
3	Amphibol	1	3,8			1										1
4	Kalkstein	1	3,8				1									1
5	Metasandstein	1	3,8													
6	Gneis	1	3,8										1			1
7	folierter serpentinierter Peridotit	1	3,8							1						1
8	Glimmerschiefer	1	3,8													
9	dolomitischer feinkristalliner Marmor	2	7,7								1					1
10	Milchquarz	3	11,5	3												3
11	Marmor	3	11,5									1		1		2
12	Metabasalt	4	15,4	1											1	2
13	Schmirgelgestein	6	23,1		1	1		1	1							4
	Gesamt	26	100	4	1	2	1	1	1	1	1	1	2	1	1	

Anhang A02-C: Gesteinsspektrum der frühbronzezeitlichen Phase CuHö IV

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö IV (Frühbronzezeit) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang A01-A).

Frühbronzezeit: Siedlungsphase CuHö Phase IV																			
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Steinstößel	Steinhammer	Glättstein	Schleifstein	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Anhänger	Netzsenker	zylindrisches Obj.	Nacken	Keil	Klinge	Gesamt
1	Metabasalt	1	1,5															1	1
2	Kalkstein	1	1,5																
3	Metasandstein	1	1,5																
4	Gneis	1	1,5																
5	Serpentinit	1	1,5	1															1
6	Bergkristall	1	1,5																
7	Kalkmergel	1	1,5																
8	foliiertes serpentinisierter Peridotit	2	3,0					1									1		2
9	foliiertes Serpentinit	2	3,0					1					1						2
10	Quarzglimmerschiefer	2	3,0	1								1							2
11	Andesit	2	3,0			1													1
12	Quarzit	2	3,0	1															1
13	Peridotit	3	4,5						1		1								2
14	Glimmerschiefer	4	6,0								2			1					3
15	serpentinisierter Peridotit	4	6,0					1	1							1			3
16	feinkristalliner Marmor	5	7,5	1	1										2				4
17	Schmirgelgestein	7	10,4	1			1		1										3
18	Milchquarz	9	13,4	6	1	1					1								9
19	Marmor	18	26,9	2	1		1	3		1	1	2	2		1				14
	Gesamt	67	100,0	13	3	2	2	6	3	1	5	3	3	1	3	1	1	1	

Anhang A02-D: Gesteinsspektrum der neolithischen Phase CuHö I

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö I (Neolithikum rezent/prähistorisch gestört) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang A01-B)

Neolithikum: Siedlungsphase CuHö Phase I (rezent/prähistorisch gestört)															
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Steindechsel	Steinstößel	Glättstein	Schleudergeschoss	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Gewicht	Steingefäß	Gesamt
1	Marmor	19	21,8	3					3	3	2	2	1		14
2	Quarzglimmerschiefer	11	12,6					1	1			5			7
3	Glimmerschiefer	8	9,2							1	2	1			4
4	serpentinisierter Peridotit	7	8,0		3		2								5
5	Kalkstein	6	6,9					1			1				2
6	Chloritglimmerschiefer	6	6,9						1	3					4
7	Schmirgelgestein	4	4,6		2		1								3
8	Amphibol	3	3,4		2	1									3
9	folierter Gneis	3	3,4									2			2
10	feinkristalliner Marmor	3	3,4					1				1			2
11	Metasandstein	2	2,3	1											1
12	Milchquarz	2	2,3	1						1					2
13	Peridotit	2	2,3		1										1
14	Amphibolit	2	2,3		1	1									2
15	Andesit	1	1,1	1											1
16	Diorit/Granodiorit	1	1,1				1								1
17	Bergkristall	1	1,1												
18	folierter Serpentin	1	1,1												
19	basaltischer Andesit	1	1,1												
20	Talkschiefer	1	1,1											1	1
21	Metabasalt	1	1,1	1											1
22	Andesit	1	1,1						1						1
23	dolomitischer Marmor	1	1,1												
	Gesamt	87	100,0	7	9	2	4	3	6	8	5	11	1	1	

Anhang A02-E: Gesteinsspektrum der spätneolithischen Phase CuHö VIII

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö VIII (Spätneolithikum) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang-A01-B).

Spätneolithikum: Siedlungsphase CuHö VIII										
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinaxt	Glättstein	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Gesamt
1	Marmor	20	32,3	2		1	5	3	3	14
2	Milchquarz	6	9,7	4					1	5
3	Glimmerschiefer	6	9,7				1	4	1	6
4	Schmirgelgestein	4	6,5	1	2					3
5	feinkristalliner Marmor	4	6,5				3			3
6	serpentinisierter Peridotit	3	4,8		1			2		3
7	Peridotit	2	3,2					2		2
8	Quarzglimmerschiefer	2	3,2						1	1
9	Talkschiefer	2	3,2					1	1	2
10	foliiertes Peridotit	2	3,2					2		2
11	foliiertes serpentinisiertes Peridotit	2	3,2		1					1
12	Metaarkose	2	3,2				1		1	2
13	foliiertes Serpentin	1	1,6					1		1
14	Chloritglimmerschiefer	1	1,6							
15	dolomitischer Marmor	1	1,6				1			1
16	dolomitischer feinkristalliner Marmor	1	1,6					1		1
17	Tonschiefer	1	1,6					1		1
18	Serpentin	1	1,6					1		1
19	Quarzit	1	1,6							
	Gesamt	62	100,0	7	4	1	11	18	8	

Anhang A02-F: Gesteinsspektrum der spätleolithischen Phase CuHö IX

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö IX (Spätleolithikum) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Artefakttypen vgl. Anhang A01-B1).

Spätleolithikum: Siedlungsphase CuHö IX																		
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Steindechsel	Glättstein	Schleifstein	Steinstößel	Steinmeißel	Nacken	Pfeilschaftglätter	Schleudergeschoss	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Spinnwirtel	Gesamt
1	Marmor	35	25,5	3			2	3					6	6	5		1	26
2	Milchquarz	15	10,9	4					1		1							6
3	Glimmerschiefer	15	10,9												6	4		10
4	feinkristalliner Marmor	12	8,8	1									1	4		1		7
5	Quarzglimmerschiefer	9	6,6	1												5		6
6	Peridotit	6	4,4		1										2			3
7	Chloritglimmerschiefer	6	4,4	2										3				5
8	serpentinisierter Peridotit	5	3,6	1	1										3			5
9	Schmirlgelgestein	5	3,6	1	1					1						1		4
10	Kalkstein	4	2,9															
11	Amphibol	3	2,2		1	1												2
12	folierter Gneis	3	2,2													1		1
13	folierter serpentinisierter Peridotit	3	2,2				1											1
14	Talkschiefer	2	1,5												2			2
15	Gneis	2	1,5															
16	Sandstein	2	1,5															
17	Andesit	1	0,7															
18	Metasandstein	1	0,7	1														1
19	Amphibolit	1	0,7															
20	dolomitischer Marmor	1	0,7										1					1
21	dolomitischer feinkristalliner Marmor	1	0,7															
22	Serpentinit	1	0,7												1			1
23	Metaarkose	1	0,7	1														1
24	Biotit-Magnetit-Schiefer	1	0,7									1						1
25	Phyllitschiefer	1	0,7													1		1
26	Hornstein	1	0,7															
	Gesamt	137	100,0	15	4	1	3	3	1	1	1	1	8	13	19	13	1	

Anhang A02-G: Gesteinsspektrum der spätneolithischen Phase X

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö X (Spätneolithikum) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang A01-B).

Spätneolithikum: Siedlungsphase CuHö X																	
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Steindechsel	Glättstein	Schleifstein	Steinstößel	Steinhammer	Steinmörser	Pfeilschaftglätter	Schleudergeschoss	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Gesamt
1	Marmor	76	33,0	3		1	4		1				10	10	4	4	37
2	Milchquarz	25	10,9	13										1			14
3	Glimmerschiefer	24	10,4	1			1	1						3	4	5	15
4	feinkristalliner Marmor	20	8,7	2			1	1					1	1		2	8
5	Chloritglimmerschiefer	10	4,3	1					1				1	2	2		7
6	Quarzglimmerschiefer	10	4,3	1						1			1	1		1	5
7	serpentinisierter Peridotit	6	2,6		1										2	1	4
8	Peridotit	6	2,6												4		4
9	Amphibol	5	2,2		1	3				1							5
10	Serpentinit	5	2,2					1			1				3		5
11	Schmirgelgestein	4	1,7				1										1
12	foliiertes Gneis	4	1,7														
13	foliiertes serpentinisierter Peridotit	4	1,7												1		1
14	Kalkstein	3	1,3				2	1								1	4
15	dolomitischer Marmor	3	1,3										2				2
16	Quarzit	3	1,3													1	1
17	Biotit-Magnetit-Schiefer	3	1,3				1	2				1					4
18	Diorit/Granodiorit	2	0,9						1						1		2
19	Metasandstein	2	0,9					1									1
20	Kalkmergel	2	0,9				1										1
21	Schieferton	2	0,9													1	1
22	foliiertes Serpentinit	1	0,4														
23	Amphibolit	1	0,4	1						1							2
24	Talkschiefer	1	0,4										1				1
25	Metabasalt	1	0,4			1											1
26	dolomitischer feinkristalliner Marmor	1	0,4											1			1
27	foliiertes Peridotit	1	0,4														
28	Gneis	1	0,4														
29	Sandstein	1	0,4														
30	Bimsstein	1	0,4				1										1
31	Mergel	1	0,4					1									1
32	Metaquarzit	1	0,4														
	Gesamt	230	100,0	22	2	5	12	8	3	2	2	1	16	19	21	16	

Anhang A02-H: Gesteinsspektrum der frühneolithischen Phase CuHö XI

Das Gesteinsspektrum der Siedlungsphase CuHö XI (Frühneolithikum) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang A01-B).

Frühneolithikum: Siedlungsphase CuHö Phase XI													
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Glättstein	Schleifstein	Steinkeule	Schleudergeschoss	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Gesamt
1	Marmor	55	34,8	3		4	1		3	2		3	16
2	Milchquarz	21	13,3	9		1		1					11
3	Glimmerschiefer	16	10,1			2			1	1		1	5
4	Peridotit	13	8,2		1						3		4
5	feinkristalliner Marmor	13	8,2						3	1		1	5
6	Quarzglimmerschiefer	8	5,1	1		2						2	5
7	Kalkstein	7	4,4			1					1		2
8	Chloritglimmerschiefer	6	3,8			1				1			2
9	foliierter serpentinisierter Peridotit	4	2,5			1					1		2
10	Sandstein	3	1,9			1							1
11	Metasandstein	2	1,3										
12	foliierter Gneis	2	1,3										
13	Gneis	2	1,3										
14	foliierter Serpentin	1	0,6										
15	Schmirgelgestein	1	0,6										
16	Metaarkose	1	0,6										
17	Kalkmergel	1	0,6										
18	Schieferton	1	0,6									1	1
19	Dolomit	1	0,6										
	Gesamt	158	100,0	13	1	13	1	1	7	5	5	8	

Anhang A02-I: Gesteinsspektrum der frühneolithischen Phasen CuHö XII und CuHö XIII

Die Gesteinsspektren der Siedlungsphasen CuHö XII und CuHö XIII (Frühneolithikum) mit absoluter und prozentualer Verteilung der einzelnen Lithotypen sowie die Verteilung der Artefakttypen auf die einzelnen Gesteine (Datengrundlage vgl. Anhang A01-B).

Frühneolithikum: Siedlungsphase CuHö Phase XII										
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Klopfstein	Steinbeil	Glättstein	Steinhammer	Steinperle	Steinscheibe	Gesamt
1	Marmor	10	32,3	1		1		1		3
2	feinkristalliner Marmor	5	16,1	2			1			3
3	Glimmerschiefer	4	12,9			1			2	3
4	Peridotit	3	9,7							
5	Quarzglimmerschiefer	2	6,5							
6	serpentinisierter Peridotit	1	3,2		1					1
7	foliierter Gneis	1	3,2							
8	Chloritglimmerschiefer	1	3,2							
9	foliierter Peridotit	1	3,2							
10	Tonschiefer	1	3,2					1		1
11	foliierter serpentinisierter Peridotit	1	3,2							
12	Rhyolith	1	3,2							
	Gesamt	31	100,0	3	1	2	1	2	2	

Frühneolithikum: Siedlungsphase CuHö Phase XIII								
Nr.	Lithotyp	Anzahl	Prozent	Steinhammer	Steinkugel	Steinperle	Steinscheibe	Gesamt
1	Marmor	2	18,2					
2	Glimmerschiefer	2	18,2	2		1	1	4
3	Peridotit	2	18,2	1		1		2
4	serpentinisierter Peridotit	1	9,1					
5	Schmirgelgestein	1	9,1					
6	feinkristalliner Marmor	1	9,1	1	1			2
7	Magnetit-Biotit-Schiefer	1	9,1					
8	Sandstein	1	9,1					
	Gesamt	11	100,0	4	1	2	1	

Anhang A03-A: Gesteinsspektren und die Rundungsgrade der Mauergesteine

Anhang A03-A1: Das Gesteinsspektrum sowie die quantitative Zusammensetzung der spätkalkolitischen Grabenverfüllung und der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern in Prozent sowie in absoluter Menge.

Lithotyp/Phase	Spätkalkolithikum CuHö Phase VI-VII	Frühbronzezeit CuHö Phase IV	Frühbronzezeit CuHö Phase III
feinkristalliner Marmor	59 (31,2 %)	341 (25,0 %)	194 (19,5 %)
Glimmerschiefer	33 (17,5 %)	394 (28,9 %)	382 (38,4 %)
Quarzglimmerschiefer	19 (10,1 %)	171 (12,6 %)	139 (14,0 %)
Milchquarz	28 (14,8 %)	107 (7,9 %)	82 (8,2 %)
(Meta-)Ultramafit & (Meta-)Serpentinit	12 (6,3 %)	82 (6,0 %)	38 (3,8 %)
Amphibolit	6 (3,2 %)	35 (2,6 %)	16 (1,6 %)
Augengneis mit großen Porphyroblasten	11 (5,8 %)	73 (5,4 %)	53 (5,3 %)
Augengneis mit kleinen Porphyroblasten	0	33 (2,4 %)	13 (1,3 %)
Gneis	12 (6,3 %)	30 (2,2 %)	17 (1,7 %)
Metaquarzit	4 (2,1 %)	60 (4,4 %)	34 (3,4 %)
Marmor	5 (2,6 %)	30 (2,2 %)	22 (2,2 %)
Marmor (schwarz)	0	6 (0,4 %)	6 (0,6 %)
Summe	189 (100 %)	1362 (100 %)	996 (100 %)

Anhang A03-A2: Absolute Lithotypen unspezifische Verteilung der Rundungsgrade der Mauergesteine der spätkalkolitischen Grabenverfüllung und der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern in Prozent und in absoluter Menge.

Rundungsgrad/Phase	Spätkalkolithikum CuHö Phase VI-VII	Frühbronzezeit CuHö Phase IV	Frühbronzezeit CuHö Phase III
eckig/kantig	23 (12,2 %)	81 (6,0 %)	54 (5,5 %)
kantengerundet	109 (57,7 %)	510 (37,5 %)	315 (31,5 %)
angerundet	54 (28,6 %)	512 (37,6 %)	393 (39,4 %)
gerundet	3 (1,6 %)	259 (18,9 %)	234 (23,6 %)
Summe	189 (100 %)	1362 (100 %)	996 (100 %)

Anhang A03-A3: Absolute Lithotypen spezifische Verteilung der Rundungsgrade der Mauergesteine der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern Phase CuHö III in Prozent und in absoluter Menge.

Lithotyp/Rundungsgrad	eckig/kantig	kantengerundet	angerundet	gerundet
feinkristalliner Marmor	18 (9,3 %)	43 (22,2 %)	101 (51,5 %)	32 (16,5 %)
Glimmerschiefer	9 (2,4 %)	127 (33,2 %)	124 (32,2 %)	122 (31,9 %)
Quarzglimmerschiefer	10 (7,2 %)	20 (14,4 %)	63 (44,6 %)	46 (33,1 %)
Milchquarz	5 (6,1 %)	50 (61,0 %)	22 (26,8 %)	5 (6,1 %)
(Meta-)Ultramafit & (Meta-)Serpentinit	0	6 (15,8 %)	22 (57,9 %)	10 (26,3 %)
Amphibolit	0	5 (31,3 %)	8 (50,0 %)	3 (18,8 %)
Augengneis mit große Porphyroblasten	0	10 (18,9 %)	30 (56,6 %)	13 (24,5 %)
Augengneis	0	1 (7,7 %)	10 (76,9 %)	2 (15,4 %)
Gneis	2 (11,8 %)	13 (76,5 %)	2 (11,8 %)	0
Marmor	3 (13,6 %)	16 (72,7 %)	2 (9,1 %)	(14,5 %)
Marmor (schwarz)	1 (16,7 %)	4 (66,7 %)	1 (16,7 %)	0
Metaquarzit	6 (17,6 %)	20 (58,8 %)	8 (23,5 %)	0
Summe	54 (100 %)	315 (100 %)	393 (100 %)	234 (100 %)

Anhang A03-A: Gesteinsspektren und die Rundungsgrade der Mauergesteine

Anhang A03-A4: Absolute Lithotypen spezifische Verteilung der Rundungsgrade der Mauergesteine der frühbronzezeitlichen Siedlungsmauern Phase CuHö IV in Prozent und in absoluter Menge.

Lithotyp/Rundungsgrad	eckig/kantig	kantengerundet	angerundet	gerundet
feinkristalliner Marmor	25 (7,3 %)	176 (51,6 %)	99 (29 %)	41 (12 %)
Glimmerschiefer	21 (5,3 %)	126 (32 %)	163 (41,4 %)	84 (21,3 %)
Quarzglimmerschiefer	10 (5,8 %)	73 (42,7 %)	50 (29,2 %)	38 (22,2 %)
Milchquarz	5 (4,7 %)	28 (26,2 %)	55 (51,4 %)	19 (17,8 %)
(Meta-)Ultramafit & (Meta-)Serpentinit	0	11 (13,4 %)	40 (48,8 %)	31 (37,8 %)
Amphibolit	0	7 (20 %)	20 (57,1 %)	8 (22,9 %)
Augengneis mit große Porphyroblasten	0	9 (12,3 %)	35 (47,9 %)	29 (39,7 %)
Augengneis	1 (3 %)	8 (24,2 %)	19 (57,6 %)	5 (15,2 %)
Gneis	2 (6,7 %)	18 (60 %)	8 (26,7 %)	2 (6,7 %)
Marmor	6 (20 %)	15 (50 %)	7 (23,3 %)	2 (6,7 %)
Marmor (schwarz)	1 (16,7 %)	4 (66,7 %)	1 (16,7 %)	0
Metaquarzit	10 (16,7 %)	35 (58,3 %)	15 (25 %)	0
Summe	81 (100 %)	510 (100 %)	512 (100 %)	259 (100 %)

Anhang A03-A5: Absolute Lithotypen spezifische Verteilung der Rundungsgrade der Mauergesteine der spätkalkolitischen Grabenverfüllung Phase CuHö VI-VII in Prozent und in absoluter Menge.

Lithotyp/Rundungsgrad	eckig/kantig	kantengerundet	angerundet	gerundet
feinkristalliner Marmor	8 (13,6 %)	45 (48,5 %)	6 (36,4 %)	0
Glimmerschiefer	5 (15,2 %)	16 (48,5 %)	12 (36,4 %)	0
Quarzglimmerschiefer	5 (26,3 %)	9 (47,4 %)	5 (26,3 %)	0
Milchquarz	3 (10,7 %)	18 (64,3 %)	7 (25 %)	0
(Meta-)Ultramafit & (Meta-)Serpentinit	0	1 (8,3 %)	9 (75 %)	2 (16,7 %)
Amphibolit	0	0	5 (83,3 %)	1 (16,7 %)
Augengneis mit große Porphyroblasten	0	3 (27,3 %)	8 (72,7 %)	0
Augengneis	0	0	0	0
Gneis	2 (16,7 %)	8 (66,7 %)	2 (16,7 %)	0
Marmor	0	4 (100 %)	0	0
Marmor (schwarz)	0	0	0	0
Metaquarzit	0	5 (100 %)	0	0
Summe	23 (100 %)	109 (100 %)	54 (100 %)	3 (100 %)

Anhang A04-A: Ergebnisse, Standardabweichungen und Nachweisgrenzen der WDRFA

Anhang A04-A1: Ergebnisse WDRFA der frühbronzezeitlichen Reibsteine des Çukuriçi Höyük Schnitt S1 bis S4.

LOI: Glühverluste in Gew.-% (Loss on Ignition). Angeben SiO₂ bis P₂O₅ in Gew.-% und Ba bis Yb in µg/g.

Reibstein (Fundnummer)	06/141/24/1	11/321/24/1	11/632/24/1	08/692/24/1)
Klassifizierung (nach TAS)	Rhyolith	Trachyt	Keine Klassifizierung	Trachyt
SiO ₂	68,95	60,46	61,22	66,06
TiO ₂	0,32	0,63	0,55	0,31
Al ₂ O ₃	15,46	17,33	17,68	15,00
Fe ₂ O ₃ (Total)	2,10	4,51	3,51	2,39
MnO	0,02	0,06	0,11	0,07
MgO	0,38	2,02	1,23	0,29
CaO	2,38	3,75	1,27	3,91
Na ₂ O	3,80	4,08	3,09	3,23
K ₂ O	5,29	5,66	8,64	6,18
P ₂ O ₅	0,19	0,39	0,34	0,51
LOI	0,66	0,56	1,33	1,37
Ba	676	1267	1001	729
Co	< 1,6	< 1,6	< 1,6	< 1,6
Cr	< 3,5	65	< 3,5	24
Ni	59	91	102	79
Rb	133	184	332	181
Sr	222	890	256	197
V	30	94	73	30
Y	11	12	31	15
Zn	< 3,0	33	22	< 3,0
Zr	248	322	421	242
Ce	268	388	355	277
Eu	0,9	1,9	0,9	0,8
La	73	121	75	68
Nb	< 3,8	< 3,8	30	< 3,8
Nd	87	115	133	85
Sm	7,5	7,9	9,2	6,6
Yb	< 0,2	0,9	< 0,2	< 0,2
Summe (Gew.-%)	99,72	99,79	99,25	99,51

Anhang A04-A2: Standardabweichungen und Nachweisgrenzen der WDRFA (nach Informationen von H. Taubald, Institut für Geowissenschaften, Universität Tübingen) und einer Zusammenstellung von Kibaroglu (2008).

- (1) Anzahl der verwendeten Standards (Eichung).
- (2) In Einzelfällen kann die Nachweisgrenze auch höher liegen (Individuelle Abhängigkeit von der Matrix).
- (3) Proben, deren Gehalte außerhalb dieser Angabe liegen, werden mit einer geräteinternen, konzentrationsunabhängigen Kalibrierung nachgemessen. Fehler und Nachweisgrenzen sind in diesen Fällen probenspezifisch.

Element	Anzahl Standards ¹	Standardabweichung ²	Nachweisgrenze	abgedeckter Bereich: Standardkonzentrationen ³
SiO ₂	30	± 0,13 %	240 µg/g	34,46–88,20 %
TiO ₂	31	± 0,01 %	12 µg/g	0,01–3,78 %
Al ₂ O ₃	31	± 0,23 %	244 µg/g	0,03–59,27 %
Fe ₂ O ₃	31	± 0,05 %	180 µg/g	0,08–25,70 %
MnO	22	± 22 µg/g	5 µg/g	0–0,35 %
MgO	30	± 0,14 %	88 µg/g	0–43,51 %
CaO	32	± 0,09 %	48 µg/g	0,04–21,36 %
Na ₂ O	28	± 0,06 %	75 µg/g	0,04–10,59 %
K ₂ O	31	± 0,04 %	24 µg/g	0,01–15,35 %
P ₂ O ₅	28	± 0,008 %	14 µg/g	0,01–1,39 %
Ba	28	± 16 µg/g	11,1 µg/g	0–4000 µg/g
Ce	26	± 9 µg/g	10,2 µg/g	1–421 µg/g
Co	27	± 3 µg/g	1,6 µg/g	1–210 µg/g
Cr	29	± 7 µg/g	3,5 µg/g	3–2750 µg/g
Eu	25	± 0 µg/g	0 µg/g	0–4 µg/g
La	27	± 7 µg/g	5,1 µg/g	2–200 µg/g
Nb	25	± 4 µg/g	3,8 µg/g	0–270 µg/g
Nd	26	± 3 µg/g	3,2 µg/g	0–190 µg/g
Ni	21	± 23 µg/g	3,3 µg/g	2–2040 µg/g
Rb	31	± 8 µg/g	2,9 µg/g	0–3600 µg/g
Sm	30	± 1 µg/g	2,1 µg/g	0–33 µg/g
Sr	30	± 6 µg/g	3 µg/g	0–1375 µg/g
V	30	± 9 µg/g	2,6 µg/g	1–527 µg/g
Yb	28	± 0 µg/g	0,2 µg/g	0–17 µg/g
Zn	28	± 9 µg/g	3 µg/g	10–1052 µg/g
Zr	30	± 7 µg/g	8,5 µg/g	11–801 µg/g

Anhang A05-A: Probenlokalitäten und die Ergebnisse der Bleisotopenanalysen

Anhang A05-A1: Übersicht über die Proben der Erzkvorkommen und deren Herkunft.

Probennr.	Regionalgeologische Einheit	Lokalität	GPS-Koordinaten UTM/WGS 84
Nif-01	Bornova Flysch	Nif Dağı	35 S
Nif-02	Bornova Flysch	Nif Dağı	527683.65 m E, 4247046.56 m N
Nif-03	Bornova Flysch	Nif Dağı	Höhe 785 m
Kiz-01	Bornova Flysch	Kızılısüm	35 S
Kiz-02	Bornova Flysch	Kızılısüm	532151.53 m E, 4255003.35 m N
Kiz-03	Bornova Flysch	Kızılısüm	Höhe 309 m
Kiz-04	Bornova Flysch	Kızılısüm	35 S
Kiz-05	Bornova Flysch	Kızılısüm	533175.77 m E, 4254832.59 m N
Kiz-06	Bornova Flysch	Kızılısüm	Höhe 220 m
Gum-01	Übergang Bornova Flysch zu KMKMM	Gümüldür	35 S
Gum-02	Übergang Bornova Flysch zu KMKMM	Gümüldür	501618.59 m E, 4214798.20 m N
Gum-03	Übergang Bornova Flysch zu KMKMM	Gümüldür	Höhe 74 m
Sare-01	Menderes Massiv Göktepe Formation	Sarıyurt	35 S
Sare-02	Menderes Massiv Göktepe Formation	Sarıyurt	561324.98 m E, 4240224.97 m N
Sare-03	Menderes Massiv Göktepe Formation	Sarıyurt	Höhe 449 m
Pal-01	Menderes Massiv Göktepe Formation	Palamut Dere	35 S
Pal-02	Menderes Massiv Göktepe Formation	Palamut Dere	554257.56 m E, 4242254.63 m N
Pal-03	Menderes Massiv Göktepe Formation	Palamut Dere	Höhe 550 m
Mad-01	Menderes Massiv Göktepe Formation	Maden Tarla	35 S
Mad-02	Menderes Massiv Göktepe Formation	Maden Tarla	554019.92 m E, 4242595.81 m N
Mad-03	Menderes Massiv Göktepe Formation	Maden Tarla	Höhe 529 m
Efem-01	Bornova Flysch	Efemçukuru	GPS-Koordinaten nicht vorhanden Proben von Dr. T. Oyman (Dokuz Eylül Universität, Izmir) Kastanebeleni-Gang
Efem-02	Bornova Flysch	Efemçukuru	
Efem-03	Bornova Flysch	Efemçukuru	
Efem-04	Bornova Flysch	Efemçukuru	
ZT-1	Menderes Massive Schiefersequenz	Zeytinlik	GPS-Koordinaten nicht vorhanden Proben von Dr. S. Akiska (Universität Ankara)
ZT-4	Menderes Massive Schiefersequenz	Zeytinlik	
ZT-10	Menderes Massive Schiefersequenz	Zeytinlik	
KM-1	Menderes Massive Schiefersequenz	Kemer	GPS-Koordinaten nicht vorhanden Proben von Dr. S. Akiska (Universität Ankara)

Anhang A05-A2: Ergebnisse der Bleisotopenanalysen der Erzproben für die Verhältnisse $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und die jeweilige Messungengenauigkeiten (2σ in %). Sph: Sphalerit, Gal: Galenit, Ba: Baryt

Probennr.	Probentyp	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2σ)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2σ)
Nif-01	Pyrit < Sph, Gal, Ba	2,0942	0,03	0,8506	0,03
Nif-02	Pyrit < Sph, Gal, Ba	2,0949	0,03	0,85109	0,03
Nif-03	Pyrit < Sph, Gal, Ba	2,0947	0,03	0,85067	0,03
Kiz-01	Galenit	2,095	0,03	0,85143	0,03
Kiz-02	Galenit	2,0953	0,03	0,85155	0,03
Kiz-03	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	2,0953	0,03	0,8515	0,03
Kiz-04	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	2,0946	0,03	0,851333	0,03
Kiz-05	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	2,0947	0,03	0,85142	0,03
Kiz-06	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	2,0945	0,03	0,85132	0,03
Gum-01	Sek. Zink-/Bleierze	2,0621	0,0001	0,82967	0,00006
Gum-02	Sek. Zink-/Bleierze	2,0617	0,0002	0,82956	0,00004
Gum-03	Sek. Zink-/Bleierze	2,0616	0,0001	0,82949	0,00001
Sare-01	Mischerz, Sph dominiert	2,0862	0,0002	0,84513	0,00006
Sare-02	Mischerz, Sph dominiert	2,0856	0,0001	0,84687	0,00004
Sare-03	Mischerz, Sph dominiert	2,096	0,0002	0,85177	0,00001
Pal-01	Mischerz, Sph dominiert	2,0954	0,03	0,85142	0,03
Pal-02	Mischerz, Sph dominiert	2,0948	0,03	0,85134	0,03
Pal-03	Mischerz, Sph dominiert	2,0953	0,03	0,85148	0,03
Mad-01	Galenit < Sph	2,0952	0,03	0,85176	0,03
Mad-02	Galenit < Sph	2,0955	0,03	0,85184	0,03
Mad-03	Galenit < Sph	2,0956	0,03	0,85195	0,03
Efem-01	Pyrit < Sph, Gal	2,0628	0,0001	0,82968	0,00003
Efem-02	Pyrit < Sph, Gal	2,0624	0,0003	0,82928	0,00006
Efem-03	Pyrit < Sph, Gal	2,0617	0,0002	0,82914	0,00005
Efem-04	Pyrit < Sph, Gal	2,0669	0,0001	0,83118	0,00001
ZT-1	Arsenopyrit	2,0691	0,0001	0,83922	0,00005
ZT-4	Arsenopyrit	2,061	0,0002	0,83555	0,00005
ZT-10	Arsenopyrit	2,0743	0,0004	0,83925	0,00006
KM-1	Arsenopyrit	2,0741	0,0002	0,83521	0,00007

Anhang A05-A: Probenlokalitäten und die Ergebnisse der Bleisotopenanalysen

Anhang A05-A3: Ergebnisse der Bleisotopenanalysen der Erzproben für die Verhältnisse $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mit den jeweiligen Messungenauigkeiten (2σ in %).

Probenr.	Probentyp	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calc 2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calc 2σ
Nif-01	Pyrit < Sph, Gal, Ba	38,594	0,06	15,676	0,06	18,429	0,06
Nif-02	Pyrit < Sph, Gal, Ba	38,586	0,06	15,676	0,06	18,419	0,06
Nif-03	Pyrit < Sph, Gal, Ba	38,603	0,06	15,677	0,06	18,429	0,06
Kiz-01	Galenit	38,569	0,06	15,675	0,06	18,41	0,06
Kiz-02	Galenit	38,568	0,06	15,674	0,06	18,407	0,06
Kiz-03	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	38,568	0,06	15,674	0,06	18,407	0,06
Kiz-04	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	38,572	0,06	15,677	0,06	18,415	0,06
Kiz-05	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	38,559	0,06	15,673	0,06	18,408	0,06
Kiz-06	Sek. Zink-/Bleierze <Sph	38,57	0,06	15,677	0,06	18,415	0,06
Gum-01	Sek. Zink-/Bleierze	39,036	0,007	15,706	0,002	18,93	0,003
Gum-02	Sek. Zink-/Bleierze	39,022	0,008	15,701	0,004	18,927	0,004
Gum-03	Sek. Zink-/Bleierze	39,03	0,005	15,704	0,002	18,932	0,002
Sare-01	Mischerz, Sph dominiert	38,707	0,004	15,681	0,002	18,554	0,001
Sare-02	Mischerz, Sph dominiert	38,567	0,012	15,66	0,006	18,492	0,004
Sare-03	Mischerz, Sph dominiert	38,577	0,002	15,677	0,001	18,405	0,001
Pal-01	Mischerz, Sph dominiert	38,574	0,06	15,674	0,06	18,409	0,06
Pal-02	Mischerz, Sph dominiert	38,555	0,06	15,669	0,06	18,405	0,06
Pal-03	Mischerz, Sph dominiert	38,583	0,06	15,679	0,06	18,414	0,06
Mad-01	Galenit < Sph	38,539	0,06	15,667	0,06	18,394	0,06
Mad-02	Galenit < Sph	38,549	0,06	15,67	0,06	18,396	0,06
Mad-03	Galenit < Sph	38,544	0,06	15,67	0,06	18,393	0,06
Efem-01	Pyrit < Sph, Gal	39,055	0,008	15,708	0,003	18,933	0,005
Efem-02	Pyrit < Sph, Gal	39,068	0,003	15,709	0,001	18,943	0,001
Efem-03	Pyrit < Sph, Gal	39,057	0,011	15,707	0,005	18,944	0,005
Efem-04	Pyrit < Sph, Gal	39,054	0,003	15,705	0,002	18,895	0,003
ZT-1	Arsenopyrit	38,632	0,003	15,669	0,001	18,671	0,001
ZT-4	Arsenopyrit	38,677	0,003	15,68	0,001	18,766	0,002
ZT-10	Arsenopyrit	38,754	0,002	15,68	0,002	18,683	0,004
KM-1	Arsenopyrit	38,981	0,005	15,697	0,001	18,794	0,001

Anhang A05-A4: Ergebnisse der Bleisotopenanalysen der Erzfragmente vom Çukuriçi Höyük für die Verhältnisse $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und die jeweilige Messungenauigkeiten (2σ in %).

Fundnr.	Phase	Probentyp	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2σ
09/862/7	CuHö III	Azurit/Malachit	2,0918	0,0002	0,85038	0,0001
11/1307/12/1	CuHö VI	Azurit/Malachit	2,0926	0,03	0,85064	0,03
12/1507/4	CuHö I	Azurit	2,087	0,0001	0,84612	0,00006
12/5001/12/4	CuHö I	Galenit	2,0756	0,0002	0,83606	0,00004

Anhang A05-A5: Ergebnisse der Bleisotopenanalysen der Erzfragmente vom Çukuriçi Höyük für die Verhältnisse $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mit den jeweiligen Messungenauigkeiten (2σ in %).

Fundnr.	Phase	Probentyp	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calc 2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calc 2σ
09/862/7	CuHö III	Azurit/Malachit	38,569	0,008	15,679	0,002	18,438	0,002
11/1307/12/1	CuHö VI	Azurit/Malachit	38,575	0,06	15,681	0,06	18,434	0,06
12/1507/4	CuHö I	Azurit	38,691	0,009	15,686	0,005	18,539	0,005
12/5001/12/4	CuHö I	Galenit	38,969	0,004	15,697	0,001	18,775	0,002

Anhang A06-A: Weitere Gold führende Arsenopyritvorkommen im Arbeitsgebiet und die Antimonlagerstätte von Emirli

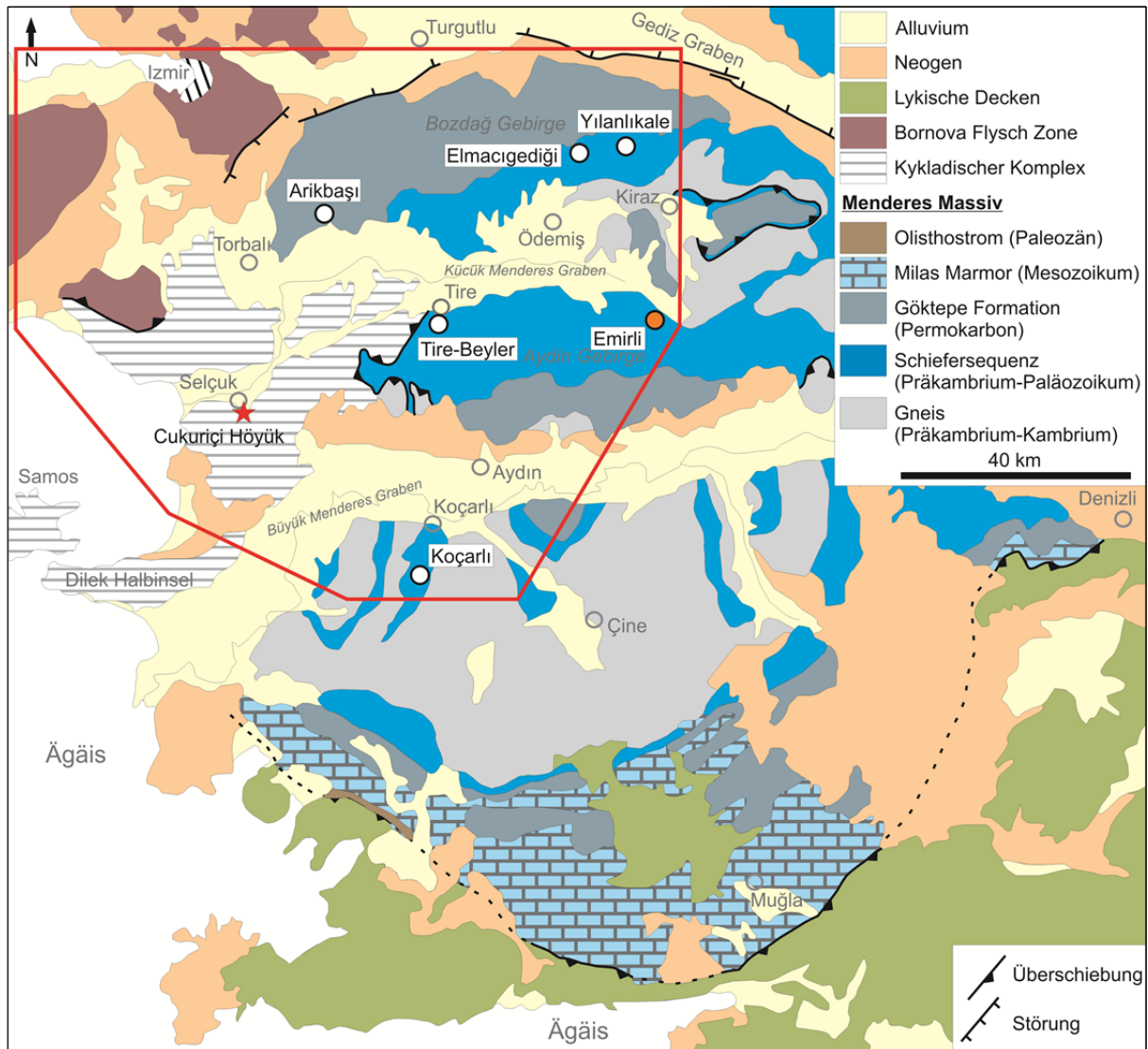


Abb. A06-A1: Weitere Gold führende Arsenopyritvorkommen (weiße Kreise) und die Arsenopyrit und Gold führende Antimonlagerstätte Emirli (oranger Kreis). Kartengrundlage verändert nach Okay (2001). Lage der Erzkvorkommen nach MTA (2009), Akiska et al. (2008) und MTA (1970).

Anhang A06-A1: Das goldführende Arsenopyritvorkommen von Arikbaşı



Abb. A06-A2: Rekultivierter Abbaubereich des Arsenopyritvorkommens von Arikbaşı.

2 km nördlich der Stadt Arikbaşı treten innerhalb von flach einfallenden Nordost-Südwest streichenden Glimmerschiefern Gold führende Quarz-Arsenopyritgänge auf (Abb. A06-A1). An der angegebenen Lokalität (MTA 1970) wurde während der Geländearbeit nur ein stark rekultivierter Tagebau, mit den Ausmaßen von 20 x 40 m und einer Tiefe von 10 m angetroffen. Nach Informationen von Einheimischen zielte der Abbau Anfang des letzten Jahrhunderts auf Arsenopyriterz (Abb. A06-A2). Nach MTA (1970) stand in Arikbaşı ein Quarz-Arsenopyritgang an, welcher über eine geringe Distanz eine

Anhang A06-A: Weitere Gold führende Arsenopyritvorkommen im Arbeitsgebiet und die Antimonlagerstätte von Emirli

Breite von 5 m (durchschnittlich 90 cm) erreichte und nur wenige Meter an der Oberfläche aushielt (Abb. A06-A). Der Arsenopyrit war innerhalb der Quarzgänge irregulär verteilt und trat nur in Nestern auf. Die Gangstruktur setzt in östlicher Richtung unregelmäßig an der Oberfläche auf und ist überwiegend taub. Die ermittelten Goldgehalte schwanken zwischen 10, 8 g/t bis 2,6 g/t. Makroskopisch sichtbares Freigold in den Gangmitteln oder im Arsenopyrit sind nicht beschrieben. Weitere Altbergbauspuren (Stollen/Pingen) wurden nicht beobachtet.

Anhang A06-A2: Das goldführende Arsenopyritvorkommen von Tire

Dieses Vorkommen liegt etwa 1,5 km südwestlich des Stadtzentrums von Tire, im östlichen Teil von Beyler (Abb. A06-A1). In Gneisen und Flasergneisen treten hier West-Ost streichende Quarzgänge mit Breiten von 15-35 cm auf. Innerhalb der Quarzgänge findet sich unregelmäßig verteilter massiver Arsenopyrit, welcher in Form von Taschen oder länglichen Linsen auftritt. Die Goldführung ist mit den Arsenopyriten assoziiert. Die bekannten Goldgehalte schwanken zwischen 1,8 g/t und über 30 g/t. Makroskopisch sichtbares Gold ist nicht beobachtet worden. Es sind Bergbauspuren (Stollen) über eine Fläche von 200 x 600 m erhalten, welche aus der Zeit vor dem 20. Jahrhundert stammen. Das Erzvorkommen wurde als unwirtschaftlich eingestuft (MTA 1970). Innerhalb der Geländearbeit konnten die alten Abbaue nicht wieder gefunden werden und nach Informationen von Einwohnern wurde dieses Areal um 1990 weitestgehend zugeschüttet und überbaut.

Anhang A06-A3: Das goldführende Arsenopyritvorkommen von Elmacgediği und Yılanlıkale (Bozdağ Gebirge nördlich von Ödemiş)

Bei den Ortschaften Elmacgediği und Yılanlıkale nördlich von Ödemiş (Abb. A06-A1) treten innerhalb vom Granatglimmschiefern und Amphiboliten, welche überwiegend West-Ost streichen und mit 40 bis 70 Grad nach Süden einfallen, Arsenopyritgänge auf (Goldgehalt bis 0,2 ppm). Die Gänge weisen ein uneinheitliches Streichen (Nord-Süd, West-Ost und Nordost-Südwest) auf. Die Erzmineralparagenese der Gänge besteht aus Pyrrhotin, Pyrit, Arsenopyrit und Scheelit, wobei Arsenopyrit dominiert. Generell sind diese Erzminerale nicht größer als 1 mm. Weiter treten sehr kleine (< 0,1 mm) Markasite und Chalkopyrite auf. Makroskopisch sichtbares Gold wurde nicht beobachtet (Akiska et al. 2008, Üzküt 1977).

Anhang A06-A4: Das goldführende Arsenopyritvorkommen von Koçarlı (Büyük Menderes Graben)

15 km südwestlich der Stadt Koçarlı (Abb. A06-A1) finden sich auf einem Gebiet von 200 km² (Erstreckung 10 km West-Ost und 20 km Nord-Süd) vereinzelt und räumlich weit verteilte, störungsgebundene Gold führende Quarz-Arsenopyritgänge innerhalb von Gneisen, denen keine wirtschaftliche Relevanz zugesprochen wird. Die Gänge streichen West-Ost bis Nordost-Südwest, mit einem flachen bis steilen Einfallen und Mächtigkeiten zwischen 1 bis 5 cm aus. In seltenen Fällen können die schmalen Strukturen über 50-60 m an der Oberfläche verfolgt werden. Die Arsenopyrite treten innerhalb der Quarzgänge irregulär, in Form von Taschen oder Linsen auf. Nicht alle dieser Gänge führen Arsenopyrit. Grundsätzlich weisen die schmalsten Arsenopyritgänge die höchsten Goldgehalte auf (128 g/t). Handgeklaubte Erze erreichen aber maximal 20 g/t Gold. Makroskopisch sichtbares Gold wurde nicht beobachtet. Alte Bergbauspuren (Schürfe) resultieren aus Explorationsarbeiten um den Beginn des 1. Weltkrieges. Ältere Bergbauspuren sind nicht bekannt (MTA 1970).

Anhang A06-A: Weitere Gold führende Arsenopyritvorkommen im Arbeitsgebiet und die Antimonlagerstätte von Emirli

Anhang A06-A5: Die goldführende Antimonlagerstätte Emirli

Östlich der Stadt Beydağ an der südlichen Grabenschulter des Küçük Menderes Grabens (Abb. A06-A1) befindet sich die Antimonlagerstätte von Emirli, die zweitgrößte Antimonlagerstätte der Türkei mit 450.000 t Erz bei einem Antimongehalt von 5-7 %. Im Bereich der Lagerstätte finden sich zum einen innerhalb der Glimmerschiefer foliationsparallel verlaufende silifizierte Graphitschiefer, welche neben fein verteilten Stibnit massive Stibnitlinsen von bis zu 2 m Mächtigkeit aufweisen. Zum anderen werden die Glimmerschiefer von steil stehenden Quarz-Antimongängen, welche an die Haliköy-Störung und Störung E33 gebunden sind, durchschlagen. Die häufigste Vererzungsform, die auch wirtschaftlich am interessantesten ist, bilden irregulär ausgebildete taschenartige Antimonvererzungen (bis zu 80 cm breit und mehrere Meter lang) innerhalb von Schwächezonen der Glimmerschiefer. Sowohl die Gänge als auch die Graphitschiefer stehen über größere Flächen an der Oberfläche an (Akçay et al. 2006, Akçay et al. 2003).

Stibnit dominiert die Erzmineralparagenese im gesamten Lagerstättenbereich. Pyrit, Arsenopyrit, Fahlerze, Sphalerit, Zinnober und Gold treten nur in marginalen Mengen auf. Zuweilen findet sich Arsenopyrit verstärkt in den oberflächennahen Bereichen der Gänge. Das Gold liegt nirgends makroskopisch als sichtbares Freigold vor. Über geochemische Analysen konnte nachgewiesen werden, dass der Gangquarz der wesentliche Träger des Goldes ist und das Gold im submikroskopischen Bereich vorliegt (Akçay et al. 2006, Akçay et al. 2003).

Bei engmaschigen Beprobungen von Flusssedimenten in den nördlich und östlich von den Lagerstätten ablaufenden Flüssen, konnte nach 1-2 km eine Anreicherung von Gold in den Sedimenten festgestellt werden. Der Nachweis erfolgte nur über geochemische Analysen. Makroskopisch sichtbares Seifengold wurde in keiner der Proben beobachtet. Es wurde postuliert, dass das Gold als submikroskopische Einschlüsse in Gesteinsklasten der Sedimente vorliegen muss (Akçay et al. 1996).

Anhang A07-A: Ergebnisse der INAA (Erz)

Tabelle A07-A: Ergebnisse der INAA. Blau: Verwendete Spurenelementdaten für die vergleichende Auswertung der Spurenelementverhältnisse zwischen Artefakt und Erz. Probenzuordnung der vgl. Anhang A05-A1. Cu und Fe in Prozent, alle weiteren Elemente in µg/g.

Probenr.	Cu %	1 s%	Fe %	1 s%	As	1 s%	Sb	1 s%	Co	1 s%	Ni	1 s%	Ag	1 s%	Au	1 s%	Zn	1 s%	Sn	1 s%	Se	1 s%	Te	1 s%
Kiz-01	< 0,5		0,1	34	87,1	2	3,88	4	11,7	9	64	37	130	2	< 0,008		20300	2	< 180		< 1		< 16	
Kiz-02	< 0,3		17,0	18	3290	2	10,01	3	17,1	8	90	54	643	1	< 0,03		39900	2	< 210		2,8	18	< 24	
Kiz-03	0,2	56	8,9	32	68,2	2	2,10	12	143	9	< 420		3	42	0,01	51	344000	2	< 490		1,9	35	< 42	
Kiz-04	0,9	40	10,4	18	131	2	119,5	2	129	8	410	29	11	11	< 0,03		377000	2	< 450		< 4		< 36	
Kiz-05	0,8	53	1,1	18	358	2	4,4	12	108	8	330	35	318	2	< 0,03		309000	2	< 450		< 3		< 38	
Kiz-06	2,4	32	4,3	32	885	2	58,8	2	4,8	13	< 370		3350	1	0,126	8	118500	2	110	51	5,2	18	< 56	
Pal-01	< 0,3		16,0	32	7,2	9	305	2	40	9	130	52	123	2	0,091	11	142000	2	< 430		7,3	12	< 41	
Pal-02	0,32	57	20,0	18	4,4	11	329	2	36,1	8	190	29	124	2	0,084	12	87800	2	< 320		12,3	6	< 22	
Pal-03	0,6	34	8,7	18	0,9	54	28,5	3	6,4	9	< 280		7	14	0,078	15	267000	2	< 370		3,3	21	< 26	
Mad-01	0,6	38	1,3	18	6,4	7	593	2	5,4	9	< 90		247	1	0,1	16	13600	2	46	59	3,1	14	11	51
Mad-02	1,0	35	0,5	19	4,8	8	500	2	0,89	18	< 61		223	1	0,022	55	2720	2	< 220		1,1	29	< 15	
Mad-03	0,8	39	1,15	13	3,4	12	269	2	9,1	6	< 65		120	1	0,675	3	8050	2	< 99		1,3	27	< 12	
(11/1507/4)	35,6	2	0,40	20	1864	2	8,2	2	2	10	29	46	80	2	0,037	28	217	3	< 34		10,3	4	1,8	62
(09/862/7)	30,1	2	3,20	20	12120	2	59,1	1	60	7	470	8	208	1	0,98	4	8350	2	< 160		< 1		6,8	40

< Werte unter der Nachweisgrenze.

Bestimmung von Kupfer mit Neutronenaktivierungsanalyse bei höheren Zinkgehalten

Üblicherweise wird Kupfer auf der 511-keV-Energielinie bestimmt. Bei sehr hohen Zinkkonzentrationen wie sie etwa in Zinkblende auftreten, entsteht eine Interferenz mit einer Energielinie geringer Intensität von Zink bei 511 keV. In solchen Fällen ergibt sich daher ein scheinbarer Anteil an Kupfer. Es besteht in diesem Fall die Möglichkeit Kupfer bei 1345,5 keV zu bestimmen, wie es in dieser Auswertung durchgeführt wurde. Durch die geringe relative Intensität dieser Linie fällt die Nachweisgrenze jedoch höher aus.

Anhang A07-B: Ergebnisse der WDRFA (Erz)

Tabelle A07-B: Ergebnisse der WDRFA. Blau: Verwendete Spurenelementdaten für die vergleichende Auswertung der Spurenelementverhältnisse zwischen Artefakt und Erz. Probenzuordnung der vgl. Anhang A05-A1. Gehalte ohne Konzentrationsangabe in µg/g. n.d. = nicht detektiert.

Probennr.	F	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	S	Cl	K ₂ O	CaO	Ti	V	Cr	Mn
Efem-01	0,50%	325	0,42%	57,25%	n.d.	1,88%	171	429	5,21%	72	n.d.	160	16,05%
Efem-02	0,79%	434	0,45%	67,04%	n.d.	3,08%	n.d.	345	3,92%	n.d.	n.d.	168	7,98%
Efem-03	n.d.	n.d.	2,14%	81,45%	0,42%	0,86%	533	0,48%	0,77%	0,34%	n.d.	0,41%	0,13%
Gum-01	n.d.	n.d.	2,51%	13,66%	n.d.	0,63%	n.d.	0,46%	5,95%	474	n.d.	n.d.	2,73%
Gum-02	n.d.	n.d.	2,33%	42,22%	n.d.	0,54%	613	0,34%	6,81%	309	n.d.	0,12%	1,98%
Gum-03	n.d.	n.d.	0,95%	3,88%	n.d.	0,55%	n.d.	385	3,23%	n.d.	n.d.	n.d.	10,06%
Sare-01	n.d.	n.d.	3,01%	16,56%	529	5,69%	292	0,21%	3,81%	0,11%	n.d.	389	0,32%
Sare-02	n.d.	0,44%	3,61%	48,58%	229	4,03%	429	0,26%	2,46%	665	n.d.	633	999
Sare-03	n.d.	485	0,89%	9,16%	238	7,93%	286	0,25%	5,17%	443	n.d.	181	0,21%

12/5001/12/4	n.d.	288	0,15%	0,53%	0,16%	2,47%	752	603	2,18%	n.d.	n.d.	247	632
11/1307/12/1	n.d.	0,13%	5,50%	39,72%	0,27%	690	n.d.	0,72%	1,25%	0,13%	n.d.	n.d.	322

Fortsetzung
Tab. A07-B

Probennr.	Fe ₂ O ₃	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Zr	Cd	Sb	Ba	Pb	MgO
Efem-01	6,58%	n.d.	n.d.	497	1,25%	828	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,65%	0,11%
Efem-02	7,90%	96	n.d.	465	0,93%	0,18%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,58%	595
Efem-03	2,45%	n.d.	77	247	2,30%	n.d.	n.d.	55	n.d.	n.d.	n.d.	5,28%	0,17%
Gum-01	31,64%	95	n.d.	917	24,13%	0,58%	270	n.d.	0,13%	n.d.	2,27%	5,68%	0,75%
Gum-02	6,07%	n.d.	376	511	19,97%	n.d.	343	n.d.	0,15%	n.d.	2,29%	5,81%	4,01%
Gum-03	6,23%	n.d.	282	0,16%	47,71%	n.d.	n.d.	n.d.	0,29%	n.d.	2,34%	7,14%	1,00%
Sare-01	15,25%	n.d.	192	342	24,58%	n.d.	n.d.	n.d.	0,11%	n.d.	n.d.	1,38%	0,60%
Sare-02	14,35%	184	n.d.	0,18%	5,93%	n.d.	n.d.	n.d.	309	n.d.	n.d.	1,39%	0,98%
Sare-03	42,88%	n.d.	n.d.	700	5,86%	n.d.	n.d.	n.d.	426	n.d.	n.d.	1,54%	0,39%

12/5001/12/4	13,59%	65	n.d.	0,13%	0,15%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,33%	n.d.	70,76%	n.d.
11/1307/12/1	5,96%	n.d.	882	30,60%	2,16%	1,20%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,66%	0,20%

Anhang A08-A: Blei-Blei-Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

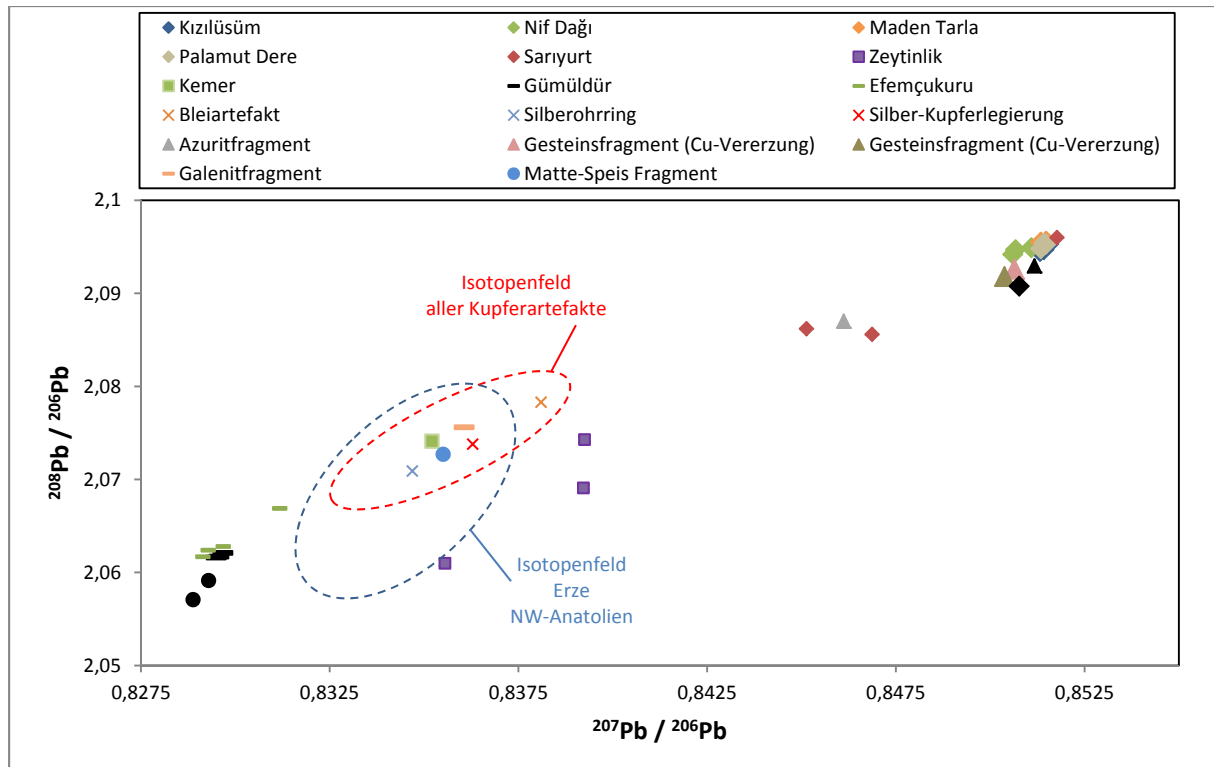


Abb. A08-A1: Vergleich der lokalen Erzvorkommen untereinander sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte (+ Matte-Speis-Fragment) des Çukuriçi Höyük im $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Diagramm. Die schwarzen Symbole sind Ergänzungen aus der Literatur: **Dreieck**=Yenikurudere (entspricht Maden Tarla oder Palamut Dere), **Raute**=Kızılısüm, **Kreise**=Gümüldür (Gale & Stos-Gale 1981). Bleisotopiedaten der Metallartefakte und des Matte-Speis Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleisotopiedaten der nordwestanatolischen Erze aus Wagner et al. (1986), Vavelidis et al. (1985), Wagner et al. (1985), Gale & Stos-Gale (1981), Gale 1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

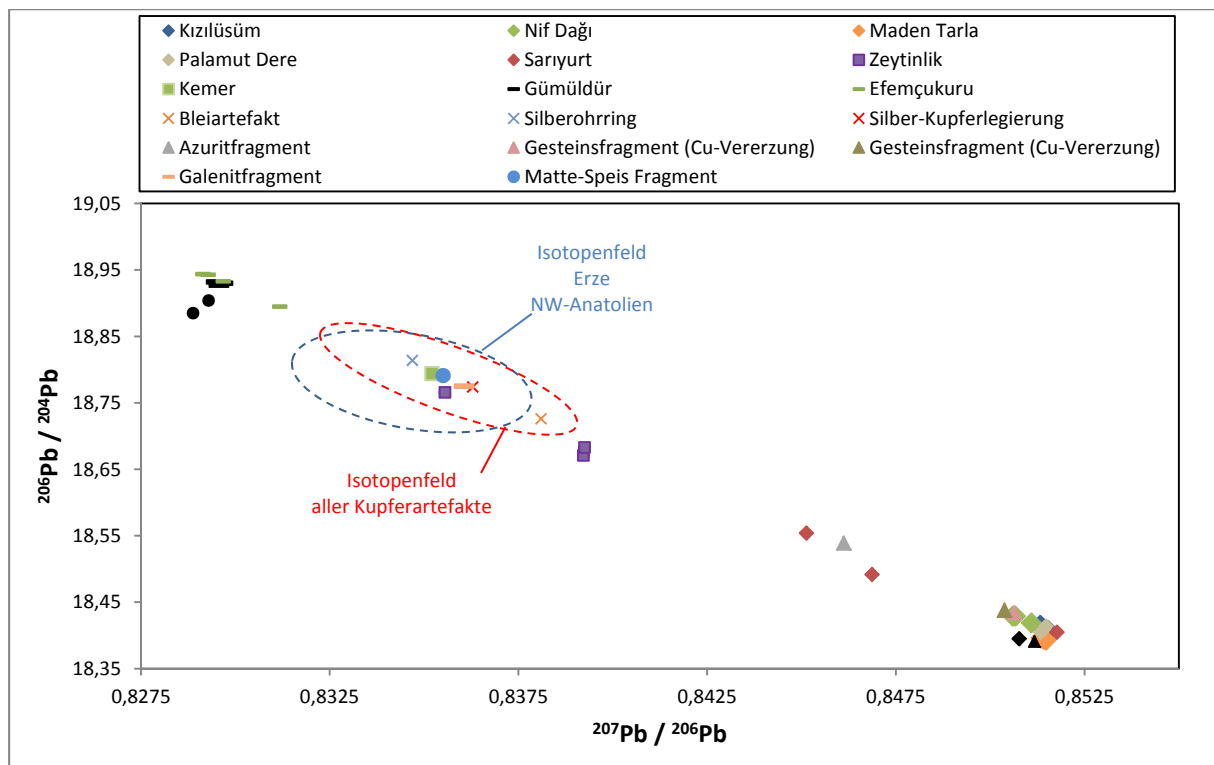


Abb. A08-A2: Vergleich der lokalen Erzvorkommen untereinander sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte (+ Matte-Speis-Fragment) des Çukuriçi Höyük im $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Diagramm. Die schwarzen Symbole sind Ergänzungen aus der Literatur: **Dreieck**=Yenikurudere (entspricht Maden Tarla oder Palamut Dere), **Raute**=Kızılısüm, **Kreise**=Gümüldür (Gale & Stos-Gale 1981). Bleisotopiedaten der Metallartefakte und des Matte-Speis Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleisotopiedaten der nordwestanatolischen Erze aus Wagner et al. (1986), Vavelidis et al. (1985),

Anhang A08-A: Blei-Blei-Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Wagner et al. (1985), Gale & Stos-Gale (1981), Gale (1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

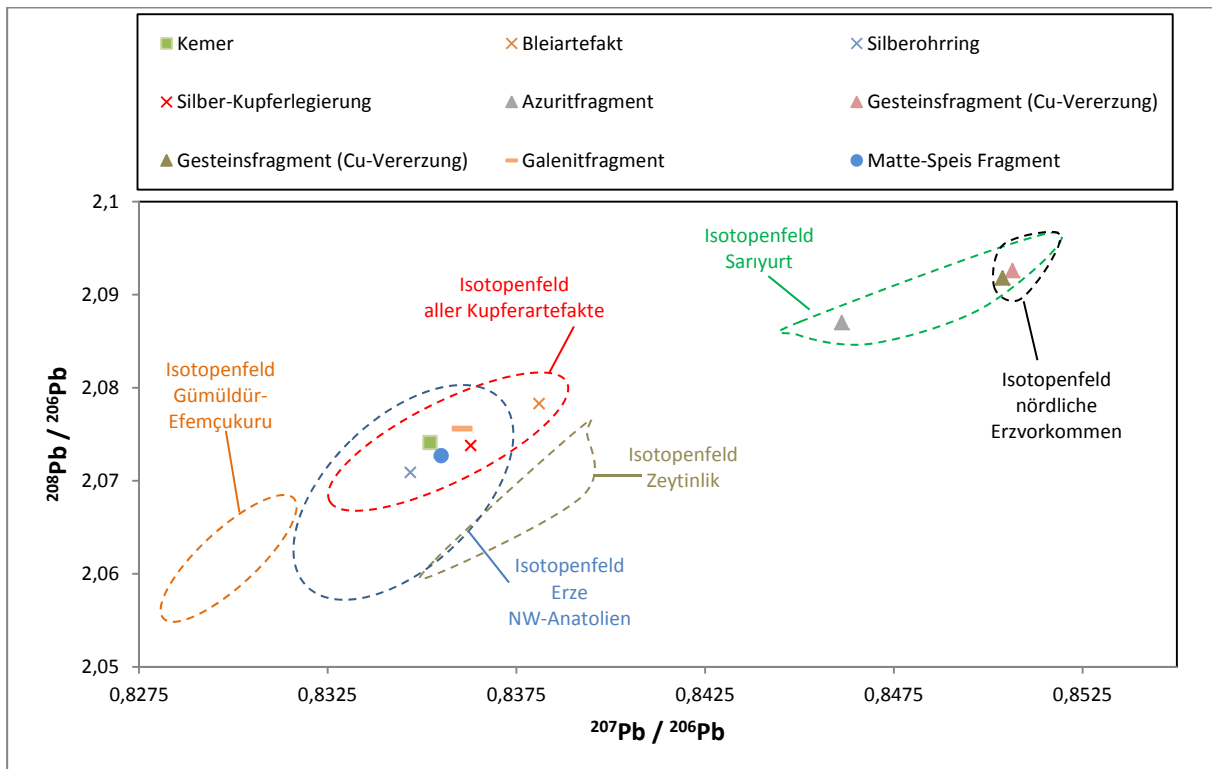


Abb. A08-A3: Vergleich der Erzfragmente mit den lokalen Erzvorkommen sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte des Çukuriçi Höyük im $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Diagramm. Im Isotopenfeld der nördlichen Erzvorkommen sind die Vorkommen von Nif Dağı, Kızılısüm, Palamut Dere und Maden Tarla zusammengefasst. Die aufgeschlagenen Isotopenfelder der nördlichen Erzvorkommen und von Gümüldür-Efemçukuru sind ergänzt durch die Bleisotopendaten von Stos & Stos-Gale (1981). Bleisotopendaten der Metallartefakte und des Matte-Speis-Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleisotopendaten der nordwestanatolischen Erze sind aus Wagner et al. (1986), Vavelidis et al. (1985), Wagner et al. (1985), Gale & Stos-Gale (1981), Gale (1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

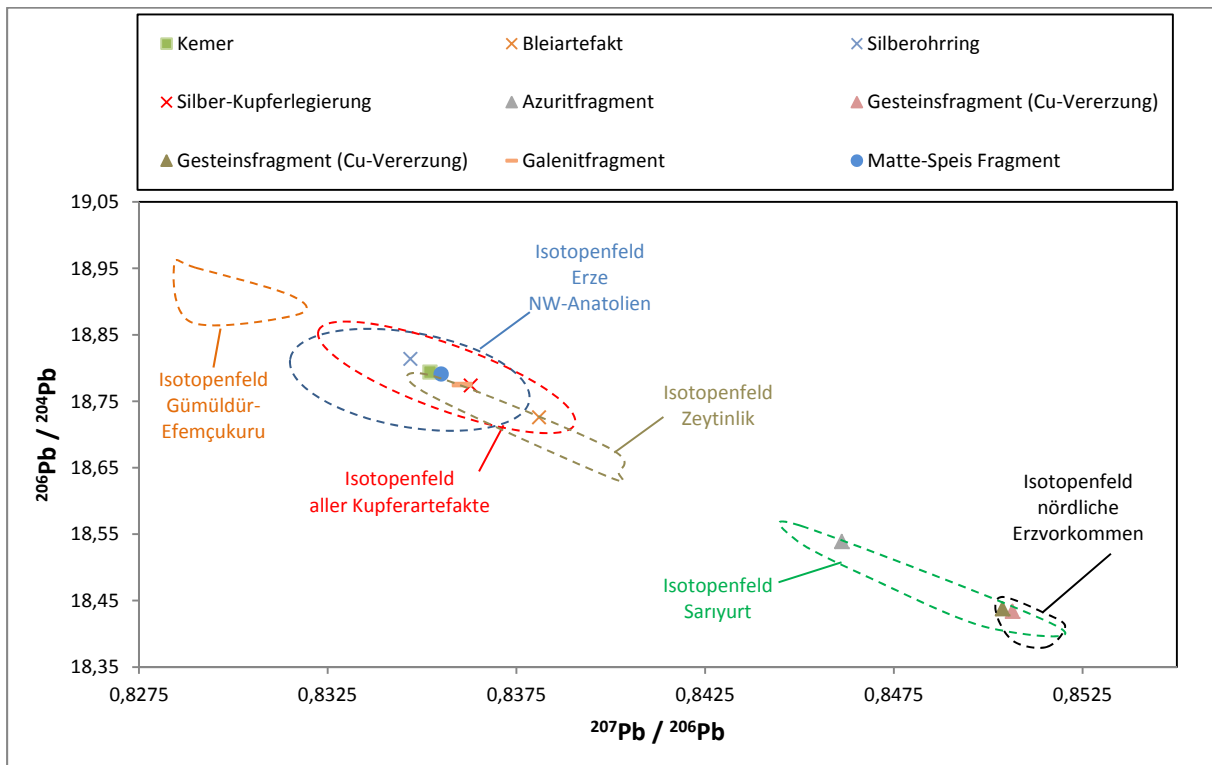


Abb. A08-A4: Vergleich der Erzfragmente mit den lokalen Erzvorkommen sowie der Vergleich mit dem Isotopenfeld der nordwestanatolischen Erze und sämtlicher Metallartefakte des Çukuriçi Höyük im $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Diagramm. Im Isotopenfeld

Anhang A08-A: Blei-Blei-Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gegen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

der nördlichen Erzvorkommen sind die Vorkommen von Nif Dağı, Kızılısüm, Palamut Dere und Maden Tarla zusammengefasst. Die aufgeschlagenen Isotopenfelder der nördlichen Erzvorkommen und von Gümüldür-Efemçukuru sind ergänzt durch die Bleiisotopendaten von Stos & Stos-Gale (1981). Bleiisotopendaten der Metallartefakte und des Matte-Speis-Fragmentes sind aus Mehofer (in Vorbereitung) und die Bleiisotopendaten der nordwestanatolischen Erze sind aus Wagner et al. (1986), Vavelidis et al. (1985), Wagner et al. (1985), Gale & Stos-Gale (1981), Gale (1980). 2σ -Fehlergrenzen sind teilweise dargestellt. Bei fehlenden 2σ -Fehlergrenzen fallen diese kleiner aus als die Größe der Symbole oder entsprechen deren Größe.

Lebenslauf

PERSÖNLICHE DATEN

Vor- und Zuname: Danilo Wolf
Geburtsdatum: 03.06.1982
Geburtsort: Halle(Saale)
Staatsangehörigkeit: Deutsch
Familienstand: ledig

BILDUNGSWEG

Seit 04/2011 Einschreibung als Promotionsstudent an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Projektbearbeitung "Studien zur Geologie im Kaystrostal - Zur Nutzung von Lagerstätten und Rohstoffen in der Urgeschichte –", im Rahmen des ERC-Projektes 263339 Prehistoric Anatolia unter Leitung von Prof. Barbara Horejs (Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien). Übergang der Projektarbeit zu einem Promotionsthema ab 03/2013.

10/2004 - 07/2010 Studium der Geologie/Paläontologie an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Abschluss: Diplom

06/2002 Abitur am Torgymnasium, Halle (Saale)

BERUFSERFAHRUNG

Seit 08/2015 Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

09/2014 - 07/2015 Wissenschaftliche Hilfskraft, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

09/2013 - 08/2014 Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (Mitarbeit am Forschungsprojekt: „Interaction of Prehistoric Pyrotechnical Crafts and Industries“, Türkei)

04/2013 - 08/2013 Freiberufliche Tätigkeit, Österreichisches Archäologisches Institut (ÖAI), Wien

12/2012 - 03/2013 Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

10/2012 - 11/2012 Freiberufliche Tätigkeit, Österreichisch Archäologisches Institut (ÖAI), Wien

04/2011 - 09/2012 Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (Mitarbeit am Forschungsprojekt: „Prehistoric Anatolia“, Türkei)

08/2010 - 03/2011 Wissenschaftliche Hilfskraft, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (Mitarbeit am Forschungsprojekt: „Neue Quelle für altes Gold?“, Armenien)

Halle (Saale), 06.04.2017

Danilo Wolf

Publikationen

Kunze, R., Wolf, D. (2016): Cultural Landscape and Mining in the southern Caucasus – Archaeological and archaeometallurgical Investigations in Gegharkunik (eastern Armenia). 10th International Congress on the Archaeology of the Ancient Near East (ICAANE) Wien, 25.04.–29.04.2016. Abstract band, S. 61

Christanis, K., Siavalas, G., Oskay, R. G., Wolf, D. & Horejs, B. (2015): Organic Petrology in service of Archaeology: a study on chars from Çukuriçi Höyük, Western Turkey. 67th Annual Meeting of the International Committee for Coal and Organic Petrology, Potsdam, 5.-11.September 2015, Potsdam, Germany, SDGG, Heft 87, S. 29

Wolf, D. & Kunze, R. (2014): Gegharkunik – Neue Quellen für altes Gold aus Südkaukasien? In: H. Meller, R. Risch & E. Pernicka (Hrsg.), Metalle der Macht – Frühes Gold und Silber. Tagungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle 11. Band I, 111-141

Allenberg, A., Wolf, D., Andersen J., Rollinson, G., Borg G., Präger, R. & Stedingk, K. (2012): Untersuchung der Schwermineralspektren in Terrassenablagerungen der Elbe, Saale und Weißen Elster (Sachsen-Anhalt). In: Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (Hrsg.), Rohstoffbericht 2012 - Mineralische und energetische Bodenschätze - Sachstand und neue Nutzungswege, 95-127

Wolf, D., Borg, G., Meliksetian, K., Allenberg, A., Pernicka, E., Hovanissyan, A. & Kunze, R. (2013): Neue Quellen für altes Gold? – In : H. Meller & P. Avetisyan, P. (Hrsg.), Archäologie in Armenien II – Ergebnisse der Kooperationsprojekte 2011 und 2012 sowie ausgewählten Einzelstudien. Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt-Landesmuseum für Vorgeschichte, Bd. 67, 27-48

Wolf, D., Borg, G. & Horejs, B. (2012): Geoarchäologische Untersuchungen zu den Erzvorkommen in Westanatolien. In: F. Schlütter, S. Greiff, M. Prange, M. (Hrsg.), Archäometrie und Denkmalpflege. Metalla Sonderband 5, 143-144

Kunze, R., Wolf, D., Pernicka, E. & Borg, G. (2012): Ushkiani: Bergbau und Kulturlandschaft um die prähistorische Goldmine von Sotk, Armenien. In: F. Schlütter, S. Greiff & M. Prange (Hrsg.), Archäometrie und Denkmalpflege . Metalla Sonderb. 5, 145-147

Wolf, D., Borg, G., & Horejs, B. (2012): Settlement walls of Çukuriçi Höyük - What stones could tell about prehistoric craftsman. IESCA 2012 Abstract-Band, S. 308

Borg, G. & Wolf, D. (2012): Systematic differences between prehistoric and modern metal provinces in Western Turkey as a result of supergene modification – implications for archaeological provenance studies. IESCA 2012 Abstract-Band., S. 167

Wolf, D., Borg, G., Pernicka, E., Meliksetian, K., Kunze, R. & Bobokhyan, A. (2011): Geoarchäologische Untersuchungen der Goldvorkommen von Sotk und Fioletovo, Armenien. In: H. Meller & P. Avetisyan (Hrsg.), Archäologie in Armenien – Ergebnisse der Kooperationsprojekte 2010 – Ein Vorbericht. Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt-Landesmuseum für Vorgeschichte, Bd. 64, 51-68.

Kunze, R., Bobokhyan, A., Meliksetian, K., Pernicka, E. & Wolf, D. (2011): Archäologische Untersuchungen zur Umgebung der Goldgruben in Armenien mit Schwerpunkt Sotk, Provinz Gegharkunik. In: H. Meller & P. Avetisyan (Hrsg.), Archäologie in Armenien – Ergebnisse der Kooperationsprojekte 2010 – Ein Vorbericht. Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt-Landesmuseum für Vorgeschichte, Bd. 64, 17-50

Kunze, R., Wolf, D., Bobokhyan, A., Meliksetian, K. & Pernicka, E. (2011): Archaeometallurgical investigations in gold mining districts of Armenia. In: A. Hauptmann, D. Modarressi-Tehrani & M. Prange (Hrsg.): International Conference Archaeometallurgy in Europe III. Metalla Sonderbd. 4, S. 126 (Abstract)

Schuster, N. & Wolf, D. (2011): Platin in Sachsen-Anhalt. LAPIS Vol. 36, Bd. 12, 30-37

Wolf, D., Borg, G., Rollinson, G., Schuster, N. & Stedingk, K. (2010): Gold und Platingruppenminerale in Kiessanden der mittleren Saale und Weißen Elster, Sachsen-Anhalt. Glückauf 146, Vol. 11, 565-570

Wolf, D., Rollinson, G., Borg, G., Stedingk, K. (2010): Wertminerale mittel- und oberpleistozäner Kiessande am Saale-Unterlauf. In: A. Hoppe, H. G. Röhling & C. Schüth (Hrsg.), GeoDarmstadt2010 – Geowissenschaften sichern Zukunft. SDGG, Heft 68, S. 614 (Abstract)

Wolf, D., Stedingk, K., Borg, G. (2009): Korrelation der saalezeitlichen Kiessande im südlichen Sachsen-Anhalt anhand von Schwermineraluntersuchungen. In: G. Borg, K. Friedrich, M. Frühauf, C. Gläßer, H. Heinisch, W. Kühling, C. Lempp, H. Pöllmann, N. Protze, K.-H. Schmidt, W. Thomi & P. Wycisk (Hrsg.), 87. Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft vom 13.-16. September 2009 an der Martin-Luther-Universität Halle Wittenberg. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Bd. 31, S. 266 (Abstract)

Halle (Saale), 06.04.2017

Danilo Wolf