

**Der Einfluss von Vulkanausbrüchen auf die  
Vegetationsentwicklung und die agrarische Nutzung seit dem  
Weichselspätglazial in Ostanatolien anhand von palynologischen  
Untersuchungen an lakustrinen Sedimenten des Vansees (Türkei)**

**Dissertation**

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn

vorgelegt von

**Nils Riedel**

aus

Essen

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der  
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Gutachter: Prof. Dr. Thomas Litt
2. Gutachter: PD Dr. Norbert Kühl

Tag der Promotion: 12.01.2012  
Erscheinungsjahr: 2012

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung .....	5
2. Arbeitsgebiet .....	6
2.1 Räumliche Einordnung .....	6
2.2 Geologie .....	7
2.2.1 Überblick .....	7
2.2.2 Quartärer Vulkanismus .....	8
2.3 Klima .....	11
2.4 Hydrologie und Sedimentologie des Vansees .....	12
2.5 Vegetation.....	14
2.6 Vegetations- und klimageschichtlicher Überblick seit dem Weichselhochglazial.....	16
2.7 Vor- und frühgeschichtliche Besiedlung und Landwirtschaft im Vanseegebiet .....	20
3. Stand der Forschung.....	24
3.1 Vulkanismus und Vegetation.....	24
3.2 Vulkanische Störungen.....	25
3.3 Palynologische Untersuchungen zu Vegetationsstörungen durch Vulkanismus.....	31
3.4 Auswirkungen von Vulkanismus auf die Agrarnutzung .....	34
3.5 Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf Seesedimente.....	34
4. Methodologie .....	36
4.1 Störungseignisse und Proxysignale: Ökologie, Paläoökologie und die Untersuchung von Veränderungen in Ökosystemen .....	36
4.2 Zur Theorie der Pollenanalyse: Grundlegende Aspekte von Pollengehalten als Indikatoren vergangener Vegetationszustände .....	38
5. Material und Methoden .....	42
5.1 Voruntersuchung und Kernbohrungen .....	42
5.2 Probenentnahme und Dokumentation .....	42
5.3.1 Laborarbeit und Analytik.....	42
5.3.2 Zonierung der Pollenvergesellschaftungen.....	44
5.5. Untersuchung der Sedimente.....	44
6. Ergebnisse .....	47
6.1 Herkunft der Tephren .....	47
6.2 Pollenanalytische und warvensedimentologische Ergebnisse .....	48
7. Diskussion .....	79
7.1 Messartefakte und Fehler .....	79
7.2 Eruptionsformen und Auswurfmaterial .....	80
7.3 Diskussion der palynologischen und warvensedimentologischen Befunde.....	81
7.4 Mögliche Ursachen für die Veränderungen im Pollensignal.....	82
7.5 Tephra 3: Diskussion der Eruptionsauswirkungen.....	86
7.6 Wiederbesiedlung .....	90
7.7 Diskussion der Sedimentationsraten im Hinblick auf die Veränderungen des Pollensignals.....	95
7.8 Auswirkungen des Nemrut-Ausbruchs 2.650 BP auf die agrarische Nutzung im Vanseebecken .....	97

8. Abschließende Zusammenfassung und Bewertung.....	101
9. Literatur.....	103
10. Anhang.....	124
Danksagung.....	128

## 1. Einleitung

Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf natürliche und anthropogene Systeme sind im Rahmen von ökologischen und Risk-Assessment-Studien seit langem im Fokus der Forschung (Blong 1984; Dale et al. 2005b; Tilling 2005). Insbesondere die Untersuchungen nach dem Ausbruch des Krakatau (1883, Indonesien) und des Mount St. Helens (1980, USA) brachten eine Vielzahl neuer Erkenntnisse zu Auswirkungen katastrophaler Ereignisse und zu Ablauf, Form und zeitlicher Dauer anschließender ökologischer Sukzessionen.

Im Gegensatz zu rezentökologischen Untersuchungen, die Zustände und Veränderungen von Ökosystemen und Biozönosen direkt untersuchen können, muss die Paläoökologie auf Stellvertreterdaten (Proxydaten) zurückgreifen, um Umweltzustände der Vergangenheit erfassen zu können. Auch wenn Proxydaten hinsichtlich ihres zeitlichen und räumlichen Auflösungsvermögens in der Regel gegenüber direkt gewonnenen Messdaten zurückstehen, bieten sie jedoch den Vorteil, dass Veränderungen von Umweltzuständen über lange Zeiträume hinweg untersucht werden können (Gould 1976; Schoonmaker & Foster 1991).

Die quantitative Analyse fossiler Pollen stellt heutzutage das wichtigste Instrument zur Rekonstruktion von Vegetationsveränderungen in der Vergangenheit dar. Unter Verwendung der Pollenanalyse konnten nicht nur Erkenntnisse zu Veränderungen des Klimas und von Arealveränderungen verschiedener Pflanzenarten, insbesondere im Quartär, gewonnen werden, sondern auch der Einfluss des Menschen auf die Landschaft seit dem Neolithikum nachgezeichnet werden (Berglund & Ralska-Jasiewiczowa 1986; Lang 1994). Ablagerungen in Seen stellen bedeutende Archive von Umwelt- und Klimaproxydaten, so auch fossiler Pollen, dar. Im Rahmen paläoklimatischer Studien konnten in den letzten Jahrzehnten jahreszeitlich geschichtete Sedimentprofile aus Seen gewonnen werden, die hervorragende Möglichkeiten der zeitlichen Datierung und chronostratigraphischer Einordnung historischer und prähistorischer ökologischer Veränderungen ermöglichen. Hierdurch wurde es auch möglich rasche Umweltveränderungen auf Grund rapider Klimaveränderungen oder geogener Ereignisse zeitlich extrem hochauflösend ( $< 10$  a) zu untersuchen (Brauer et al. 1999; Litt 2004).

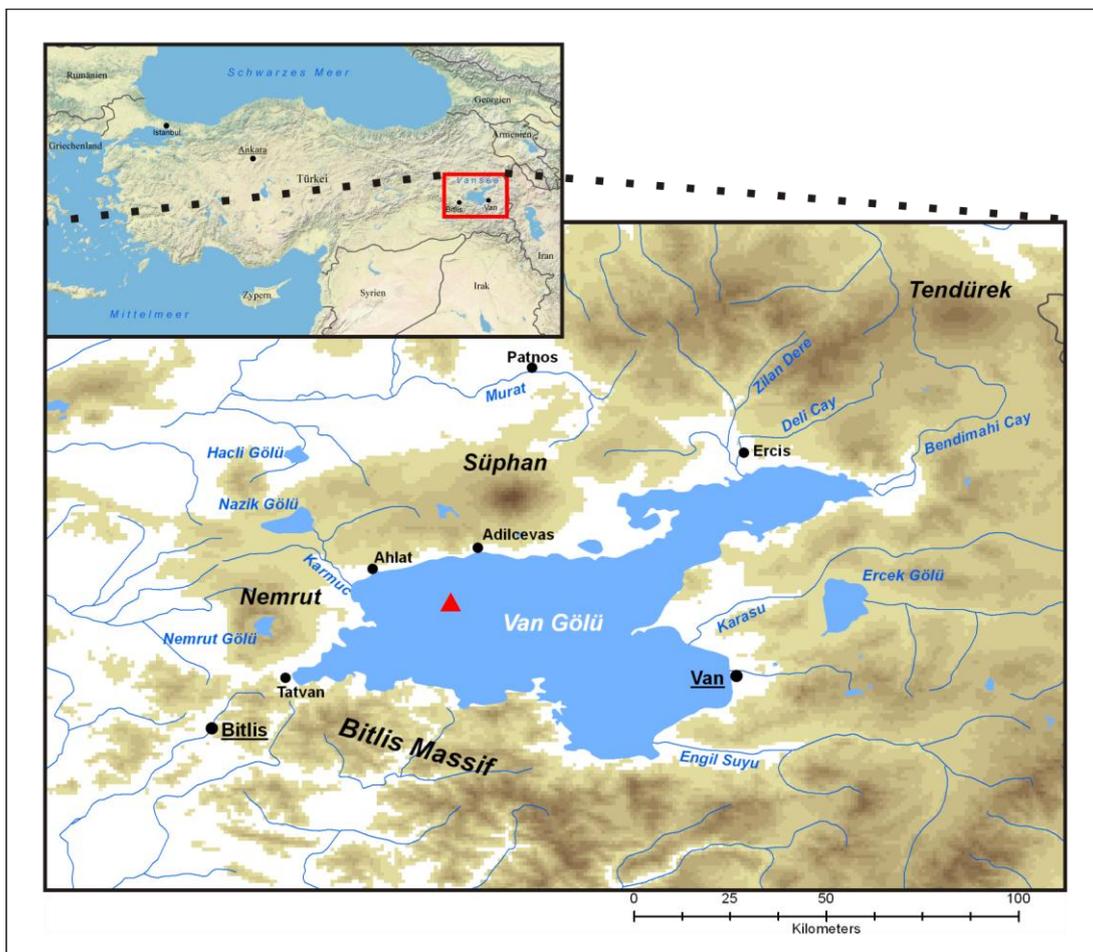
Im Rahmen der Voruntersuchung zu einer Bohrkampagne des DFG-Schwerpunktprogramms „Internationales Kontinentales Bohrprogramm“ konnte im Jahr 2004 durch die Arbeitsgruppe Paläobotanik des Steinmann-Instituts der Universität Bonn unter Leitung von Prof. Dr. Thomas Litt ein Bohrprofil in den Sedimenten des Vansees (Ostanatolien, Türkei) abgeteuft werden. Dieses Sedimentprofil deckt bei einer Länge von 10 m etwa die vergangenen 20.000 Jahre ab. Die holozänen und teilweise auch die spätglazialen Bereiche des Profils sind jahreszeitlich geschichtet und ermöglichen zeitlich hochauflösende Untersuchungen der Umwelt- und Klimazustände der letzten Jahrtausende (vgl. Litt et al. 2009). Neben der Klimageschichte lag ein Hauptaugenmerk der Untersuchungen auf der Rekonstruktion der vulkanischen Eruptivphasen, die in den Sedimenten des Vansees in Form von Tephralagen überliefert sind, und ihrer ökologischen Auswirkungen. Die vorliegende Dissertation befasst sich mit dem Einfluss prähistorischer vulkanischer Eruptionen auf die Vegetation und Landwirtschaft des Vanseegebietes.

Diese Dissertation wurde durch ein Graduiertenstipendium der Friedrich-Naumann-Stiftung für die Freiheit aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung gefördert.

## 2. Arbeitsgebiet

### 2.1 Räumliche Einordnung

Der Vansee (türk. *Van Gölü*) befindet sich in der türkischen Region Ostanatolien in den Provinzen Van und Bitlis etwa 80 km westlich der türkisch-iranischen Grenze. (Karte 2.1.1) Der Seespiegel liegt auf einer Höhe von 1674 m ü. NN. Der See besitzt eine Länge von WSW nach ENE von 130 km, seine Oberfläche beträgt etwa 3570 km<sup>2</sup> bei einem Volumen von 607 km<sup>3</sup>. Die maximale Tiefe liegt bei 451 m, sie befindet sich im westlichen Teil des Sees (Litt et al. 2009). Der Vansee füllt den östlichen Teil des Mus-Beckens aus. Im Norden, Nordosten und Nordwesten des Sees grenzt ein schwach reliefiertes Hochplateau an. Nördlich und westlich des Sees befinden sich quartäre Vulkanbauten, so der Süphan (4058 m ü. NN) im Norden und der Nemrut (2948 m ü. NN) im Westen. Vom Südufer des Sees ragt, als östlicher Teil des Anti-Taurus, das Bitlis-Massiv steil auf, dessen höchste Erhebungen bis über 3500 m ü. NN hoch sind. Im Osten des Sees zieht sich dieser Gebirgszug bis in den Iran weiter, der hier jedoch vom Ufer des Vansees durch eine etwa 15 km breite Ebene getrennt ist. In der Umgebung des Sees befinden sich mehrere Städte. Hiervon sind Van (496.000 Ew.), Ercis (74.000 Ew.), Bitlis (61.000 Ew.), Tatvan (58.000 Ew.) und Ahlat (20.000 Ew.) die größten (www.turkstat.gov.tr).



Karte 2.1.1: Räumliche Lage und topographische Gliederung des Untersuchungsgebietes. Dargestellt sind Höhen über 1800 m ü. NN. Rotes Dreieck kennzeichnet Lage des Bohrpunktes Ahlat-Ridge. Kartengrundlage: © ESRI 2011.

## 2.2 Geologie

### 2.2.1 Überblick

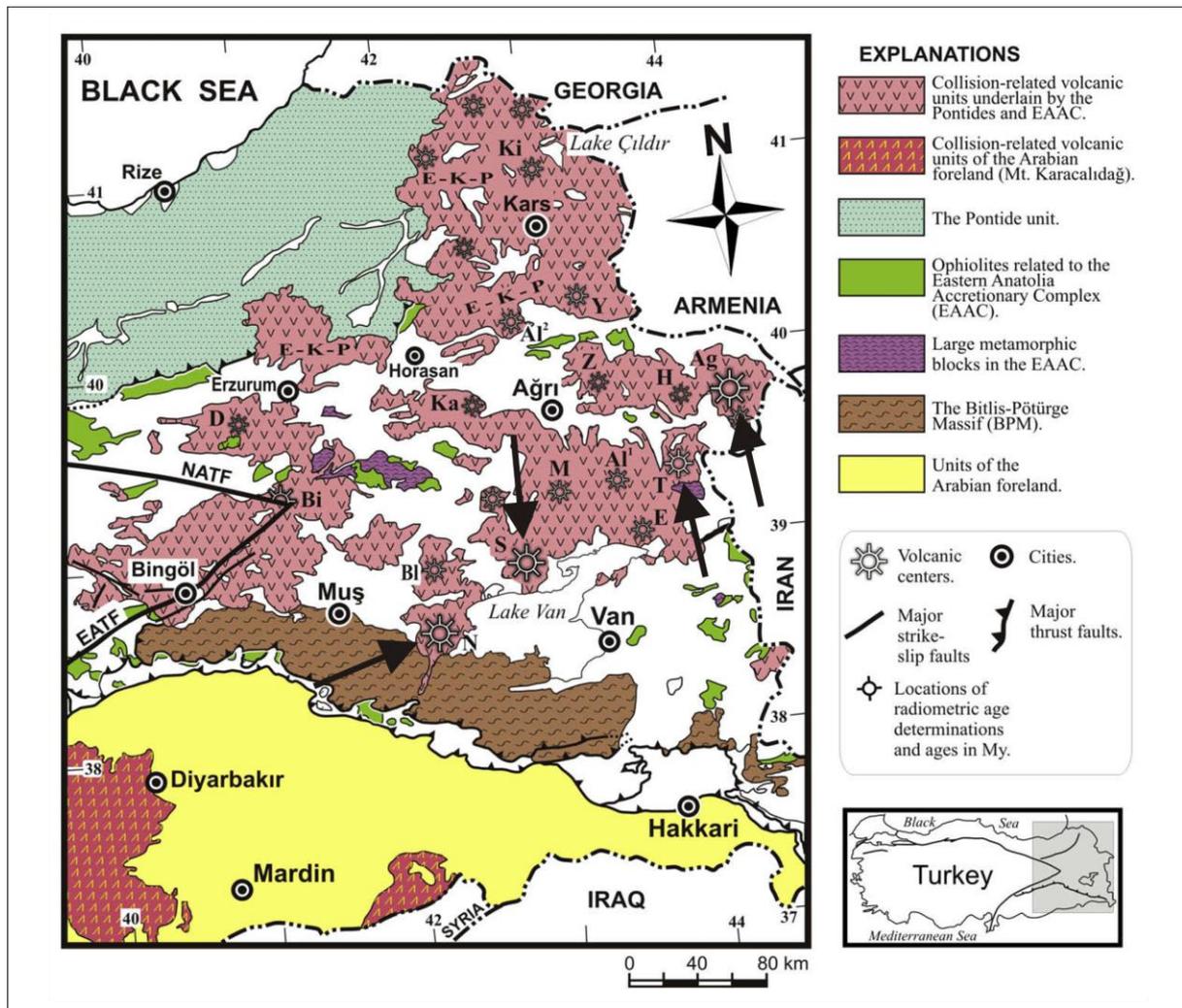
Ostanatolien stellt als Teil des alpidischen Orogens eine junge aktive Kollisionszone zwischen dem Sakarya-Terran und dem Sanandaj-Sirjan-Terran im Norden, dem Anatolid-Terran im Zentrum und der Arabischen Platte im Süden dar (Pearce et al. 1990; Sengör et al. 2003; Keskin 2007). Von Südosten nach Nordwesten durchzieht die Nordanatolische Transformstörung das Vanseebecken und trennt Anatolid-Tauriden im Südwesten vom Sanandaj-Sirjan-Terran im Nordosten. Westlich des Vanseebeckens befindet sich die Ostanatolische Faltenzone. Südlich des Bitlis-Massivs verläuft die Zagros-Sutur, die im Westen in die Assyrische Sutur übergeht (Özdemir et al. 2006). Die Assyrische Sutur und die Ostanatolische Faltenzone vereinigen sich in der Karlioiva-Triple Junction mit dem Jordangraben (Yilmaz et al. 1998; Angus et al. 2006). Insgesamt lässt sich Ostanatolien in fünf verschiedene tektonische Blöcke unterteilen (Keskin 2007). Im Nordwesten des Gebiets befindet sich das Sakarya-Fragment, als Teil des Rhodopen-Pontiden-Komplexes, das dem nordwestlichen Teil des Erzurum-Kars-Plateaus zuunterst liegt und aus Graniten und Gneisen aufgebaut ist, die von Vulkaniten überdeckt sind. Die Basis des östlichen Teils des Erzurum-Kars-Plateaus bildet das nordwestliche Sanandaj-Sirjan-Terran. Südlich des Aras, im Zentrum des Ostanatolischen Hochplateaus, liegt der Ostanatolische-Akkretionskomplex (EAAC). Der EAAC ist nicht nur während der Kontinent-Kontinent-Kollision stark deformiert worden, sondern war auch Ort intensiver, kollisionsinduzierter vulkanischer Aktivität (Keskin 2003). Er besteht aus kretazischen Ophioliten und paläogenen Flyschsequenzen. Neue Untersuchungen deuten darauf hin, dass im Bereich des Akkretionskomplexes der lithosphärische Mantel fehlt oder stark ausgedünnt ist (Keskin 2007). An den EAAC schließt sich im Süden das Bitlis-Pörtürge-Massiv, als Teil des östlichen Anatolid-Tauriden-Terrans an. Das Bitlis-Pörtürge-Massiv ist aus Metamorphiten und Magmatiten aufgebaut. Das Vorland südlich des Taurus wird von der Arabischen Platte gebildet (Keskin 2007).

Hinsichtlich der anstehenden Gesteine kann das Vanseegebiet grob in drei Einheiten unterteilt werden. Südlich des Vansees an der Nordabdachung des Bitlis-Pörtürge-Massivs finden sich vor allem paläozoische Metamorphite. Hierbei treten zwischen Gevas und Gürpınar Marmore auf, während im westlichen Teil zwischen Tatlıca und Bitlis Gneise und Amphibolite vorherrschen (Altınli et al. 1961; Altınli 1964). Das Gebiet östlich des Vansees ist geprägt durch Ablagerung der Tethys aus der oberen Kreide bis zum oberen Miozän. Im Norden und Westen des Vansees werden die Tethyssedimente von quartären Vulkaniten überlagert (Altınli 1964).

Durch die Kollision begann ab dem mittleren Miozän die Hebung des Gebietes, die zur Entstehung des Iranoanatolischen Hochplateaus führte (Sengör et al. 2003). Zeitgleich mit der Hebung begann die vulkanische Aktivität im Gebiet, die bis heute anhält und in deren Folge etwa Zweidrittel des Gebiets mit vulkanischem Material bedeckt sind.

Die geologische Genese Ostanatoliens lässt sich nach Keskin (2003) zeitlich in sechs Abschnitte gliedern.

Im Zuge der alpidischen Orogenese setzte wahrscheinlich bereits in der oberen Kreide die Subduktion der Arabischen Platte unter das östliche Anatolid-Tauriden-Terran ein. Diese ging einher mit vulkanischer Tätigkeit und führte zur Bildung des Bitlis-Portürge-Inselbogens, der heute das Bitlis-Massiv bildet. Zwischen dem späten Eozän und frühen Oligozän erfolgte schließlich der Kontakt des EAAC mit dem Bitlis-Portürge-Inselbogen, wodurch dieser Teil der Tethys abgeschnitten wurde. Zeitgleich endet der Vulkanismus in diesem Gebiet (Sengör et al. 2003).



Karte 2.2.1: Geologische Einheiten Ostanatoliens. Pfeile: in der vorliegenden Arbeit besprochene pleistozäne vulkanische Komplexe, sowie der Ararat. N = Nemrut, S = Süphan, T = Tendürek, Ag = Ararat. Quelle: Keskin (2007)

Während des späten Oligozän bis zum frühen Miozän setzte die Bewegung des Sakarya-Terrans von Nord nach Süd ein. Der Ostanatolische Akkretionskomplex verkürzte sich in Nord-Süd Richtung und hob sich über den Meeresspiegel der Tethys. Mit fortschreitender Bewegung des Sakarya-Terrans nach Süden und der Arabischen Platte nach Norden riss im mittleren Miozän ein großer Teil des lithosphärischen Mantels der Anatolid-Tauriden im Bereich des Bitlis-Pörtürge-Massivs ab und tauchte nach Norden in die Asthenosphäre ein. Zwischen dem abgetrennten Stück und dem Bitlis-Pörtürge-Massiv im Süden, sowie dem Pontiden-Fragment im Norden stieg Mantelmaterial auf. Hierdurch hob sich der Ostanatolische Akkretionskomplex endgültig auf die heutige Höhe. Dieser Prozess ging einher mit erheblicher vulkanischer Tätigkeit auf dem Ostanatolischen Akkretionskomplex (Keskin 2007). Vulkanismus und Erdbeben­tätigkeit halten bis heute an.

## 2.2.2 Quartärer Vulkanismus

In der Umgebung des Vansees finden sich mehrere Vulkankomplexe quartären Alters, von denen auf Grund der Größe ihrer Vulkangebäude der Nemrut, der Süphan, der Tendürek und der Ararat (v. SW n. NO) besonders hervorstechen. Der Ararat befindet sich etwa 100 km von

Nordostufer des Vansees entfernt und hat zumindest im hier untersuchten Zeitraum keine Tephren in den Sedimenten des Vansees abgelagert (Sumita & Schmincke 2009).

Gemeinsam ist allen quartären vulkanischen Zentren in Ostanatolien, dass sie sowohl basische als auch saure Magmen fördern und eine große chemische Variabilität aufweisen. Geochemische und Isotopendaten zeigen, dass alle quartären Vulkankomplexe Ostanatoliens ihr Magma aus dem subkontinentalen lithosphärischen Mantel beziehen (Pearce & Peate 1995; Yilmaz et al. 1998). Die chemische Heterogenität des Materials erklärt sich teilweise über Verunreinigungen aus Lithosphärenmaterial, die auf dem Weg der Schmelze durch die kontinentale Kruste entstanden sind (Yilmaz et al 1998).

## **Nemrut**

Der Nemrut ist von allen Vulkanen der Region hinsichtlich seines geologischen Aufbaus und seiner Eruptionshistorie am besten erforscht. Seine Höhe über NN beträgt 2948 m. Er weist eine Caldera mit einer Ausdehnung von 8,5 auf 7 km auf. In der Caldera befinden sich mehrere Seen, von denen der größte mit einer Fläche von etwa 12 km<sup>2</sup> der Nemrut Gölü ist (Ulusoy et al. 2008). Die ältesten Laven sind fissur-geförderte Basalte, die auf ein Alter von etwa 2,5 (Ercan et al. 1990) bzw. 1,2 Mio. Jahren datiert wurden (Pearce et al. 1990). Die jüngsten Eruptionen sind durch historische Aufzeichnungen belegt. Sie fanden im Jahr 1441 (Aydar et al. 2003), 1597 (Ulusoy et al. 2008), 1692 und 1881 (Karakhanian et al. 2002) statt. Von den jüngsten Eruptionen ist über die Warvendatierung (Lemcke 1996) der Sedimentbohrkerne des Vansees lediglich die Eruption von 1441 als Tephra im Sedimentkörper nachweisbar (Tephra 1, Litt et al. 2009).

Mittelpleistozäne Eruptionen des Nemrut werden ebenfalls als Erklärung für die heutige Ausprägung des Vansees als Terminalgewässer herangezogen. Hiernach hätten massive Ablagerungen vulkanischer Eruptiva den einzigen Ausfluss des Vansees zum Euphrat abgeschnitten (Degens et al. 1984; Litt et al. 2009; Sumita & Schmincke 2011).

Die Entstehung des Vulkangebäudes durchlief mehrere Phasen (Yilmaz et al. 1998; Aydar et al. 2003). In der ersten Phase (Prä-Caldera-Stufe) baute sich das Vulkangebäude auf, wobei zuerst Spalteneruptionen mit Basaltförderung vorherrschten. Später wurden vornehmlich rhyolithische und trachytische Laven gefördert, die Lavadome bildeten. An diese Konstruktionsphase schloss sich eine Zerstörungsphase an, während dieser änderte sich die Eruptionsform von effusiv zu plinianisch. Auf die explosive Tätigkeit folgte der Kollaps der Magmenkammer und die Entstehung der Caldera. Die Postcaldera-Phase ist gekennzeichnet durch Intracaldera- und Flankeneruptionen mit explosiver und effusiver Tätigkeit. Die geförderten rhyolithischen und trachytischen Laven bilden die heutigen Domstrukturen in der Caldera und an den Flanken des Nemrut (Yilmaz et al. 1998). Ercan et al. (1990) datieren Ignimbrite, die der Calderabildung zugeordnet werden, auf etwa 0,31 Mio. Jahre. Das Alter des Intracalderavulkanismus beträgt nach Nagao et al. (1989) zwischen  $0,02 \pm 0,01$  Mio. a und  $< 10$  ka. An die Postcaldera-Phase schließt die Spätphase an. In dieser Phase traten sowohl explosive als auch effusive Eruptionen auf. Nach Aydar et al. (2003) und Özdemir et al. (2006) traten die Ausbrüche vor allem entlang einer Spaltenzone an der Nordflanke des Nemrut und dem darauf lokalisierten Sivritepe, einem Nebenkrater des Nemrut, auf. Neuere Untersuchungen der holozänen Tephren von Sumita & Schmincke (2008) deuten jedoch auf plinianische und subplinianische pyroklastische Intracalderaeruptionen hin, die zur Ablagerung des vulkanischen Materials in den Seesedimenten des Vansees führten.

## **Süphan**

Der Süphan, am nördlichen Ufer des Vansees gelegen, ist ein Stratovulkan und mit 4158 m ü. NN (Yilmaz et al. 1998) der zweithöchste Berg der Türkei. Der Süphan befindet sich auf zwei großen Störungszonen, die in Richtung NNE-SSW und WNW-ESW verlaufen. Der Beginn der vulkanischen Tätigkeit erfolgte wahrscheinlich vor etwa 2 Mio. Jahren (Innocenti et al.

1976) und dauerte bis in das Frühholozän an. Yilmaz et al. (1998) unterscheiden drei Phasen in der Entstehung des Vulkangebäudes. Die ersten vulkanischen Tätigkeiten erfolgten entlang von transtensionalen Falten. Wahrscheinlich herrschten bereits von Beginn an plinianische Eruptionen vor. In der zweiten Phase setzte die Bildung des vulkanischen Kegels mit der Förderung basaltischer und andesitischer Laven und alternierender explosiver Förderung von Aschen bzw. Pyroklastika ein. Die in dieser Phase geförderte Lava bedeckt eine Fläche von etwa 300 km<sup>2</sup> (Yilmaz et al. 1998). Gegen Ende dieser Phase bildete sich der eigentliche Dom, der aus rhyolithischen und dazitischen Laven besteht. In der dritten Phase traten Eruptionen aus Fissuren an den Flanken des Süphan auf. Zudem bildeten sich parasitische Kegel und Aschekegel auf der südlichen und der nordöstlichen Vulkanflanke. Das auf der südlichen Flanke liegende Aygir-Maar entstand aller Wahrscheinlichkeit nach in der späten Phase der Flankeneruptionen (Yilmaz et al. 1998).

## **Tendürek**

Im Gegensatz zu Nemrut und Süphan ist der Tendürek ein Schildvulkan. Er erreicht eine Höhe von 3584 m und nimmt eine Fläche von etwa 650 km<sup>2</sup> ein. Der Tendürek besitzt zwei deutlich ausgeprägte Krater, von denen der östliche der ältere ist. Wie auch beim Nemrut und Süphan begann die vulkanische Tätigkeit mit weitflächig verteilten Spalteneruptionen, die vornehmlich trachytische Eruptiva produzierten. Die Förderung trachytischer Lava hielt auch in der anschließenden Phase der Kegelbildung an. Ercan et al. (1990) datieren den Beginn diese Phase mit vor etwa 0,7 Mio. Jahren. In der Klimaxphase bildete sich die heutige Form des Tendürek. Große Mengen basaltischer Lava wurden produziert und ergossen sich in die umgebenden Gebiete. An die Klimaxphase schloss sich eine Phase an, in der vornehmlich Flankeneruptionen auftraten. Während dieser Periode entstand eine Nord-Süd orientierte Spalte, aus der trachytische Lava austrat und verschiedene Dome formte. Gegen Ende dieser Phase traten vermehrt explosive Ausbrüche auf, die große Mengen Tephra ablagerten. In der finalen Phase der Aktivität kam es noch einmal zu mehreren großen Ausbruchereignissen, von denen die letzte um etwa 2.500 BP (Ercan et al. 1990) erfolgte. Diese Eruption produzierte die großflächigen Lavaablagerungen im südwestlichen Teil des Tendürek. Der letzte historisch überlieferte Ausbruch fand im Jahre 1855 statt (Karakhanian et al. 2002).

In den bisher durchgeführten Bohrkampagnen im Vansee (Stand Mai 2010) konnten Sedimentkerne abgeteuft werden, die eine maximale Länge von 10 m erreichten. Nach den von Kempe (1977) und Lemcke (1996) durchgeführten Warvendatierungen, sowie den von Litt et al. (2009) angenommenen Sedimentationsraten für die spät- bis hochglazialen Ablagerungen, erreichen die in der Bohrkampagne 2004 gewonnenen Kerne ein Alter von etwa 20.000 Jahren. Die Kerne der Bohrung 2004 enthalten insgesamt 16 Tephren (Litt et al. 2009).

## 2.3 Klima

Das Klima Anatoliens ist hauptsächlich geprägt durch die Verläufe der Westwinddrift im Norden und Nordwesten und der subtropischen Hochdruckzone im Süden (Akcar & Schlüchter 2005).

Die Sommer sind generell heiß und trocken, die Winter kalt und schneereich. Die Winter sind von der Ausdehnung der sibirischen Hochdruckzone geprägt, während die Sommer vom Verlauf der nordöstlichen Passatzzone bestimmt werden. Neben den großräumigen Zirkulationssystemen bestimmen vor allem physiographische Faktoren die Niederschlagsverteilung in Anatolien (Türkes 1996). Das Mittelmeer und das Schwarze Meer steuern die Verläufe der Zyklone, während die vor allem Ost-West ausgerichteten Gebirgszüge orographische Barrieren bilden und das ostanatolische Hochland von Niederschlägen abschirmen. Die Niederschläge sind deshalb meist konvektiven Ursprungs (Kadioglu 1997, 2000). Im Frühjahr und Herbst hingegen sorgen Zyklone aus dem Zyperntief für Niederschlagsmaxima. Das Gebiet des Vansees weist einen starken SW-NO gerichteten Niederschlagsgradienten auf. Die höchsten Niederschläge im Jahresmittel verzeichnet Bitlis mit über 1200 mm, während Van einen durchschnittlichen Niederschlag von unter 400 mm pro Jahr aufweist (Abb. 2.3.1, Turkish State Meteorological Service 2009, [www.dmi.gov.tr](http://www.dmi.gov.tr)). Die Differenz zwischen Sommer- und Wintertemperatur beträgt bis zu 30° C, somit kann das Klima generell als kontinental angesehen werden (Schweizer 1975), nur im Einflussbereich des Vansees ist die Jahresamplitude niedriger, da der große Wasserkörper des Sees abmildernd wirkt. Nach den Klimamesswerten können die Monate Juni bis September generell als arid angesehen werden, die Monate Dezember bis März als Frostmonate. Die bodennahen Windverhältnisse im Gebiet des Vansees zeichnen sich durch relativ geringe Geschwindigkeiten im langjährigen Monatsmittel aus. Während in Bitlis die bodennahen Winde meist aus östlicher Richtung vorherrschen, wechselt die Windrichtung in Van im Verlauf des Jahres von E in den Herbst-, Winter- und Frühlingsmonaten auf W im Sommer (Tab. 10.1, Anhang). Die Messwerte der Klimastationen im Umland des Vansees zeigen einen überwiegenden Einfluss lokaler Windregime (Land-Seewind und Berg-Talwind) im Untersuchungsgebiet.

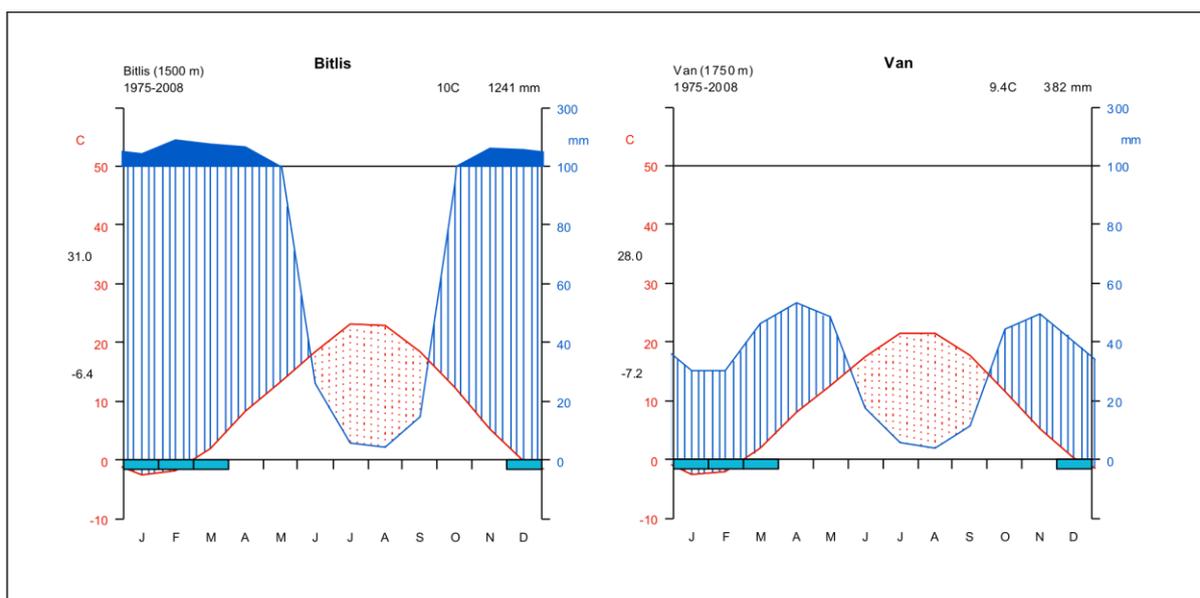


Abb. 2.3.1: Klimadiagramme der Stationen Bitlis und Van. Daten: Turkish State Meteorological Service 2010. Eigene Darstellung.

## 2.4 Hydrologie und Sedimentologie des Vansees

Der Vansee ist ein Terminalsee, d. h. er besitzt heute keinerlei Abflüsse. Schwankungen im Seespiegel sind somit ausschließlich über Zufluss und Verdunstung gesteuert.

Das Einzugsgebiet des Sees beträgt etwa 16.000 km<sup>2</sup>, hiervon nimmt die Wasserfläche des Vansees mit etwa 3570 km<sup>2</sup> ungefähr ein Viertel ein (Schweizer 1975). Der Vansee besitzt mehrere Zuflüsse (Karte 2.1.2), von diesen weisen der Zilan Dere, der Bendimahi Cay, der Engil Suyu, der Karasu und der Kotum Cayi die höchsten mittleren jährlichen Abflussraten auf (2.4.1). Abgesehen von Kotum Cayi entwässern die größten Zuflüsse die Gebiete nordöstlich und östlich des Vansees. Alle mit Pegeln ausgestatteten Flüsse zeigen ihre Abflussspitzen in den Monaten März bis Juni, da sie insbesondere von Schmelzwässern während und nach der Schneeschmelze gespeist werden (Schweizer 1975). In der Umgebung des Vansees finden sich noch weitere kleine Seen, die z. T., ebenso wie der Vansee selbst, soda- oder salzhaltige Terminalseen sind (Kempe 1977). Eine Besonderheit im Gebiet des Vansees ist, dass einige Gewässer bereits zur Zeit des Urartäischen Reiches zu Bewässerungszwecken gestaut oder umgeleitet wurden, so z. B. der Kesis Gölü und die Karstquelle bei Gürpınar (Belli 1999; Garbrecht 2004).

Der Seespiegel des Vansees unterliegt sowohl Schwankungen im Jahresverlauf mit einer Amplitude von etwa 50 cm (Schweizer 1975; Sen et al. 2000) als auch langjährigen Schwankungen von ein bis zwei Metern (vgl. Kadioglu et al. 1997). Wie auch bei vielen anderen Seen im Ostmediterraneanraum schwankte der Seespiegel des Vansees erheblich innerhalb der letzten Jahrzehnttausende. Hiervon zeugen fossile Seeterrassen im Uferbereich (Schweizer 1975; Kempe et al. 2002; Akca et al. 2008; Kuzucuoglu et al. 2010).

Name	Durchschnittl. Zuflussmenge (m <sup>3</sup> /s)	Lage (Provinz)	Messperiode
Zilan Dere	11,35	NO (Van)	1960/61-67/68
Bendimahy Cay	10,63	NO (Van)	1964/65-66/67
Engil Suyu	8,44	SO (Van)	1960/61-66/67
Karasu	3,81	O (Van)	1963/64-66/67
Kotum Kayi	2,48	SW (Bitlis)	1964/65-67/68
Süfresor	1,36	NW (Bitlis)	1962/63-66/67
Deli Cay	1,18	NO (Van)	1960/61-67/68

Tab. 2.4.1: Zuflüsse des Vansees. Quelle: Schweizer 1975; Kempe 1977.

Die Tatsache, dass Wasser aus dem Vansee ausschließlich über Verdunstung entweichen kann und seine Zuflüsse zum großen Teil vulkanisch geprägtes Gebiet entwässern, hat zu einer starken Anreicherung von Salzen und Soda (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) im Seewasser geführt (Kempe 1977). Das Wasser des Vansees weist einen pH-Wert von 9,8 und eine Salinität von 21,4 ‰ auf. Die Karbonate im Seewasser sind gegenüber dem Meerwasser um den Faktor 100 angereichert (Lemcke 1996). Abgesehen von einer pelagischen Fischart (*Chalcalburnus tarichi*; Cyprinidae), die hauptsächlich in den Uferregionen bzw. an den Zuflüssen lebt, gibt es im See auf Grund der hohen Alkalinität des Seewassers keine makroskopischen tierischen Organismen bzw. keinen Makrozoobenthos (Kempe et al. 1991; Danulat & Kempe 1992; Sari 2008).

Die bisher untersuchten Ablagerungen aus dem Vansee weisen für die letzten ca. 14.500 Jahre eine zyklische Sedimentation auf (Landmann et al. 1996; Litt et al. 2009). Diese zeigt sich

makroskopisch als Lamination bzw. Warvierung. Kempe (1977) gibt die Struktur der Warven als vierlagig an, die sich makroskopisch auf zwei Hauptlagen verteilen. Die beiden Hauptlagen werden in der Regel als Winterlage (dunkel, organisch/klastisch) und Sommerlage (hell, aragonitisch) angesprochen.

Die zyklische Sedimentation der Vanseesedimente, also die Warvenbildung, wird grundsätzlich durch den (1.) Wasserzufluss in den Vansee und (2.) durch die Verdunstung an der Seeoberfläche gesteuert (Kempe 1977; Lemcke 1996). Warven dieses Typs werden allgemein als Evaporite bezeichnet und unterscheiden sich grundlegend von Warven des glazigenen Typs, wie sie erstmals von De Geer (1912) beschreiben wurden (Fischer 1986; Anderson & Dean 1988; Warren 2006).

Der Aufbau der Warven spiegelt direkt den Verlauf des hydrologischen Jahres am Vansee wieder. Sowohl das für die Bildung der Warven notwendige  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  als auch die tonig-klastischen Bestandteile werden dem Seekörper über die Vorfluter zugeführt. Dies findet der Menge nach vornehmlich in den Monaten März und April (Niederschlagsmaximum) bzw. April bis Juni (Schneesmelze und Ablaufmaximum der Flüsse) (Kempe 1977; Lemcke 1996) statt. Das Frühjahr stellt den Beginn der terrestrisch-biologischen Produktion und den Beginn des Eintrages von Pollen in den See dar. Durch die Schmelzwässer wird gelöstes freies Ca in den um Karbonate angereicherten See eingetragen. Das Ca wird teilweise unmittelbar vor den Flussmündungen als Karbonat gefällt. Dies wird als so genanntes *whiting* sichtbar. Der größte Teil des Ca fällt im Laufe des Sommers in dem durch Verdunstung immer stärker an Ca übersättigten Oberflächenwasser aus und bildet die helle, karbonatische Warvenlage. Demgegenüber ist der Anteil der biogenen, d. h. über photosynthetische Aktivität z. B. von Algen gesteuerten, Karbonatfällung bei der Bildung der Sommerlage bisher nicht zu quantifizieren (pers. Ausk. T. Litt). Im Spätherbst und Winter sind die Zuflüsse stark reduziert, da der Niederschlag als Schnee fällt und sich akkumuliert. In dieser Zeit sedimentieren die im Wasser des Sees schwebenden organischen Partikel aus und bilden die unterste Schicht der dunklen Warvenlage (Lemcke 1996).

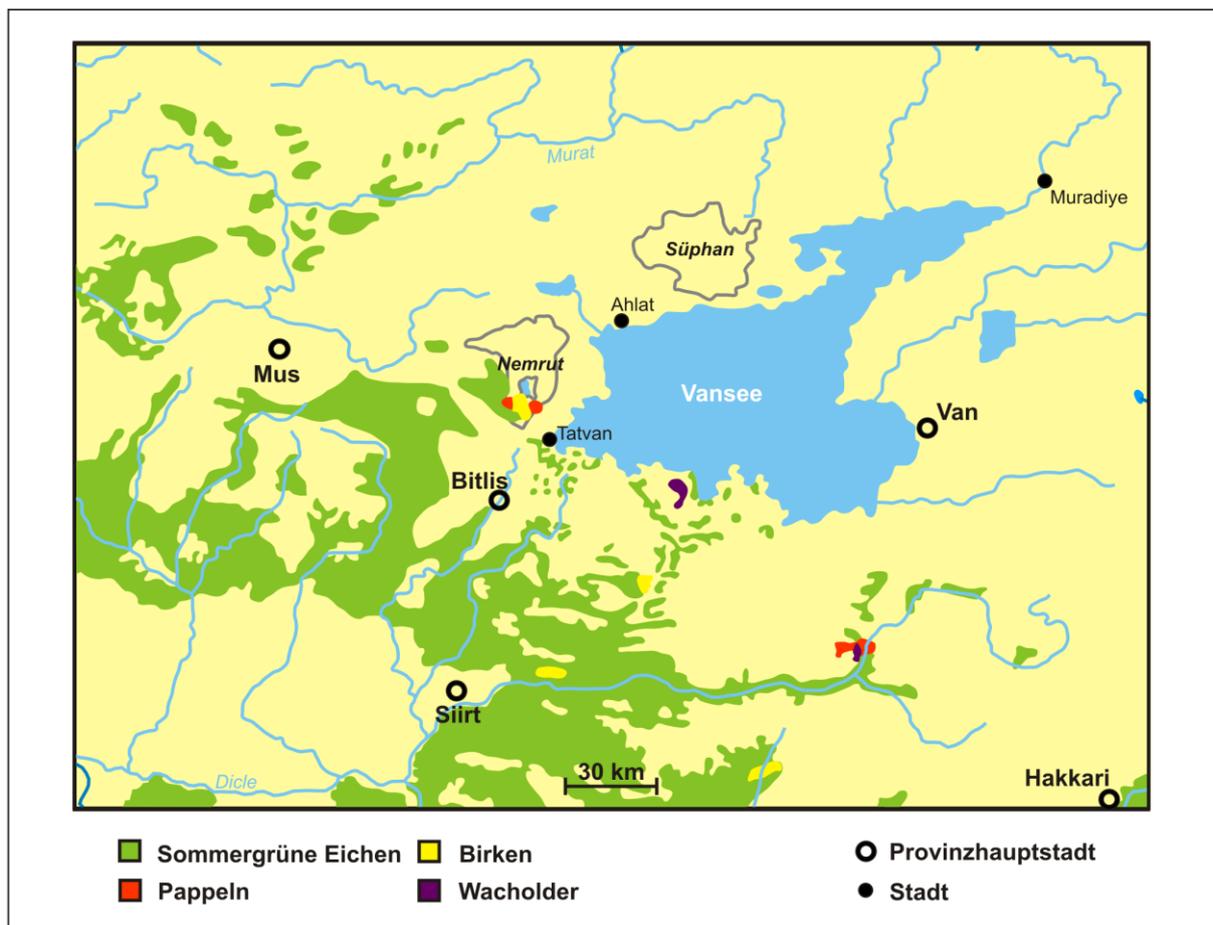
Die Sedimentationsraten, d. h. die Mächtigkeiten der einzelnen Warven, sind über kürzere Sedimentabschnitte relativ gleichmäßig und umfassen meist ein bis drei Warven pro mm (Lemcke 1996). Über längere Zeiträume können sich jedoch die Warvenmächtigkeiten zum Teil erheblich ändern. Untersuchungen an Evaporitwarven in spanischen Seen (Romero-Viana et al. 2008) und auch am Vansee (Hettler 2009) weisen den Einfluss von jährlichen Klimaschwankungen auf die Warvenmächtigkeiten nach. Neben klimatischen Faktoren können Änderungen in der Warvenmächtigkeit auch auf die Zunahme von Bodenabtrag im Einzugsgebiet eines Sees hinweisen (Cwynar 1978; Mangili et al. 2005).

Ungestörte Sedimentation findet vor allem in den tiefen Bereichen des Vansees statt. Hier wurden bei den Bohrkampagnen 1975, 1990 und 2004 die Profile mit den zeitlich am weitesten zurückreichenden Warvenfolgen erbohrt (Kempe 1977; Lemcke 1996; Litt et al. 2009). Die am besten erhaltenen Warvenfolgen, mit nur wenigen Unterbrechungen durch Rutschungsereignisse (Slumps) und Homogenite, konnten in der Bohrkampagne 2004 unter der Leitung von Prof. Dr. Th. Litt am so genannten Ahlat-Rücken im Nordwestteil des Sees (Karte 2.1.2) abgeteuft werden (Litt et al. 2009). Teile dieser Sedimentprofile wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersucht.

## 2.5 Vegetation

In der Türkei treffen grundsätzlich drei Florenregionen mit insgesamt vier Florenprovinzen aufeinander (Zohary 1973):

1. Die Eurosibirische Florenregion bestimmt mit der Pontischen Florenprovinz die Vegetation in Nord- und Zentralanatolien, sowie die Küstengebiete des Schwarzen Meeres.
2. Die Ostirano-Turanische Subregion greift mit der Irano-Anatolischen Florenprovinz von Südosten auf das Gebiet der Türkei über. Sie bestimmt maßgeblich die Vegetation im Osten und Südosten Anatoliens und ist durch die sog. Anatolische Diagonale (Davis 1965; 1971; Ekim & Güner 1986) von der Pontischen Florenprovinz in Zentralanatolien getrennt. Im äußersten Süden der Türkei im Grenzgebiet zu Syrien bestimmen zudem Elemente der Mesopotamischen Florenprovinz die Vegetation.
3. Elemente der Ostmediterranen Florensubregion treten an den Küsten der Ägäis im Westen und Süden der Türkei auf, auf Grund des recht schmalen Küstenstreifens ist die Mittelmeervegetation flächenmäßig relativ begrenzt. Lediglich im Westen der Türkei greift sie weiter auf das Landesinnere über.



Karte 2.5.1: Waldbestand im Untersuchungsgebiet. Umgezeichnet und verändert nach Gokmen (1962)

Zohary (1973) weist das Gebiet Ostanatoliens als Teil der Irano-Turanischen Florenregion aus, hierbei speziell dem Kaltsteppensektor Türkisch-Armeniens. Im Norden wird das floristische Gebiet durch eine virtuelle Linie zwischen Kars, Erzurum und Askale begrenzt. Im Westen reicht das Gebiet bis nördlich von Bingöl sowie durch Askale und Tortum. Im Süden erreicht die Zone den 39. nördlichen Breitengrad, im Osten ist die Grenze unscharf und koinzidiert etwa mit der Türkisch-Iranischen Grenze.

Die Vegetation wird bestimmt durch die landschaftlichen und klimatischen Charakteristika. Das Vanseegebiet ist durch seine Plateaus, die zwischen 1500 und 2500 m ü. NN hoch sind, charakterisiert. Aus dem Hochplateau erheben sich Berggipfel, die teilweise bis zu 5000 m Höhe ü. NN erreichen.

Einen generellen Überblick über die Vegetation des Vanseegebietes geben Louis (1939) und Walter (1956 a). Zohary (1973) beschreibt einen Transekt zwischen Elazig und Van. Detailliertere Informationen zur Zusammensetzung der Vegetation im direkten Einzugsgebiet des Vansees bieten die Veröffentlichungen von Mayer & Aksoy (1986), die Flora von Altiok & Behcet (2005) für die Umgebung von Bitlis, sowie die Untersuchungen von Karabacak & Behcet (2007) und Ünal & Behcet (2007) für die Nordostseite des Vansees.

Das Vanseegebiet stellt eine Übergangszone zwischen sommergrünen Laubwäldern und Steppen dar (Karte 2.5.1). Im Gebiet westlich des Vansees zwischen Bingöl und Tatvan herrscht Eichensteppenwald vor. Die Abstände zwischen den einzelnen Bäumen betragen nach Mayer & Aksoy (1986) etwa 20 bis 50 m. Dies konnte im Rahmen von Feldexkursionen des Verfassers dieser Arbeit in den Jahren 2008 und 2009 nicht bestätigt werden. Vielmehr treten die Waldbestände abhängig von der Exposition der Flächen in unterschiedlich großen, zusammenhängenden Beständen auf. Zohary (1973) beschreibt *Quercus brantii* als dominierende Eichenart, hierzu kommen *Q. mannifera*, *Q. boissieri*, *Q. petraea* ssp. *pinnatiloba*, *Q. pendunculiflora* ssp. *longipes*, *Q. libani*, *Q. infectoria*. Weitere in unterschiedlichen Anteilen zur Gehölzvegetation beitragende Gattungen sind: Pistazien (*Pistacia atlantica*, *P. eurycarpa*, *P. khinjuk*), Wacholder (*Juniperus oxycedrus*), Ahorn (*Acer monosperulanum*, *A. negundo*), Eschen (*Fraxinus angustifolia*), Tamarisken (*Tamarix smyrnensis*), Faulbaum (*Frangula alnus*) und verschiedene Rosaceen (*Amygdalus* spp., *Crataegus* spp., *Malus* spp., *Prunus* spp., *Pyrus* spp.) (Altiok & Behcet 2005). Pinaceen kommen heute im Gebiet des Vansees natürlicherweise nicht vor (Coode & Cullen 1965; Critchfield & Little 1966). Für den Nemrut liegt eine Beschreibung der Flora von Pesmen (1973) vor. Hiernach sind die Süd- und Ostflanken von Steppenvegetation bedeckt, wobei polsterbildende Astragalusarten dominieren, zudem kommen Gramineen und Prangosarten vor. Die Nord- und Westabdachungen sind hingegen mit laubwerfenden Gehölzen bewachsen, *Betula pendula*, *Populus tremula*, *Acer platanoides*, verschiedenen *Sorbus*- und *Quercus*-Arten, zudem *Corylus*, *Frangula*, *Euonymus*, *Juglans*, *Fraxinus*, sowie diverse Rosaceen. Pesmen (1973) führt diese Zweiteilung der Vegetation auf die starke Beweidung der Süd- und Ostflanken zurück, wohingegen die Nord- und Westflanken zu steil sind, als dass Schafe oder Ziegen dort weiden könnten. Die Steilflanken in der Caldera des Nemrut sind bestockt mit *Juniperus communis* ssp. *nana*. Am Grund der Caldera bilden *Betula pendula* und *Populus tremula* die Baumvegetation. In Anbetracht der Gehölzarten diskutiert Zohary (1973) die Zuordnung der ostanatolischen Steppenwälder zur Xero-Euxynischen Region, während er die Steppenelemente klar der Irano-Turanischen Florenregion zuweist.

Für die Steppenformationen des Gebiets liegen mehrere Beschreibungen vor. Zohary (1973) sowie Mayer & Aksoy (1986) ordnen die Steppen der Klasse der Artemisieta fragrantis anatolica zu. An der Ostseite des Vansees im Gebiet von Ercis ist sie durch *Artemisia austriaca*-*Vicia tenuifolia*-Assoziationen vertreten. Hiermit vergesellschaftet sind: *Gypsophyla*, *Cerastium*, *Silene*, *Stachys*, *Hypericum*, *Arenaria*, *Achillea*, *Rumex*, *Thymus*, *Alyssum*, *Thalictrum* u. a. Hamzaoglu (2006) stellt die Steppenassoziationen des Nemrut, Süphan und des Pirresit auf vulkanischem Untergrund zur *Astragalus aurei*-*Festuca caucasicae*-Allianz. Als Charakterarten der Allianz treten *Erigeron caucasicus*, *Festuca woronowii*, *Astragalus aureus*, *Vicia alpestris*, *Poa longifolia*, *Senecio pseudo-orientalis*, *Silene arguta*, *Nepeta transcaucasia* und *Cephalaria procera* auf. Diese Steppenformationen kommen in der subalpinen bis alpinen Zone zwischen 2400 und 3200 m ü. NN vor. Die Floren aus dem Bitlis-Tal und der Nordostseite des Vansees (Altiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007) zeigen die Artenzahlen der verschiedenen Pflanzenfamilien im

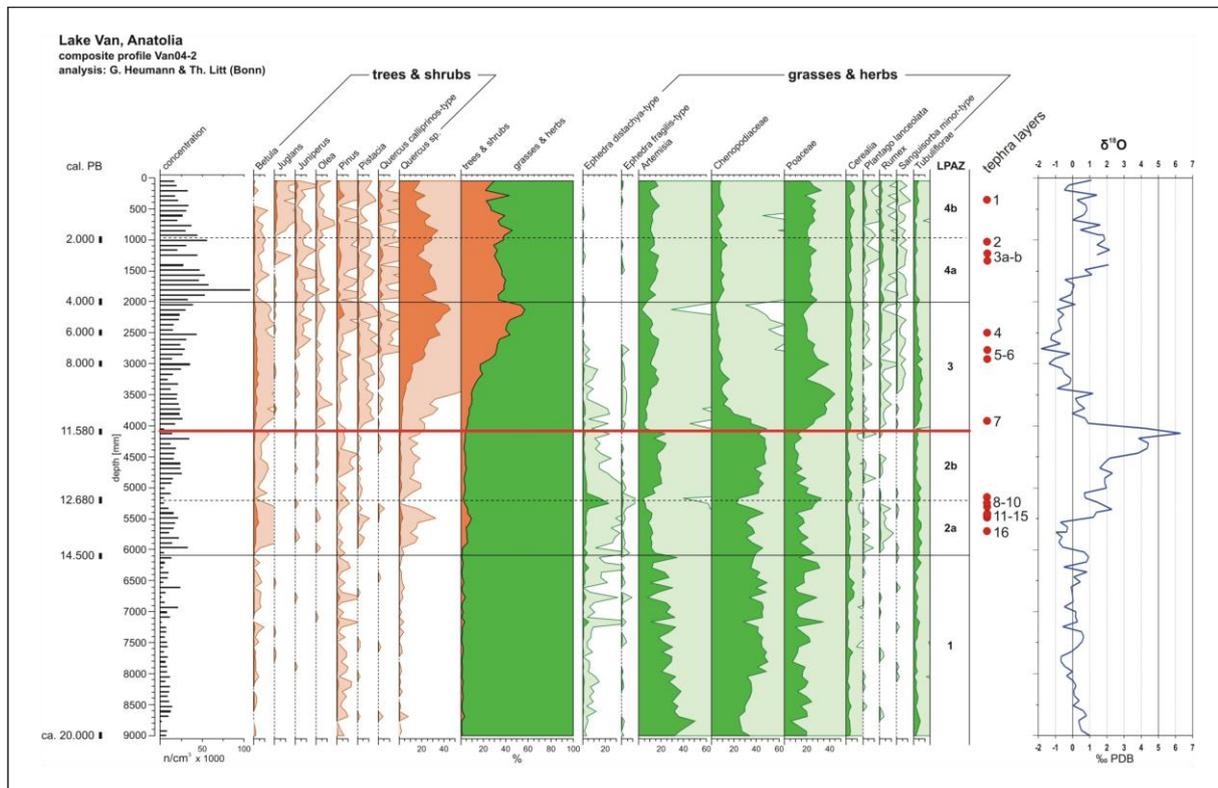
Gebiet. Hiernach sind die Asteraceen mit fast 200 Arten, Fabaceen mit 150 Arten, Brassicaceen mit über 100 Arten und Poaceen mit etwa 100 Arten vertreten (Abb. 10.2).

Die Vegetationsbeschreibung und die räumliche Zuordnung der Vegetation zu pflanzensoziologischen Einheiten wird vor allem durch die lang andauernde erhebliche anthropogene Überprägung erschwert (Walter 1956 a, b; Zohary 1973; Mayer & Aksoy 1986). Auf diese Problematik soll am Ende des folgenden Kapitels eingegangen werden.

## 2.6 Vegetations- und klimageschichtlicher Überblick seit dem Weichselhochglazial

In der Türkei und den angrenzenden Ländern wurden in den letzten 30 Jahren eine Vielzahl umweltgeschichtlicher Archive erschlossen, die einen umfassenden Überblick über die Vegetations- und Klimaentwicklung seit dem Ende des Weichselspätglazials ermöglichen. Im Folgenden werden vor allem die Ergebnisse von Untersuchungen zusammengefasst, die für die Ostanatolische Region von Interesse sind. Das sind: Die Untersuchungen an Bohrprofilen des Vansees (Van Zeist & Woldring 1978; Wick et al. 2003; Litt et al. 2009), des Sögütlüsees (Bottema 1995), des Urmiasees (Bottema 1986; Djamali et al. 2008) und des Almalousees (Djamali et al. 2009), sowie des Zeribarsees im Nordwestiran (Van Zeist & Bottema 1977). Die an den Sedimentprofilen des Eski Acigöl in Kappadokien (Roberts et al. 2001), dem Vansee (Lemcke & Sturm 1997), dem Zeribarsee (Stevens et al. 2001) und den Soreq-Speleothemen (Israel, Bar-Matthews et al. 1997; Bar-Matthews et al. 2003) durchgeführten Untersuchungen zu Sauerstoffisotopenverhältnissen vervollständigen die Informationen zur Klimageschichte. Von den genannten Bohrprofilen decken als einzige die des Vansees (Bohrung 2004; Litt et al. 2009) und des Zeribarsees (Van Zeist & Bottema 1977) die letzten 20.000 Jahre durchgängig ab und bieten somit einen Einblick in die Vegetations- und Klimageschichte des ausgehenden Weichselhochglazials, des Weichselspätglazials und des Holozäns. Die Bohrprofile des Urmiasees erreichen zwar das Weichselspätglazial (Bottema 1986) bzw. decken etwa die letzten 200.000 Jahre ab (Djamali et al. 2008), doch ist die Datierung inkonsistent und der Vergleich mit anderen Untersuchungen somit schwierig, oder wie im Fall der Untersuchung von Djamali et al. (2008) die zeitliche Auflösung der Beprobung zu gering, um Aussagen über kurzzeitige Klima- und Vegetationsveränderungen im Weichselspätglazial und Holozän machen zu können.

Während des Weichselpleniglazials (bis ca. 14.500 BP Vansee: LPAZ 1, Litt et al 2009; Zeribarsee: LPAZ 3b, Van Zeist & Bottema 1977) herrschte im Gebiet um den Vansee und im nördlichen Zagrosgebirge Artemisia-Steppe mit Chenopodiaceen, Asteraceen und Gramineen vor. Lokal, so am Zeribarsee, spielten auch Apiaceen eine Rolle, während am Vansee *Ephedra* größere Anteile an der Vegetation stellte. *Quercus*-Pollen finden sich nur im Bohrprofil des Zeribarsees durchgängig, machen jedoch nur etwa 3-5 % der Gesamtpollenprozentsumme aus. Am Vansee finden sich Pollen von *Quercus* nur vereinzelt und tragen höchstens 1 % zum Pollenspektrum bei. Am Vansee ist lediglich *Pinus* durchgängig mit z. T. 2 % im Pollenspektrum vertreten. Somit scheint die Waldvegetation auf vereinzelt feuchtere Refugien im Taurus bzw. Zagrosgebirge zurückgedrängt gewesen zu sein (Freitag 1977). Untersuchungen zu Seespiegelschwankungen (Lemcke & Sturm 1997) und Sauerstoffisotopen am Vansee (Lemcke & Sturm 1997; Litt et al. 2009) und sowie Untersuchungen stabiler Isotope in Israel (Bar-Matthews et al. 1997) und der Paläovergletscherungen in der Türkei (Akcar & Schlüchter 2005) weisen zusammen mit den Vegetationsbefunden auf kühlere und vor allem trockenere Klimaverhältnisse in Westasien während des Weichselpleniglazials hin.



**Abb. 2.6.1: Pollen- und Sauerstoffisotopendiagramm der Sedimente des Vansees der vergangenen ca. 20.000 Jahre. Rote Punkte kennzeichnen Tephralagen. Quelle: Litt et al. (2009).**

Das Interstadial des Weichselspätglazials (ca. 14.500-12.680 BP, Litt et al. 2009) zeichnet sich am Vansee durch eine Zunahme der Gehölzpollenprozente auf bis zu 10 % aus. Hieran haben Pollen von *Betula* und *Quercus* den größten Anteil. Auch wenn die Prozentwerte von *Artemisia*, Chenopodiaceen und Gramineen leicht zurückgehen, herrschte doch weiterhin Kältesteppe vor. Am Zeribarsee (Zeribar Ib; LPAZ 4; Spektren 88-94, Van Zeist & Bottema 1977) sind die *Quercus*-Pollenwerte nicht signifikant höher als in Zone 3b, dagegen ist *Pistacia* besser repräsentiert. Die Werte von *Artemisia* gehen leicht zurück, jedoch bleiben die Prozentwerte der Chenopodiaceen-Pollen auf dem gleichen Level. Die Befunde hinsichtlich des Klimas des Interglazials sind z. T. widersprüchlich. Zum einen indiziert der Seespiegelniedrigstand des Vansees zusammen mit dem Absinken der *Artemisia*-Werte bei gleich bleibenden Chenopodiaceen-Pollenanteilen am Zeribarsee geringere Niederschläge (El-Moslimany 1982), zum anderen weisen die ansteigenden Gehölzpollenwerte und niedrigeren Sauerstoffisotopenwerte in den Sedimenten des Vansees (Lemcke & Sturm 1997), des Eski Acigöl (Roberts et al. 2001), des Zeribarsees (Stevens et al. 2001) und den Speleothemen der Soreq-Höhle (Bar-Matthews et al. 1997) auf feuchtere Bedingungen hin.

In den Sedimenten des Vansees wird die LPAZ 2b (12680 - 11580 BP, Litt et al. 2009) durch einen Peak des *Ephedra distachya*-Pollentypes eingeleitet. Der Abschnitt ist gekennzeichnet durch ein abruptes Ansteigen der Sauerstoffisotopenwerte im Vansee, Eski-Acigöl, Zeribarsee und der Soreq-Höhle (Lemcke & Sturm 1997; Roberts et al. 2001; Stevens et al. 2001; Bar-Matthews et al. 1997) bei gleichzeitigem Absinken der Gehölzpollenwerte auf ca. 5 % in den Vanseeprofilen (Litt et al. 2009). Die Anteile von *Artemisia*- und Chenopodiaceen-Pollen nehmen zu, während die Gramineen-Pollenwerte auf etwa 10 % abnehmen. In den Ablagerungen des Zeribarsees (Zeribar Ib; LPAZ 4; Spektren 94-98, Van Zeist & Bottema 1977) nehmen die Anteile von Gehölzpollen insgesamt leicht ab, einzelne Pollentypen bleiben in ihren Anteilen unverändert, so *Quercus*, bzw. nehmen sogar zu, so *Pistacia*. Es kommt zusätzlich zu einer Zunahme der Anteile von *Artemisia* und Chenopodiaceen, bei gleichzeitigem starkem Einbruch der Gramineen-Pollenwerte.

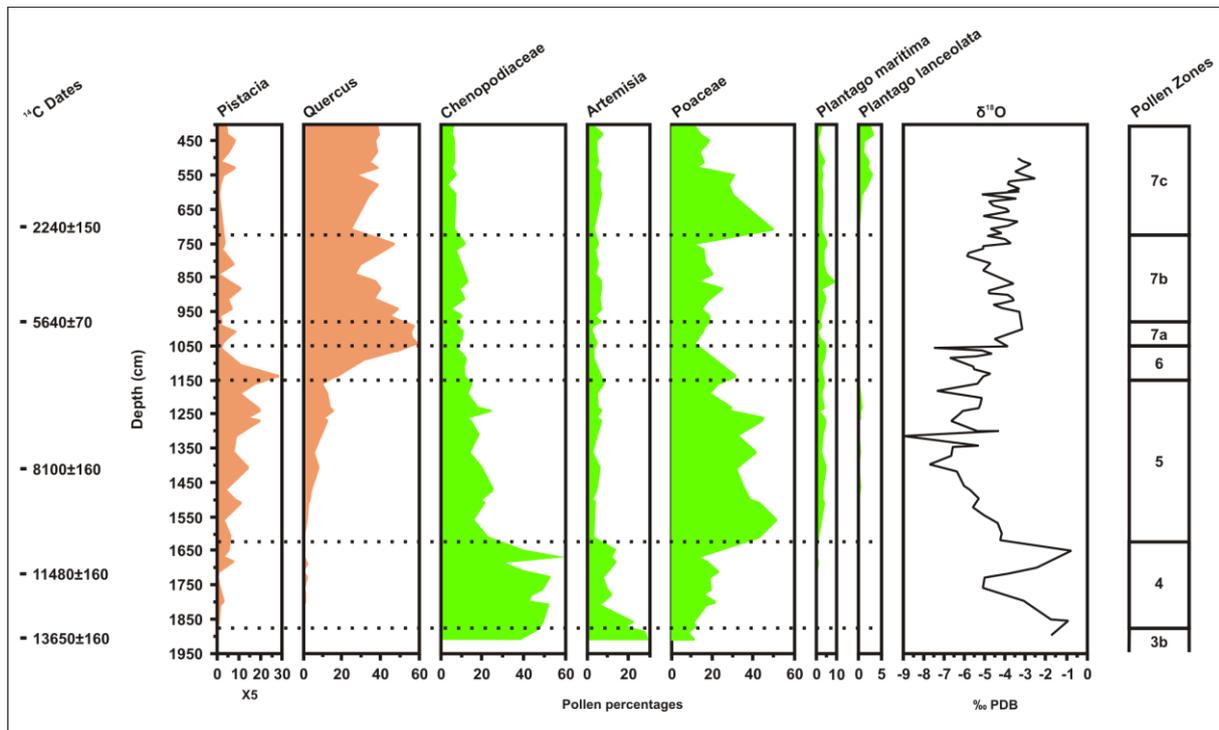


Abb. 2.6.1: Vereinfachtes Pollen- und Sauerstoffisotopendiagramm der Sedimente des Zeribarsees (NW-Iran) über die vergangenen ca. 14.000 Jahre. Verändert nach Stevens et al. (2001).

Das Klima dieses Zeitabschnitts kann insgesamt als trockener und kälter im Vergleich zum Interstadial des Spätglazials angesehen werden. Dieser Abschnitt kann nach den Befunden mit der Jüngeren Dryas-Oszillation korreliert werden.

Die LPAZ 3 (11.580-4000 BP, Litt et al. 2009) stellt am Vansee die Phase der holozänen Wiederbewaldung dar. An der Grenze zur Pollenzone 4 erreichen die Baumpollenwerte mit 55 % ihr Maximum. Die Anteile von *Quercus*-Pollen an der Gesamtpollensumme betragen dabei bis zu 40 %, *Pistacia*-Pollen erreichen Werte von 3 %. Die Pollen des *Ephedra distachya*- und des *Ephedra fragilis*-Typs treten im oberen Teil der Pollenzone 3 nur noch sporadisch auf. Auch die Anteile von *Artemisia* und *Chenopodiaceae* im Pollenbericht fallen z. T. stark ab. Gramineen-Pollen erreichen Anteile von bis zu 40 %. Das Pollenprofil des westlich des Nemrut liegenden kleinen Sögütlüses (Bottema 1995) repräsentiert die Zusammensetzung der lokalen Vegetation. Die *Quercus*-Pollenwerte erreichen hier einen Höchststand in LPAZ 3b mit etwa 60 %. Gramineen-Pollen haben anders als Vansee jedoch nur einen Anteil von 20 %. Die Unterschiede zum Pollenprofil des Vansees ergeben sich aus der Lage des Sögütlü im Steppenwald-Gebiet.

In den Profilen aus dem Zeribarsee umfasst dieser Zeitabschnitt die LPAZ 5, 6 und 7a (Zer. Ib; ca.10.480-4.500 BP, Van Zeist & Bottema 1977). Es zeigt sich eine graduelle Zunahme der *Quercus*- und *Pistacia*-Pollen (60 bzw. 5 %). Die Pollenanteile von *Artemisia* sinken auf unter 10 %, die der *Chenopodiaceae* auf 25 %. Die Anteile an Gramineen-Pollen steigen auf 30-50 %.

Die Vegetation des Gebietes stellt sich somit im frühen Holozän als Steppenwald mit Eiche und Pistazie sowie einem erheblichen Offenlandanteilen dar. Im mittleren Holozän sind die Anteile an Offenland gering, z. T. kann geschlossener Eichen-Pistazien-Mischwald mit Ahorn und Rosaceen angenommen werden. Am Vansee nimmt ab etwa 7.000 BP der Anteil von *Juniperus* zu. Klimatisch ist der Zeitraum durch die holozäne Klimaerwärmung geprägt, damit einhergehend war auch eine Zunahme der Feuchtigkeit. Dies indizieren auch die Sauerstoffisotopenverhältnisse aus den Sedimenten des Vansees, des Aski Göl, des Zeribarsees und aus den Speleothemen der Soreq-Höhle. Ihnen ist gemeinsam, dass sie zwischen 8.000 und 6.000 BP die niedrigsten Werte im Holozän erreichen (Bar-Matthews et al. 1999; Roberts et al. 2001; Litt et al 2009).

Zwischen 4.000 und 2.000 BP (LPAZ 4a, Litt et al. 2009) nehmen die Baumpollenanteile in den Sedimenten des Vansees ab und erreichen gegen 2.800 BP Anteile um 25 %. Lediglich die Pollenanteile des *Quercus calliprinus*-Typ nehmen zu. Auch die Anteile der Kraut- und Gramineen-Pollen steigen leicht an. Auffällig ist auch der Anteil des *Plantago lanceolata*-Typs mit etwa 2 %. Auch in den Bohrprofilen des Sögütlüses zeigt sich eine Abnahme der *Quercus*-Pollenwerte, jedoch liegen sie weiterhin bei über 40 % und somit deutlich über den Anteilen von *Quercus*-Pollen in den Vanseesedimenten. Zugleich kommt es auch hier zu einem ersten Auftreten des *Plantago lanceolata*-Typs im Pollenbericht.

Die Pollenwerte der Sedimente des Zeribarsees zeigen ähnliche Tendenzen. Nach dem Höchststand der Anteile an *Quercus*-Pollen um 5.000 BP (LPAZ 7a) sinken die Werte auf bis zu 35 % ab (LPAZ 7b; Spektren 125-127, Van Zeist & Bottema 1977), mit dem Beginn der Pollenzone 7c steigen auch die Werte des *Plantago lanceolata*-Pollentyps. *Artemisia*- und *Chenopodiaceen*-Werte nehmen leicht zu, wohingegen die Gramineen-Pollenanteile stark abnehmen. Das Pollenprofil des kleinen Almalou-Trockenmaares im Sahand-Vulkangebiet, ca. 100 km östlich des Urmiasees, gibt Aufschluss über die lokalen Vegetationsverhältnisse im nordwestlichen Iran. Auch sie weisen einen Anstieg des *Plantago lanceolata*-Typs ab 2.800 BP nach.

Im gleichen Zeitabschnitt zeigen die Sauerstoffisotopenverhältnisse der Sedimente des Vansees und des Eski Acigöl ihre holozänen Höchstwerte (Roberts et al. 2001; Litt et al. 2009).

Die Vegetation in Ostanatolien sowie dem Nordwestiran bestand zwischen 4.000 und 2.000 BP nach den palynologischen Befunden weiterhin aus Eichen-Pistazien-Mischwald, doch nahm die Steppenvegetation im Vanseegebiet im Laufe der Zeit zu, während die Steppenelemente im Gebiet des Zeribarsees stagnierten bzw. die Anteile von Gräsern an der Vegetation sogar erheblich abnahmen. Auch wenn primäre Indikatoren anthropogenen Einflusses, wie Pollen des *Cerealia*-Typs, keine zeitlichen Veränderungen zeigen, deuten die erstmals kontinuierlich auftretenden Anteile von *Plantago lanceolata* auf eine Zunahme des menschlichen Einflusses hin. Die steigenden Sauerstoffisotopenwerte verweisen auf eine Abnahme der Niederschlagsmengen im Gebiet in diesem Zeitabschnitt.

Die LPAZ 4b am Vansee (ca. 2000-0 BP, Litt et al. 2009) ist durch einen kurzzeitigen Anstieg gefolgt von einer raschen Abnahme der Baumpollenprozentwerte auf etwa 30 % gekennzeichnet. Die Prozentanteile von *Artemisia*- und *Chenopodiaceen*-Pollen bleiben im Vergleich zur LPAZ 4a nahezu unverändert. Die Gramineen-Pollenprozentwerte nehmen, ebenso wie die Pollenprozentwerte des *Plantago lanceolata*-Typs, leicht zu. Das Pollenprofil Sögütlü zeigt eine Abnahme der *Quercus*-Pollenprozentanteile bis etwa 1000 BP auf 15 %. Nach einem Anstieg auf etwa 45 % um 300 BP fallen die *Quercus*-Pollenwerte auf den heutigen Stand von 20 % (Bottema 1995).

Die Sedimente des Zeribarsees zeigen eine kontinuierliche Zunahme der Baumpollenwerte nach etwa 2.700 BP (Ib LPAZ 7c, Van Zeist & Bottema 1977) auf einen heutigen Stand von 55 %. Die Anteile von *Artemisia*- und *Chenopodiaceen*-Pollen zeigen keine Veränderungen, jedoch fällt die Gramineenpollenkurve von 50 % auf 15 % ab. Ab Spektrum 132 steigen die Anteile des *Plantago lanceolata*-Typs auf 5 %. Am Almalousee (NW Iran, Djamali et al. 2009) erreichen die *Quercus*-Pollenanteile zwischen 1.500 und 50 BP zwar ein Maximum mit 25 %, jedoch lassen sich insgesamt keine starken Tendenzen ausmachen. Im obersten Abschnitt des Profils (AL3; LPAZ F & G) lässt sich allenfalls eine leichte Abnahme der *Quercus*-Pollenwerte beobachten. *Chenopodiaceen*- und *Artemisia*-Pollenanteile stagnieren oder nehmen ab, die Gramineen-Pollen nehmen zu. Dagegen zeigen die Pollenanteile der anthropogenen Indikatoren (*P. lanceolata*-Typ, *Rumex acetosa*-Typ, *Centaurea solstitiales*-Typ, *Cerealia*-Typ) einen erheblichen Anstieg.

Die Sauerstoffisotopien dieses Abschnittes in den Ablagerungen des Vansees zeigen abnehmende Tendenzen (Lemcke & Sturm 1997). Leider ist dieser Zeitraum in den Sedimenten des Eski Aciköl nicht vollständig überliefert und es liegen keine Datierungen vor. Die Sauerstoffisotopenverhältnisse des Zeribarsees steigen in diesem Zeitabschnitt wieder

leicht an (Stevens et al. 2001). In den Speleothemen der Soreq-Höhle nehmen die  $^{18}\text{O}$ -Werte ab etwa 3000 BP erst ab, um ab ca. 1.500 BP wieder anzusteigen (Bar-Matthews et al. 1997). Die klimatischen Signale weichen zwischen den Umweltarchiven des Gebietes somit ab. Da davon ausgegangen werden muss, dass die Vegetation in diesem Zeitraum bereits erheblichen anthropogenen Störungen unterliegt und somit als Klimaproxy ausfällt (Wick et al. 2003), ist es schwierig anhand der palynologischen Daten Aussagen zum Klima des Untersuchungsgebietes der letzten ca. 2.000 Jahre zu treffen.

Bereits Louis (1939), wie auch Walter (1956 a, b) und Zohary (1973) diskutieren die natürliche Verbreitung der inner- und ostanatolischen Steppengebiete. Die palynologischen Befunde zeigen, dass in den letzten ca. 20.000 Jahren im Vanseegebiet immer auch Steppenvegetation vorkam. Seit dem Beginn des Neolithikums ist ein anthropogener Einfluss auf die Vegetation anzunehmen, in pollenanalytischen Untersuchungen jedoch nur schwer festzustellen bzw. nicht zu quantifizieren. Erst seit etwa 3.800 Jahren lässt sich im Gebiet des Vansees anthropogener Einfluss auf die Gehölzvegetation feststellen (Wick et al. 2003). Da sich auf Grund der klimatischen Verhältnisse am Vansee ohne Bewässerung nur schwer Ackerbau betreiben lässt (Zimansky 1985; Belli 1999; Yakar 2001: 402), bestand der anthropogene Einfluss auf die Vegetation wahrscheinlich hauptsächlich aus der Entnahme von Holz aus den Wäldern, sowie Beweidung der Steppen mit Ziegen und Schafen. Archäobotanische und pollenanalytische Untersuchungen aus dem Pasiñlertal östlich von Erzurum zeigen eine erste starke Abnahme des Waldbestandes ab der Mittleren Bronzezeit (ca. 4.200-3.500 BP). Nach den Befunden waren vor allem die Eichenwälder in diesem Gebiet ab der Eisenzeit stark reduziert (Longford et al. 2009). Insgesamt wird das Gebiet auch im ersten Jahrtausend vor Chr. noch dichter bewaldet gewesen sein als heute (Erzen 1992; Wick et al. 2003). Die stärkste Abnahme der prozentualen Baumpollenwerte in den Sedimenten des Vansees findet sich ab dem 14. Jahrhundert nach Chr. (Wick et al. 2003). Für das Pasiñlertal beschreiben Reiseberichte aus dem 17. Jahrhundert das völlige Fehlen von Baumvegetation (Longford et al. 2009).

## **2.7 Vor- und frühgeschichtliche Besiedlung und Landwirtschaft im Vanseegebiet**

Die ältesten Nachweise zum Aufenthalt von Menschen in Ostanatolien stammen aus dem Epipaläolithikum. Es sind Felsmalereien an der Ostflanke des Aladags im Kagizman-Distrikt (Kars). Die Yazili-Kaya-Felszeichnungen entstanden ab etwa 15.000 BP (Belli 2001a). Im Vanseegebiet sind die ältesten Belege menschlicher Aktivitäten ebenfalls Felszeichnungen, z. B. in der Jungfrauenhöhle nahe dem Dorf Yedisalkim im Südosten der Provinz Van. Sie sind auf das Frühe und Mittlere Neolithikum zwischen 10.000 BP und 7.000 BP (Belli 2001b) datiert.

Ab dem späten Neolithikum (Neolithikum III) und frühen Chalkolithikum liegen zahlreiche Befunde einer andauernden menschlichen Besiedlung im Gebiet vor. Die Grabungen von Belck (1899), Reilly (1937) und Lake (1939) in den Siedlungshügeln Tilkitepe und Kalecik (Grabungsbefunde zusammengefasst und veröffentlicht durch Korfmann 1982) geben einen Einblick in die Besiedlungsphasen zwischen etwa 7.300 und 3.700 BP. Die älteste Siedlungsphase am Tilkitepe, die bis etwa 6.600 BP andauerte, kann der frühchalkolithischen Halaf-Kultur zugerechnet werden (Tilkitepe Phase III). Die Siedlung muss zu dieser Zeit bereits recht groß gewesen sein (Korfmann 1982). Die in großen Mengen gefundenen Obsidian-Artefakte deuten darauf hin, dass die Siedlung ein Verarbeitungs- und Handelszentrum für Obsidianwerkzeuge darstellte. Große Obsidianvorkommen befinden sich sowohl im Kraterbereich des Nemrut, wie auch an den Flanken des Süphan. Geochemische Untersuchungen an archäologischen Funden (Wright & Gordus 1969; Mahdavi & Bovington 1972; Chataigner et al. 1998) zeigen die großräumige und massenhafte Verbreitung des Obsidians aus den Vorkommen am Vansee bis in den Südiran.

Nach einem Hiatus von etwa 900 Jahren Dauer finden sich Reste einer weiteren Siedlungsphase am Tilkitepe (Phase II), die nach Korfmann (1982) zwischen 5.700 BP und 5.400 BP stattfand. Korfmann (1982) stellt die Phase II parallel zur chalkolithischen Spät-Obed-Kultur Mesopotamiens. Longford et al. (2009) weisen am Sos Höyük (Yigittasi, Prov. Erzurum) für das späte Chalkolithikum *Triticum aestivum* und *T. durum*, sowie *Hordeum vulgare* nach.

An die Phase II schließt die Phase I wahrscheinlich nahtlos an. Die Siedlungsphase I dauerte etwa von 5.400 bis 5000 BP an. Der oberste Abschnitt der Phase I lässt sich der frühbronzezeitlichen Kuro-Araxes-Kultur zuordnen (Korfmann 1982). Die Grabungsbefunde aus der Umgebung von Van deuten, zusammen mit der Phase 0 (EB III) am Tilkitepe, auf eine durchgehende Besiedlung der Vanebene zwischen 5.000 und 3.700 BP hin (Korfmann 1982). Neue Funde von Özfirat (2007) zeigen, dass das Vanbassin in der Frühen Bronzezeit (ca. 5.400-4.300/4.200 BP) relativ dicht besiedelt war. Insbesondere in der Umgebung des Erceksees sowie am der Nordostende des Vansees finden sich Reste frühbronzezeitlicher Festungsanlagen. Keramikfunde stehen in der Kuro-Araxes-Tradition (Özfirat 2007). Über die Lebens- und Wirtschaftsweise der frühbronzezeitlichen Siedler herrscht weiterhin Unklarheit. Während lange Zeit von einer nomadischen Lebensweise und Viehwirtschaft ausgegangen wurde, deuten neue Befunde z. B. vom Sos-Höyük (oberer Euphrat) (Howell-Meurs 2001; Sagona 2006: 191) auf sesshafte Agropastoralisten hin. Landwirtschaftliche Tätigkeit in der Vanseeregion ist archäobotanisch für die frühe Bronzezeit belegt (Dönmez 2003; Dönmez & Belli 2007; Nesbitt & Samuel 1996). Die Ausgrabungen am Dilkaya- und Karagünzüz-Hügel förderten Reste von *T. aestivum*, *H. vulgare* und *Pisum aestivum* zutage. Auch palynologische Untersuchungen geben Hinweise für menschliche Nutzung ab der Frühen Bronzezeit. Ab etwa 3.800 BP nehmen die Baumpollenanteile in den Sedimenten des Vansees ab, bei gleichzeitiger Zunahme von Beweidungsanzeigern (*Plantago lanceolata*-Pollentyp) (Wick et al. 2003). Howell-Meurs (2001) weist am Sos-Höyük Knochen verschiedener Nutztiere nach, von denen Schafe (*Ovis aries*) und Ziegen (*Capra hircus*) neben Rindern (*Bos taurus*) deutlich überwiegen.

Die Mittlere Bronzezeit (4.200 - 3.500 BP) in Ostanatolien ist durch zwei Kulturen vertreten. In der Region um Malatya und Elazığ findet sich eine Kultur mit lokalen Wurzeln, die jedoch starkem hethitischem Einfluss unterlag. Von diesem Gebiet durch eine Linie getrennt, die etwa durch Mus, Erzurum und Artvin verläuft, bildet sich in der Mittleren Bronzezeit eine neue Kultur aus. Ihr Verbreitungsgebiet zieht sich bis in den Kaukasus. Sie ist nach dem Gebiet ihrer Erstbeschreibung in Georgien Trialeti-Kultur benannt (Lordkipanidse 1991). Mit der Entstehung dieser Kultur geht ein erheblicher Wandel in der Besiedlungsform einher. Die sesshafte Lebensweise der Agropastoralisten der Kuro-Araxes-Kultur wird ersetzt durch eine wahrscheinlich nomadische oder seminomadische Wirtschaftsweise auf den Hochweiden Ostanatoliens (Özfirat 2001, 2006). Darauf deuten sowohl die starke Abnahme der Zahl von ackerbaulichen Siedlungen hin, als auch die große Zahl von Grabstätten auf den Hochweiden, die in keinem Zusammenhang mit Siedlungsaktivitäten stehen. Die neue Lebensweise geht zudem mit neuen Keramikstilen (*Aras Painted Ware*; Özfirat 2001) und neuartigen Bestattungsweisen in Grabhügeln (Kurganen) einher (Özfirat 2006).

Für die Späte Bronzezeit (3.400/3.300 - 3.100 BP) zeichnet sich ein ähnliches Bild ab wie für die Mittlere Bronzezeit. Auch hier gibt es nur wenige Funde in der Vanregion. In Westanatolien wie auch in anderen Teilen des Nahen Osten kommt es in der Späten Bronzezeit zu einer Aufgabe von Siedlungen, die meist mit Zerstörungen einhergeht. Die Gründe für diese weiträumigen Veränderungen sind weiterhin unklar, jedoch werden Zusammenhänge mit Klimaveränderungen angenommen, da es zu dieser Zeit wahrscheinlich zu einer merklichen Abnahme der Niederschlagsmengen im östlichen Mittelmeergebiet kommt (Weiss 1982; Butzer 1997; Lemcke & Sturm 1997).

Auch im Vanseegebiet ist der Übergang von der Späten Bronzezeit zur Frühen Eisenzeit archäologisch kaum belegt. Meist finden sich Schichten der Mittleren Bronzezeit direkt über Schichten aus der Frühen Bronzezeit, so am Karagündüz- und Dilkaya-Hügel (Köroğlu 2003;

Konyar 2005). Die Frühe Eisenzeit (ca. 3.100-2.900 BP) am Vansee ist am besten durch die Funde aus der Grabung Van-Yoncatepe belegt (Belli & Konyar 2001). Neben Keramiken und Eisenartefakten fanden sich auch Überreste von Nutzpflanzen. Dies lässt auf eine zumindest teilweise sesshafte, agrarisch geprägte Lebensweise in der Frühen Eisenzeit schließen. Funde am Karagündüz deuten hingegen auf eine vornehmlich nomadische oder seminomadische Wirtschaftsweise hin. Unterstützt wird dieser Befund auch durch die früheisenzeitlichen Funde in Hakkari, die neben einer Grabkammer auch die sog. Hakkari-Stelen umfassen und sehr wahrscheinlich einer nomadisch geprägten Kultur zuzuordnen sind (Sevin & Özfirat 2001; Yakar 2000: 415).

Die Mittlere Eisenzeit (2.900 - ca. 2.600 BP) ist im Gebiet des Vansees eine Zeit starker Siedlungsaktivität. Die Mittlere Eisenzeit geht einher mit der Herrschaft der Urartäer über ein weites Gebiet, das sich von Armenien bis in den Nordiran erstreckte. Der Vansee bildete das Zentrum des urartäischen Königreiches. Hier lag auch die Hauptstadt Tuschpa (heute Van). Die Urartäer errichteten eine Vielzahl von Festungsanlagen, sowie Bewässerungssysteme (Karte 2.7.1). Die Hauptphase der Bauaktivitäten kann der Herrschaft von Rusa II. zugeordnet werden (ca. 2.635/2.629-2.595 BP; Cilingiroglu & Salvini 1999; McConchie 2004; Tanyeri-Erdemir 2006).

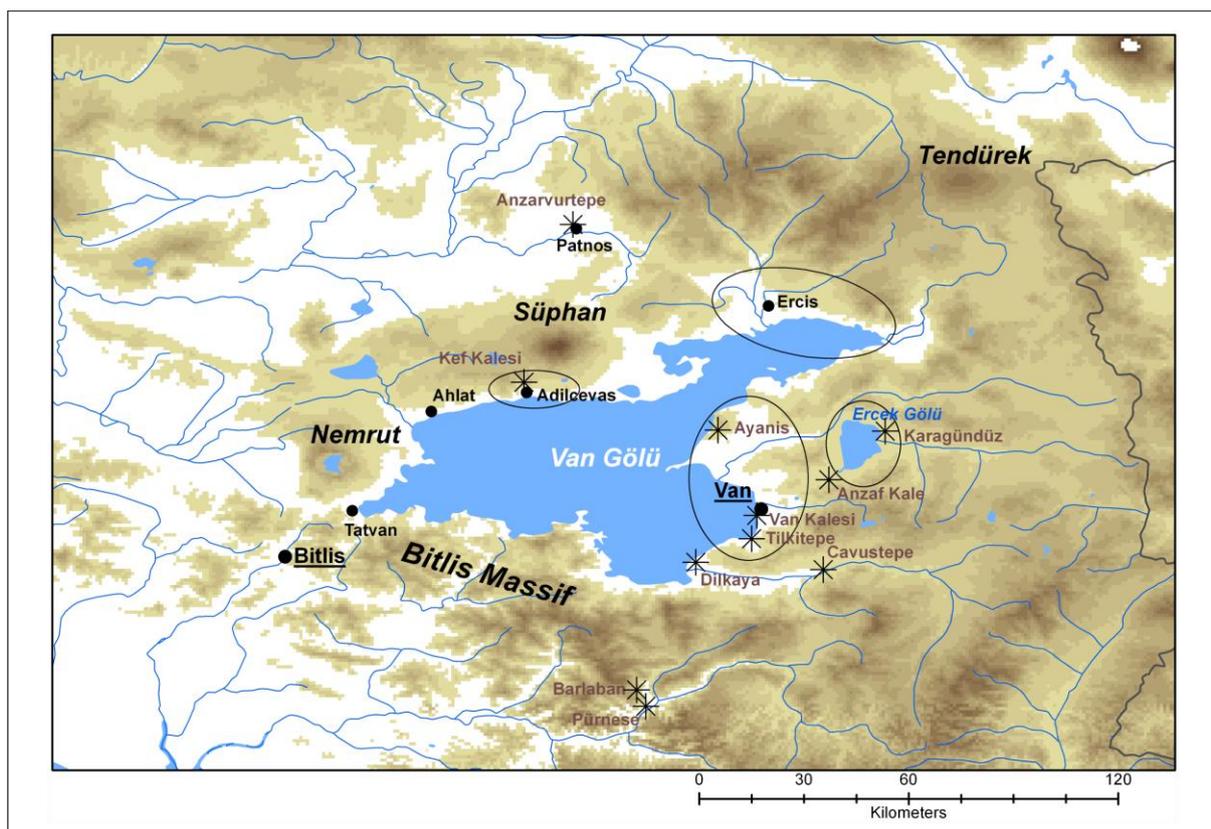
Das Urartäerreich entstand als politische Einheit etwa um das Jahr 830 v. Chr. und bestand bis in das späte 7. Jahrhundert v. Chr.. Seine größte Ausdehnung erreichte es, trotz mehrfacher Intervention der Assyrer, zwischen ca. 800 und 670 v. Chr.. Auch das Ende des Reiches ist zeitlich und kausal schwer fassbar (Sagona & Zimansky 2009: 316-344). Wahrscheinlich war das Gebiet Mitte des 7. Jahrhunderts v. Chr. mehrfaches Ziel kimmerischer und skythischer Einfälle, hiervon zeugen Pfeilspitzen, die den Skythen zugeordnet werden und z. B. in der Festung von Van gefunden wurden (Tarhan & Sevin 1991). Ob das Vanseegebiet Ende des 7. Jahrhunderts unter die Herrschaft der Meder gefallen ist, wie vielfach diskutiert (Sagona & Zimansky 2009: 345) wird, ist weiterhin unklar. Rollinger (2005) weist auf mehrfache militärische Kampagnen durch die Babylonier in diesem Gebiet hin.

Ausgrabungen urartäischer Siedlungen im Vanseegebiet geben ein gutes Bild der in der mittleren Eisenzeit kultivierten Pflanzen sowie der Nutztiere. Dönmez & Belli (2007) fanden bei archäobotanischen Analysen am Yoncatepe Samen von *Hordeum vulgare*, *Triticum aestivum*, *T. dicocum*, *Camelina sativa*, *Lens culinaris*, *Vicia ervilia*, *Cicer arietinum* sowie von *Vitis vinifera*. Daneben konnten auch Knochen von Rindern und Schafen geborgen werden (Belli & Konyar 2001). Die Ausgrabungen der Urartäerfestung Bastam (NW-Iran; Kleiss 1988) erbrachten eine Vielzahl an Pflanzenresten. Unter den Funden herrschen Gerstenkörner (*Hordeum vulgare*) bei weitem vor. Körner von Weizen (*Triticum* cf. *aestivum*, *T. cf. aestivo-compactum*, u. U. *T. durum* und *T. dicoccon / monococum*) und Hirse (*Panicum miliaceum*) sind dagegen weitaus seltener. Leguminosen sind mit *Cicer arietinum*, *Lathyrus sativus*, *Lens culinaris* und *Pisum sativum* vertreten. Zudem fanden sich Sesam (*Sesamum indicum*), Wein (*Vitis vinifera*) und diverse Rosaceen (*Prunus* spp.). Fraglich ist, ob damit alle in der Region genutzten Kulturpflanzen erfasst wurden (Hopf & Willerding 1988). Bei den archäologischen Untersuchungen in Ayanis (Van, Türkei) wurde insbesondere *Hordeum vulgare* ssp. *distichum* nachgewiesen (Cocharro et al. 2001).

Das bis heute am intensivsten ackerbaulich genutzte Gebiet im Vanseebecken ist die direkt östlich an den See angrenzende Vanebene. Getreideanbau insgesamt ist beschränkt auf die östlich, nordöstlich und z. T. nordwestlich an den See angrenzenden Gebiete (Yakar 2000: 399). Auf Grund der im Gebiet vorherrschenden Sommertrockenheit ist Sommergetreideanbau ohne Bewässerung nur schwerlich möglich (Yakar 2000: 402). Auf die ausgeprägte landwirtschaftliche Nutzung des Gebiets durch die Urartäer weisen die ausgedehnten Bewässerungsanlagen hin, die, ausgehend von meist künstlich überstauten Seen (z. B. Sihke Gölü und Kesis Gölü) und gefassten Quellen im Bergland östlich des Vansees, Wasser in die Vanebene leiteten und dort Obst- und Weingärten sowie Getreidefelder bewässerten (Salvini 1998; Belli 1999; Yakar 2001: 402; Garbrecht 2004). Über die während der Urartäerzeit gehaltenen Nutztiere geben die Funde aus den Grabungen am Sos Höyük und

Büyüktepe Höyük sowie Bastam Auskunft. Howell-Meurs (2001) fand in eisenzeitlichen Schichten am Sos und Büyüktepe Höyük (Prov. Erzurum und Gümüşhane) vor allem Knochen von Schafen und Ziegen, Rinderknochen traten, wie auch Reste von Pferden, seltener auf. Relative Anzahl und Diversität der Nutztiere sowie ihr Alter zum Todeszeitpunkt weisen, wie schon bei den Funden aus der Frühbronzezeit, auf eine sesshafte Lebensweise der Siedler hin (Howell-Meurs 2001). Analysen von Tierknochenresten aus der Festung Bastam (NW-Iran) ergaben eine Mindestindividuenanzahl zu etwa gleichen Teilen von Schafen, Ziegen und Rindern (Boessneck & Kokabi 1988). Nach Boessneck & Kokabi (1988) lässt sich hieraus jedoch keine Aussage zu der tatsächlichen mengenmäßigen Bedeutung dieser Nutztierarten im Wirtschaftsleben der urartäischen Bevölkerung treffen.

Schriftliche und archäologische Belege zur Haltungsform bzw. Weidewirtschaft fehlen völlig. Zimansky (1985) weist darauf hin, dass die geographischen und klimatischen Gegebenheiten auch heute eine rein nomadisch ausgerichtete Form der Weidewirtschaft unmöglich machen. Maunsell (1884) beschreibt die Transhumanz als Form der Weidenutzung in Ostanatolien. Hierbei verbringen die Nutztiere den Sommer auf den Weiden und werden im Winter eingestallt. Die sommerlichen Weidegründe befinden sich in der Regel nicht weit von den Wintersiedlungen (Maunsell 1884). Nach Altinli (1964) ist die Weidehaltung von Schafen die Haupteinnahmequelle im Gebiet, da Möglichkeiten zum Anbau von Feldfrüchten stark begrenzt sind. Nach Yakar (2000: 404) wird auch heute in traditionellen ländlichen Siedlungen im Vanseegebiet sowohl Ackerbau als auch Weidetierhaltung in Transhumanz betrieben, wobei der wirtschaftliche Schwerpunkt auf letzterer liegt.



**Karte 2.7.1:** Ausgewählte urartäische bzw. chalkolithisch-bronzezeitliche (Tilkitepe) Fundstellen im Gebiet des Vansees. Kreise kennzeichnen Hauptsiedlungsgebiete während des Urartäischen Reiches. Dargestellt sind Höhen über 1800m ü. NN. Angaben nach Burney (1957), Kleiss & Hauptmann (1976); Belli (1991); Bonzano (2010). Kartengrundlage: © ESRI 2011.

### **3. Stand der Forschung**

#### **3.1 Vulkanismus und Vegetation**

##### **3.1.1 Zum Begriff der Sukzession**

Mit dem Begriff der ökologischen Sukzession wird klassischerweise eine gerichtete Veränderung der Artenzusammensetzung an einem Standort im Lauf der Zeit als Folge von Umweltveränderungen verstanden (Connell & Slayter 1977; Agnew et al. 1993). Clements (1916, 1936) führte den Begriff des Klimax in die Vegetationsdynamik ein. Hiernach ist Vegetationssukzession eine biologische Reaktion, die innerhalb eines Klimazustandes einen gerichteten Wechsel von Gesellschaften verursacht, bis ein selbst reproduzierender End- oder Gleichgewichtszustand (das Klimax) erreicht ist. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit ist insbesondere die Vorgabe der Klimakonstanz entscheidend, wie sie auch von Finegan (1984) für das Konzept der Vegetationssukzession vorausgesetzt wird. Die Klimaxtheorie ist stark umstritten, da auch die „Schlussgesellschaften“ ständigen Veränderungen unterworfen und vor allem räumlich nicht homogen sind, weil sie lokalen Umwelteinwirkungen ausgesetzt sind (u. a. Whittaker 1953).

Glenn-Lewin & van der Maarel (1992) stellen einige fundamentale Begriffe der Sukzessionstheorie vor, von denen für die vorliegende Arbeit insbesondere die der Primärsukzession und der Sekundärsukzession wichtig sind.

##### **Primärsukzession**

Als Primärsukzession wird Vegetationsentwicklung auf vormals unbesiedelten, neu geformtem oder exponiertem Substrat bezeichnet, das gewöhnlich roh und arm an Nährstoffen ist (Glenn-Lewin & van der Maarel 1992). Standorte der Primärsukzession sind frei von Vegetation, sie enthalten keine Diasporenbanken und kein organisches Material, welches von vormaliger Vegetation gebildet wurde. Sie müssen deshalb von außerhalb des Standortes besiedelt werden (Chapin et al. 2002: 288).

##### **Sekundärsukzession**

Sekundärsukzession bezeichnet die Ansiedlung von Ersatzgesellschaften oder Regeneration vormals bereits vorhandener Gesellschaften nach einer Störung (Glenn-Lewin & van der Maarel 1992). Standorte der Sekundärsukzession weisen einen entwickelten Boden sowie Diasporen der vormaligen Vegetation auf. Sekundärsukzession unterscheidet sich dementsprechend dadurch von Primärsukzession, dass viele initiale Kolonisten eine Störung am Standort überdauern oder direkt nach einer Störung auftreten (Chapin et al. 2002: 291).

Beide Formen der Sukzession lassen sich in der Natur nur schwer voneinander trennen (Böhmer 1999). Auch ist es schwer bzw. unzweckmäßig Störungen bestimmten Sukzessionsformen zuzuordnen, da auch intensive Störungsereignisse sowohl Primär- als auch Sekundärsukzessionen nach sich ziehen.

Insgesamt ist der Begriff der Sukzession in den fast 100 Jahren seit seiner Prägung in so vielfältiger Weise in der Ökologie verwendet worden, dass es nicht angebracht ist, ihn als präzises Modell zu betrachten. Vielmehr ist er die Idee, dass ökologische Gesellschaften sich relativ unidirektional verändern bzw. ersetzen, bis ein stabiler Zustand erreicht ist (Johnson & Miyanishi 2007). Der Begriff des Klimax soll im Folgenden im rein clementschen Sinne,

also als ein hypothetischer stabiler makro- oder mesoskaliger Endzustand der Vegetation unter relativ stabilen Bedingungen der physischen Umwelt, Anwendung finden.

### 3.1.2 Störungen und Störungsregime

Als **Störungen** werden zeitlich diskrete Ereignisse betrachtet, die die Struktur des Ökosystems, einer Gesellschaft oder Population sowie die Ressourcenverfügbarkeit oder physische Umwelt verändern. (White & Pickett 1985; Walker & Willig 1999). Störungen können deshalb als ein Hauptgrund für Fluktuationen in der Struktur von Ökosystemen angesehen werden (Chapin et al. 2002). Auswirkungen von Störungen auf Ökosysteme hängen von ihrer Stärke (Magnitude der Umweltveränderung), Frequenz (von kontinuierlich bis niemals), Typ (Feuer, Stürme, Vulkane etc.), räumlichem Ausmaß (z. B. *fine-grained* bis *coarse-grained* sensu Lytle 2001) und Zeitpunkt des Ereignisses ab (Walker & Willig 1999; Chapin et al. 2002). Diese Parameter werden unter dem Begriff des **Störungsregimes** zusammengefasst (Chapin et al. 2002).

Störungsregime bezeichnen somit grundsätzlich den Charakter und die räumliche und zeitliche Verteilung von Störungen an einem Standort (Jax 1994; Böhmer 1999). In ökologischer Hinsicht entscheidend ist, dass Störungsregime solche Störungen bezeichnen, die mit so hoher Frequenz relativ zur Lebensspanne eines Organismus auftreten, dass sie adaptive Prozesse auslösen, also evolutiv wirksam sind (Harper 1977; Turner et al. 1998; Lytle 2001).

## 3.2 Vulkanische Störungen

Wie bei allen anderen Störungsereignissen sind auch die Auswirkungen von vulkanischer Tätigkeit auf die Vegetation sehr variabel und komplex. Vulkanismus ist ein weit verbreitetes geologisches Phänomen. Aktive Vulkane finden sich auf allen Kontinenten, in allen Klima- und Vegetationszonen.

Im Gegensatz zu anderen Formen von Vegetationsstörungen (z. B. Feuer und Stürme) sind die Auswirkungen von Vulkanismus häufig so massiv, dass die Vegetationsentwicklung auf einem abiotischen Substrat startet, und sehr infrequent, so dass es keine Vegetationstypen und Sukzessionsformen gibt, die direkt mit Vulkanismus assoziiert sind. Vulkanismus kann daher nach bisherigem Kenntnisstand nicht als Störungsregime im Sinne von Harper (1977) betrachtet werden.

Vulkaneruptionen unterscheiden sich hinsichtlich Magnitude, Ausmaß, Frequenz, Ausbruchform und Beschaffenheit des Auswurfmaterials. Zusammen mit den gegebenen geographischen, klimatischen und floristischen Aspekten bestimmt jeder dieser Faktoren Stärke und Dauer der Vegetationsschädigung sowie Dauer und Ablauf einer anschließenden Sukzession (Del Moral & Grishin 1999).

### 3.2.1 Magnitude

Die Magnitude vulkanischer Aktivität korreliert positiv mit Ausmaß und Dauer der Vegetationsschädigung. Die Magnitude wird in der Regel als VEI-Wert (Vulkanexplosivitätswert; Newhall & Self 1982) zwischen 0 und 8 angegeben. Die Einordnung richtet sich nach der Rauchsäulenhöhe und nach dem Volumen des Auswurfmaterials. Neben den direkten Auswirkungen auf die Vegetation können große Eruptionen auch klimatische Veränderungen nach sich ziehen (Rampino et al. 1988; Rampino

& Self 1993) und so indirekt auf die Vegetation einwirken. Die Magnitude vulkanischer Eruptionen ist eng mit der Ausbruchsform und der Beschaffenheit der vulkanischen Ejekta verknüpft. Die meisten großen Vulkanausbrüche sind explosiv, mit überwiegend pyroklastischen Auswurfmaterialien, während große effusive, also Lava fördernde Eruptionen selten sind.

### **3.2.2 Frequenz**

Vulkanische Eruptionen sind generell infrequent (Turner & Dale 1998), jedoch kann über längere Zeiträume hinweg eine gewisse Regelmäßigkeit entstehen. Die Ausbruchsfrequenz kann theoretisch zu Veränderungen in der floralen Biodiversität eines vulkanisch geprägten Areals führen. So konnte am Mt. St. Helens und anderen Vulkanen der Cascade-Range (USA) ein Zusammenhang zwischen häufig (alle 200 bis 300 a) wiederkehrenden vulkanischen Ereignissen und dem Fehlen von Endemiten nachgewiesen werden (Del Moral & Wood 1988).

### **3.2.3 Typ**

#### **3.2.3.1 Ausbruchsform**

Neben der Magnitude bestimmt besonders der Typ der Eruption sowohl Art als auch flächenhaften und zeitlichen Umfang der Vegetationsschäden. Die Ausbruchsform ist eng verknüpft mit der Beschaffenheit des gefördert Materials.

Vegetationsschäden durch effusiven Vulkanismus sind meist kleinflächig. Die geförderte Lava fließt nur selten mehr als einige Kilometer. Ausnahmen hiervon sind die Flutbasalte aus Spaltenvulkanismus z. B. der Deccan-Traps (Indien).

Explosiver Vulkanismus verursacht meist großflächigere Schäden. Die Auswurfmaterialien können nicht selten mehrere 100 bis 1000 km<sup>2</sup> bedecken. Hinzu kommt, dass explosiver Vulkanismus und mit ihm verbundene Phänomene eine große Diversität an Vegetationsschäden verursacht. Neben dem eigentlichen Ausstoß an Material in Form von Tephren können auch Druckwellen, Trümmerlawinen und pyroklastische Ströme entstehen. Anschließende starke Regenfälle sowie Schmelzwässer verursachen häufig Lahare und Hangrutschungen. Die Vielzahl von Schadensbildern an der Vegetation sowie die Heterogenität der neu geschaffenen Habitate ziehen sehr vielgestaltige Abläufe der anschließenden Sukzession nach sich (Del Moral et al. 2005).

#### **3.2.3.2 Vulkanische Eruptiva**

Unter ökologischen Gesichtspunkten bietet sich eine Einteilung der von Vulkanen gefördert Materialien in Laven und Pyroklastika an (vgl. Thorarinsson 1979; Lockwood & Hazlett 2010: 127ff.). Die Beschaffenheit vulkanischer Auswurfmaterialien ist eng verknüpft mit der Ausbruchsform. Effusive Vulkantätigkeit produziert Festgesteine, d. h. Laven, explosive Vulkaneruptionen fördern vor allem Lockergesteine, so genannte Pyroklastika (Schmincke 2000; Lockwood & Hazlett 2010: 127ff.). Vulkane emittieren zudem saure Gase, die lokal von ökologischer Bedeutung sein können. Explosive Vulkaneruptionen können außerdem Schuttlawinen (*debris avalanches*) verursachen. Sekundär können zusammen mit Regen- oder Schmelzwasser vulkanische Schlammströme (Lahare) entstehen (Thorarinsson 1979; Dale et al. 2005).

## Laven

Durch die hohe Temperatur der Laven von meist über 1.000°C wird im Regelfall alles organische Material, das mit der Lava in Berührung kommt, verbrannt. Waldbrände sind eine häufige Begleiterscheinung effusiven Vulkanismus. Laven verursachen in der Regel irreversible Schäden an der Vegetation sowie einen völligen Abschluss des Oberbodens (Del Moral & Grishin 1999). Die Besiedlung durch Pflanzen erfolgt demzufolge auf dem nackten Gestein, d. h. als Primärsukzession. Anders als Pyroklastika sind die Schäden an der Vegetation durch Lava meist räumlich scharf begrenzt (Smathers & Müller-Dombois 1974; Dale et al. 2005).

Laven werden unterteilt in viskose AA-Laven und Blocklaven sowie in dünnflüssige Pahoehoe-Laven (Lockwood 2009, 128). Diese Klassifikation ist auch von ökologischer Bedeutung. Laven des AA-Typs und Blocklaven besitzen im Gegensatz zu Pahoehoe-Laven eine raue Oberfläche, die der Verwitterung mehr Angriffsfläche bietet (Vitousek et al. 1999) und zudem in Vertiefungen und Spalten die Akkumulation von organischem Detritus und Bodenkolloiden ermöglicht. Grishin (1994), Grishin et al. (1996), Cooper & Rudolph (1953) und Poli Marchese & Grillo (2000) zeigen, dass die Besiedlung der Lavaflächen durch höhere Pflanzen von diesen Rissen und Vertiefungen ausgeht. Bei der Verwitterung der Lava und Besiedlung durch höhere Pflanzen spielen häufig Flechten eine große Rolle, die vornehmlich exponiertere Standorte besiedeln (Clarkson 1997; Strech & Viles 2002).

## Pyroklastika

Pyroklastika sind Lockergesteine, die durch explosive vulkanische Tätigkeit emittiert werden. Man unterscheidet Tephren, aus der Eruptionswolke herabgerieseltes Material unterschiedlicher, von der Eruptionsquelle aus abnehmender Korngröße und Mächtigkeit, sowie Ignimbrite, die von Pyroklastischen Strömen abgelagert werden.

### Tephren

Tephraablagerungen stellen sicherlich die häufigste Form vulkanischer Störungen auf Vegetation dar (Del Moral & Grishin 1999). Im Gegensatz zu Laven sind die Schäden nicht scharf begrenzt, sondern nehmen vom Ausbruchsort zur Peripherie **allmählich** ab.

Allgemein hängen die Vegetationsschäden nach Thorarinsson (1971) von der Tephrenmächtigkeit, der Jahreszeit ihrer Ablagerung und ihren physikalischen (Korngröße) und chemischen (pH-Wert) Eigenschaften ab. Auch wenn Tephra eine Quelle für Pflanzennährstoffe darstellt, fehlen Stickstoff und pflanzenverfügbarer Phosphor. Dies stellt insbesondere in den ersten Zeit nach der Ablagerung einen begrenzenden Faktor für die Wiederbesiedlung dar (Antos & Zobel 2005).

Tendenziell besteht ein Zusammenhang zwischen Tephrenmächtigkeit und Überlebensrate der von Tephra bedeckten Pflanzen. Tephrenablagerungen von wenigen Millimetern Mächtigkeit haben normalerweise wenig Einfluss auf die Vegetation. Tephren mit einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern oder Metern führen dagegen meist zu einer völligen Zerstörung der Vegetation (Griggs 1917; Tsuyuzaki 1991; Tsuyuzaki & Haruki 1996; Grishin et al. 1996). Auch wenn die Mächtigkeit einer Tephraablagerung relativ gleichmäßig ist, können hinter oder unter Hindernissen kleinräumig Stellen mit nur geringen Tephramächtigkeiten entstehen. Diese so genannten *Microsites* ermöglichen das Überleben von Pflanzen oder eine schnelle Wiederbesiedlung (Del Moral et al. 1995). Erosion ist von großer Bedeutung bei der Besiedlung von vulkanischen Lockermaterialien, da sie kolonisierenden Pflanzen Anschluss an den ehemaligen Oberboden ermöglicht oder *Microsites* schafft (Egler 1948; Tsuyuzaki & Del Moral 1994).

Physikalische Eigenschaften der Tephra, insbesondere die Korngröße, haben ebenfalls Auswirkungen auf das Überleben von Pflanzen und die Geschwindigkeit der Wiederbesiedlung. Mack (1987) und Hotes et al. (2004) zeigen, dass feinkörnige Tephra stärkere Schäden an Krautvegetation verursachte als grobkörnigere Tephra. Dagegen besitzt grobkörnige Tephra schlechtere Wasserhaalteigenschaften und ist deshalb besonders schwierig zu besiedeln (Del Moral & Grishin 1999). Auch chemische Charakteristika von Tephren können das Ausmaß von Vegetationsschäden beeinflussen. Tephrapartikel tragen häufig saure Anhaftungen, wie HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> oder HF (Dethier et al. 1981). Als Auswaschungen gelangen diese in den Boden und können Pflanzen schädigen (Thorarinsson 1979; Clarkson & Clarkson 1994; Brayshay & Grattan 1999). Das Ausmaß der Schäden hängt hierbei unter anderem von der Pufferkapazität des Bodens ab (Grattan & Gilbertson 1994).

### Ignimbrite

Ignimbrite sind Ablagerungen pyroklastischer Ströme, also heißer (> 300°C) Asche- und Gaswolken, die sich mit hoher Geschwindigkeit (> 100 km/h) Vulkanhänge hinab bewegen. Pyroklastische Ströme zerstören im Regelfall die Vegetation des betroffenen Gebietes vollständig (Thornton 2000: 1059). Ignimbrite können zum Teil eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen und zu einem vollständigen Abschluss des Oberbodens führen. Hinsichtlich des Einflusses ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften auf die Besiedlung durch Pflanzen gelten für Ignimbrite die gleichen oder ähnliche Zusammenhänge wie für andere Pyroklastika.

### Trümmerlawinen (*debris avalanches*) und Lahare

Vulkanische Trümmerlawinen entstehen meist durch partiellen Kollaps eines Vulkangebäudes als Folge von Eruptionen (z. B. Mt. St. Helens, USA) oder von Erdbeben (z. B. Ontake, Japan). Ihre Ablagerungen erreichen am Mt. St. Helens (USA) Mächtigkeiten von ~ 200 m (Voight et al. 1981). Lahare sind vulkanische Schlammströme, die sich meist am Gerinne vorhandener Fließgewässer orientieren. Vegetationsschäden sind hier auf die Ufer der Vorfluter beschränkt. Im Gegensatz zu pyroklastischen Strömen verursachen Trümmerlawinen und Lahare nur geringe thermische Schäden an Pflanzen (Del Moral & Grishin 1999; Frenzen et al. 2005). Trümmerlawinen und Lahare führen Anteile des ehemaligen Oberbodens und organische Reste sowie teilweise Samen und Überdauerungsorgane von Pflanzen mit sich (Dale & Adams 2003; Nakashizuka et al. 1993). Lahare und Trümmerlawinen zeichnen sich durch eine große Heterogenität hinsichtlich ihrer Substrattypen und Oberflächenformen aus, die besonders in den ersten Jahren nach ihrer Entstehung durch Erosionsprozesse weiter überformt werden (Dale et al. 2005; Frenzen et al. 2005).

### Gase

Alle Magmen enthalten Volatile in Lösung, die während der Eruption als Gase emittiert werden. Die Gase enthalten große Mengen an S, CO, Cl, F, die für Vegetationsschäden verantwortlich sein können. Saure Gase führen in erster Linie zu einem Ausbleichen der Blätter. Die Schäden sind meist kleinräumig (z. B. Mammoth Mountain, USA; Gerlach et al. 1999), nur selten sind größere Gebiete betroffen (Laki, Island; Thorarinsson 1979).

### 3.2.5 Wiederbesiedlung

Die Form und Dauer der Wiederbesiedlung gestörter Flächen ist vor allem gesteuert durch die Intensität, die Größe und die Frequenz der Störungen (Turner et al. 1998) und erleichternde

Faktoren wie Erosion und Verwitterung (Del Moral 1993), sowie Zufallsfaktoren (Walker & Chapin 1987).

Del Moral & Bliss (1993) zeigen am Beispiel des Mt. St. Helens grundlegende Faktoren und Mechanismen die die Besiedlung vulkanisch gestörter Flächen bestimmen.

### **Isolation**

Große Eruptionen können große Flächen schaffen, die frei sind von jeglichen Pflanzen. Diese Isolation vermindert die Menge der diese Flächen erreichenden Diasporen. Vielfach konnte gezeigt werden, dass Isolation gepaart mit schwer zu besiedelnden Substraten ein großes Hindernis für die Besiedlung durch Pflanzen darstellt (Del Moral & Grishin 1999). Anemochore Arten bilden eine Hauptkomponente in der Primärsukzession vulkanisch geschaffener Habitats (Dale 1989; Nakashizuka et al. 1993). Sämlinge windverbreiteter Arten sind jedoch meist wenig stresstolerant (Hodgson & Grime 1990; Del Moral et al. 2005). Dies führt unter den Bedingungen frischer vulkanischer Substrate (schlechte Wasserverfügbarkeit, wenig Nährstoffe, starke Verdunstung) zu großer Sämlingsmortalität.

### **Amelioration**

Physikalische und chemische Amelioration vulkanischer Substrate ist die Grundvoraussetzung für die Besiedlung durch Pflanzen. Unter Amelioration können alle aufwertenden Prozesse zusammengefasst werden, die die pflanzliche Kolonisierung erleichtern, z. B. Erosion, physikalische und chemische Verwitterung, Substratstabilisierung und Nährstoffanreicherung (Del Moral & Bliss 1993).

Erosion und physikalische Verwitterung erleichtert zum einen die Ansiedlung von Vegetation, z. B. indem sich Rillen in Tephren bilden, die Pflanzen ein Durchwurzeln und ein Erreichen des ehemaligen Oberbodens ermöglichen (Del Moral & Bliss 1993). Zudem schaffen Erosionsprozesse Mikrohabitate mit erhöhter Feuchtigkeit und verringerter Verdunstung. So siedeln sich Gefäßpflanzen auf Lavaflächen meist ausschließlich in Rissen und Spalten an (Tsuyuzaki & Del Moral 1994; Smathers & Müller-Dombois 1974). Andererseits kann fortgesetzte Erosion auch die Ansiedlung von Sämlingen auf pyroklastischen Ablagerungen und Laharen verhindern, da diese durch die transportierten Partikel geschädigt werden oder sogar zusammen mit dem Substrat abgetragen werden. Die Stabilisierung der Substratoberfläche ist somit ebenfalls von großer Bedeutung (Frenzen et al. 2005).

Grundlegende Unterschiede vulkanischer Ablagerungen im Vergleich zu anderen Substraten sind ihre Sterilität sowie ihre sehr geringen Nährstoffgehalte, schlechten Wasserhalteigenschaften und ihr extremes Mikroklima. Zudem zeigen vulkanische Ablagerungen, besonders Tephren, meist eine saure Reaktion (u. a. Fruchter et al. 1980). Verwitterung verbessert die Substrateigenschaften, insbesondere hinsichtlich der Nährstoff- und Wasserverfügbarkeit (Del Moral & Grishin 1999). Chemische Verwitterung und dabei stattfindender Transport unter humiden Bedingungen kann jedoch durch „*Leaching*“ Säuren freisetzen und den Boden-pH-Wert stark herabsetzen, zudem reichern sich Al, Fe und Si stark an (vgl. Blong 1984; Arnalds 2008).

Nur bei sehr geringmächtigen Tephraablagerungen kann z. T. ein positiver, mulchender Effekt auf die Vegetation zu beobachten sein (Harris et al. 1987).

Ein wichtiger Faktor hinsichtlich der Substrataufbereitung ist die Zufuhr von organischem Material, die anfangs vor allem durch Windtransport erfolgt und die Hauptquelle für Pflanzennährstoffe darstellt (Edwards 1988). Böden aus gut verwittertem vulkanischen Material gelten generell als fruchtbar, da sie reich an pflanzenverfügbaren Mineralstoffen sind und zudem gute Wasserhalteigenschaften aufweisen (Shoji et al. 1993). Klima, Vegetationsbedeckung und Zeit sind die Hauptfaktoren, die die Verwitterung und Bodenbildung in vulkanischen Materialien bestimmen. Unter tropischen und humid-

temperaten Bedingungen kann die Verwitterung und Bodenformierung abhängig von den physikalischen und chemischen Eigenschaften sehr schnell (< 1000 a) erfolgen, während unter ariden Bedingungen diese Prozesse weitaus langsamer ablaufen (Ugolini & Dahlgren 2002; Ugolini & Zasoski 1980).

### **Biologische Facilitation**

Unter dem Begriff der Facilitation fasst man alle Interaktionen zwischen Lebewesen und der Umwelt zusammen, die die Umwelt im Sinne der Ressourcenverfügbarkeit für spätere Kolonisten positiv beeinflussen. (Connel & Slayter 1977; Bertness & Hacker 1994; Brooker et al. 2008). Facilitation ist insbesondere in Frühstadien der Primärsukzession wirksam (Keddy 2007: 338). Im Fall der Primärsukzession in vulkanischen Habitaten bezieht sich dies vor allem auf Stickstofffixierung und „*nurse-plant*“-Effekte (Went 1942; Smathers & Müller-Dombois 1974; Del Moral et al. 2005; Lindig-Cisneros et al. 2006).

Vulkanische Ablagerungen sind arm an Stickstoff und Phosphor (Wagner & Walker 1986), deshalb stellen stickstofffixierende Pflanzen teilweise große Anteile an Gesellschaften der Sukzessionsfrühstadien (Ugolini & Dahlgren 2002; Dale et al. 2005; Halvorson et al. 2005; Knight & Chase 2005; Gomez-Romero et al. 2006).

### **Zufall**

Zufälligen Ereignissen kommt bei der Besiedlung neu geschaffener Habitats eine große Bedeutung zu. Da Faktoren wie z. B. die Amelioration und die Entstehung von Mikrohabitats nicht flächenhaft, sondern punktuell auftreten und besonders die Keimlinge windverbreiteter Arten nur in diesen Habitats eine Überlebenswahrscheinlichkeit haben, ist die Ansiedlung und das Überleben insbesondere hinsichtlich einzelner Arten rein zufällig (Del Moral & Bliss 1993; Del Moral et al. 2005; Walker & Chapin 1987).

### **Wuchscharakteristika von Pflanzen**

Bisherige Studien zu den Auswirkungen rezenter Eruptionen auf die Vegetation stellten regelmäßig die besondere Bedeutung der Lebens- und Überdauerungsformtypen sowie Verbreitungscharakteristika von Pflanzen im Hinblick auf das Überleben einer vulkanogenen Störung und die quantitative Beteiligung an der späteren Wiederbesiedlung fest (Antos & Zobel 1985 b, c; Adams et al. 1987; Tsuyuzaki & Del Moral 1995; Dale & Adams 2003).

Die Wiederbesiedlung gestörter Habitats durch Pflanzen kann über die Herkunft der Kolonisatoren unterteilt werden in:

- (i) Überlebende Individuen
- (ii) Keimung aus Bodensamenbanken
- (iii) Keimung aus nach der Störung eingebrachten Diasporen

Frühstadien der Wiederbesiedlung von durch vulkanische Fallablagerungen gestörter Habitats sind meist dominiert von perennierenden Kräutern, insbesondere von Geophyten und Hemikryptophyten. Arten dieses Lebens- und Überdauerungsformtyps bilden die Primärsukzession, d. h. sie überleben das eigentliche Störungsereignis (z. B. eine Tephraablagerung) und kolonisieren die Habitats aus verschütteten vegetativen Pflanzenteilen (Tsuyuzaki & Del Moral 1995; Antos & Zobel 1985 a, b). Entscheidend hierbei ist, insbesondere bei mächtigeren Tephraablagerungen, die Fähigkeit von Pflanzen, vegetative Teile einschließlich der Wurzeln aus dem ursprünglichen Boden in die Tephra zu verlagern um diese zu durchwachsen (Antos & Zobel 1985 a, b).

Unter günstigen Bedingungen können Samen aus Bodensamenbanken, z. B. unter Tephra, mehrere Jahrzehnte keimfähig bleiben (Tsuyuzaki 1987; Fenner & Thompson 2005: 80).

In der Primärsukzession sowie auf nur gering erodierten vulkanischen Substraten und isolierten Flächen dominieren häufig wind-, wasser- oder tierverbreitete Pflanzenarten die Frühstadien der Besiedlung (Tsuyuzaki 1987; Dale 1989; Tsuyuzaki & Del Moral 1995; Del Moral & Grishin 1999).

### 3.2.6 Folgestadien und Dauer der Besiedlung

Die zuvor genannten Beispiele betreffen ausschließlich die Initialstadien der Wiederbesiedlung durch Pflanzen in durch Vulkanismus gestörten Räumen. Grishin et al. (1996) und Grishin (1994) geben eine Übersicht über Stadien der Sukzession auf Bimsflächen der Eruption des Ksudach 1907 und ca. 300 AD, sowie AA-Laven des Tolbachik (Kamtschatka) mit einem Alter zwischen 10 und 2.500 Jahren. Auf geringmächtigen Bimsablagerungen (< 30 cm) bilden sich dichtere Gehölzbestände nach etwa 90 Jahren. Grishin et al. (1996) gehen von einer Dauer bis zur Wiederherstellung der ursprünglichen Boden- und Vegetationsverhältnisse auf Bims von bis zu 2.000 Jahren aus. Auf 1.000 Jahre alten Lavaflächen beschreibt Grishin (1994) dichtere Gehölzvegetation. Die Vegetation auf den etwa 2.500 Jahre alten Lavaflächen kann als Klimax angesehen werden.

Nach Untersuchungen auf Lavafeldern des Ätna (Italien) beträgt die Sukzessionsdauer bis zur Eichenwaldvegetation zwischen 450 und 1200 Jahren (Poli Marchese & Grillo 2000: 2000). Hierbei hängt die Ausprägung nicht nur vom Alter, sondern auch von Faktoren wie der Oberflächenbeschaffenheit, Tiefe des Oberbodens und dem Mikroklima ab.

Auf den durch die massive Eruption des Krakatau (1883, Sumatra, Indonesien) entstandenen Inseln herrschte etwa 50 Jahre nach dem Ausbruch auf den Inseln z. T. geschlossener Wald vor, der jedoch artenarm ist und aus seralen Baumarten besteht, also nicht dem Klimax entspricht (Whittaker et al. 1989).

Ablauf und Dauer der Vegetationssukzession in gestörten Habitaten bis zum Erreichen von Folge- und Endstadien sind nur schwer zu erfassen, da die nötigen Untersuchungszeiträume in der Regel zu lang sind (Oliver 1981; Clarkson 1990). Deshalb sind Aussagen zur Dauer der Wiederbesiedlung auch von vulkanisch gestörten Habitaten bis zur Wiederherstellung des Ursprungszustandes bzw. stabiler Alternativzustände kaum möglich. Abhilfe können hier paläoökologische und speziell palynologische Untersuchungen leisten (Gould 1976; Prentice 1992).

Palynologische Untersuchungen in Neuseeland (Wilmshurts & McGlone 1996) zeigen, dass die Wiederbesiedlung auf Ignimbriten nach der Taupo-Eruption (ca. 1850 BP) etwa 200 Jahre in Anspruch nahm, bis die Waldvegetation dem voreruptiven Zustand entsprach oder diesem nahe kam

### 3.3 Palynologische Untersuchungen zu Vegetationsstörungen durch Vulkanismus

Nur wenige quartäre und holozäne Vulkanausbrüche wurden bisher hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf die Vegetation palynologisch untersucht:

Laacher See (Deutschland)	ca. 12.880 JBP	Lotter & Birks 1993; Birks & Lotter 1994; Lotter et al. 1995; Schmincke et al. 1999; Litt et al. 2003; Theuerkauf 2003
Thera (Giechenland)	ca. 3.600 JBP	Eastwood et al. 2002; Bottema & Sarpaki 2003
Hekla, Grimsvötn-Komplex, „Lairg-Tephra“ (Island)	Holozän	Blackford et al. 1992; Birks 1994;; Edwards et al. 1994; Hall et al. 1994; Charman et al. 1995; Dwyer & Mitchell 1997; Wells et al. 1997; Edwards & Craigie 1998; Hall 2003; Edwards et al. 2004; Payne & Blackford 2005

Marion-Insel (Indischer Ozean)	ca. 2.900 und ca. 1.700 JBP	Yeloff 2007
Auckland Isthmus; Mt. Wellington; Taupo; Mt. Taranaki (Neuseeland)	Weichselspätglazial und Holozän	McGlone et al. 1988; Newnham & Lowe 1991; Wilmshurst & McGlone 1996; Horrocks & Ogden 1998 a, b, c; Giles et al. 1999
Dakataua & Witori (Papua-Neuguinea)	ca. 6.000 JBP bis rezent	Boyd et al. 2005; Jago & Boyd 2005; Lentfer & Torrence 2007
Kikai (Japan)	ca. 6.300 JBP	Yasuda 1991
Glacier Peak; Mt. Mazama; Mt. St. Helens (USA)	Weichselspätglazial und Holozän	Mehring et al. 1977; Blinman et al. 1979; Mack et al. 1983; Dunwiddie 1986
Baru (Panama)	Spätes Holozän	Behling 2000
Mt. Burney; Aguilera; Mt. Hudson; Llaima (Chile)	Mittleres / Spätes Holozän bis rezent	Haberle et al. 2002; Fesq-Martin et al. 2004; Kilian et al. 2006; Urrutia et al. 2007

**Tab. 3.3.1: Palynologische Untersuchungen zu ökologischen Auswirkungen quartärer und holozäner Vulkaneruptionen.**

Birks & Lotter (1994) und Lotter et al. (1995) weisen an Hand palynologischer Untersuchungen kurzzeitige Einflüsse auf den Kiefern-Birken-Wald im Umfeld des Holzmaars (W-Eifel, Deutschland) als Folge der **Laacher-See-Eruption** am Ende des Alleröds ( $12.880 \pm 270$  Jahre BP; Litt et al. 2001) nach. Nach einer anschließenden Phase von etwa 120 Jahren stabilisiert sich das Pollensignal. Untersuchungen im Hirschenmoor und Rotmeer (Schwarzwald, Deutschland; Lotter & Birks 1993) zeigen keine signifikante Änderung im Pollensignal, so dass Vegetationsschäden als Folge der Laacher-See-Eruption hier ausgeschlossen werden können. Auch für neun Standorte in Mecklenburg-Vorpommern konnte kein Einfluss auf die Vegetation palynologisch nachgewiesen werden (Theuerkauf 2003).

Die Auswirkungen der spätbronzezeitlichen Eruption des **Thera** (Ägäis, Griechenland) auf die Vegetation wurde an Profilen aus Kreta (Bottema & Sarpaki 2003) und der Westtürkei (Göhlhisar; Eastwood et al. 2002) untersucht. Auch wenn das Ausmaß der Eruption starke Auswirkungen auf die Umwelt vermuten lässt, konnten die Untersuchungen keinen Einfluss in den Pollensignalen nachweisen.

Einflüsse von Vulkaneruptionen auf Island auf die isländischen Pollenprofile konnten für die Ausbrüche des **Hekla** (1477 und 1766 n. Chr.) und des **Öræfi** (1362 n. Chr.) durch Edwards et al. (1994) gezeigt werden. Edwards et al. (2004) konnten auch indirekte Effekte der Heklaeruption 1947 auf die Grasvegetation, wahrscheinlich verursacht durch verringerte Weidetätigkeit nach dem Ausbruch, nachweisen.

Der Einfluss holozäner isländischer Eruptionen auf die Vegetation Nordwesteuropas (Großbritannien, Irland, Färöer) ist dagegen umstritten. Blackford et al. (1992) vermuten auf Grund palynologischer Untersuchungen an Profilen aus N-Schottland einen Zusammenhang zwischen der Ablagerung der Hekla-4 Tephra (ca. 4.500 Jahre BP) und einem starken Rückgang der *Pinus*-Pollenanteile. In Pollenprofilen aus Lancashire (England) zeigte sich eine abrupte Abnahme der *Betula*-Pollenanteile bei gleichzeitiger Zunahme der Anteile von Gramineen-Pollen im Hangenden der Hekla-4 Tephra (Well et al. 1997).

Charman et al. (1995) in Schottland sowie Hall et al. (1994) und Dwyer & Mitchell (1997) in Irland finden keinen Zusammenhang zwischen der Ablagerung der Hekla-4 Tephra und der von Blackford et al. (1992) beobachteten Abnahme der *Pinus*-Pollenanteile. Nach Hall et al. (1994) sowie Charman et al. (1995) beruht der von Blackford et al. (1992) vermutete Zusammenhang wahrscheinlich auf Datierungsfehlern. Hall (2003) konnte ebenfalls keine Veränderungen in Pollenprofilen im Zusammenhang mit den so genannten „**Lairg-Tephren**“ (ca. 6.650 und ca. 6.900 Jahre BP) nachweisen. Studien an Torfprofilen auf den Färöer-Inseln

(Edwards & Craigie 1998) zeigen nur leichte Veränderungen in den Krautpollen-Anteilen im Hangenden der *Saksunarvatn*-Tephra (ca. 9.000 Jahre BP).

Wilmshurst & McGlone (1996) zeigen in den zusammengefassten Ergebnissen mehrerer Studien an Torfen und Seesedimenten die Auswirkungen der **Taupo-Eruption**, des weltweit stärksten Vulkanausbruchs der letzten 5.000 Jahre (ca. 1.850 Jahre BP), auf die Vegetation der neuseeländischen Nordinsel. Die quantitativen Veränderungen in den Baumpollenanteilen (*Podocarpus*, *Dacrydium*, *Prumnopitys* u. a.) lassen sich direkt mit der Mächtigkeit und der Art der Ejekta (Tephra oder Ignimbrit) sowie dem Auftreten vulkanisch induzierter Waldbrände korrelieren. Subsequent zum Abfall der Baumpollenwerte zeigt sich eine starke Zunahme der Pollenwerte von Gräsern, Kräutern und Sträuchern, die auf eine Vegetationssukzession hindeuten. Die Dauer bis zur Wiederherstellung der ursprünglichen Pollenverhältnisse beträgt je nach untersuchtem Profil zwischen 120 und 225 Jahren.

Horrocks & Ogden (1998 a, b) weisen als Folge der Taupo-Eruption langfristige Veränderungen der Waldzusammensetzung des Mt. Hauhungatahi (südlich des heutigen Taupo-Sees) palynologisch nach.

An mehreren Sedimentprofilen aus Papua-Neuguinea konnten Boyd et al. (2005) und Lentfer & Torrence (2007) den starken Einfluss der Ausbrüche des **Witori** (ca. 5.900, 3.600 und 1.700 Jahre BP) und des **Dakataua** (ca. 1.400 Jahre BP) auf die Vegetation und Besiedlung der betroffenen Gebiete palynologisch und mikropaläontologisch nachweisen. Palynologisch und phytolith-analytisch lassen sich klar die Zerstörung der Vegetation abhängig von der Entfernung zum Eruptionsort, der Tephramächtigkeit und der Topographie erkennen. Nach den Eruptionen zeigen sich Hinweise von Pionier- und Folgegesellschaften der Vegetationssukzession. Zudem gibt es Hinweise auf anthropogene Einwirkungen im Verlauf der Sukzession.

Yasuda (1991) weist in Torfprofilen palynologisch die Auswirkungen der **Kikai-Calderaeruption** (ca. 6.300 Jahre BP) auf die Vegetation in S-Kyushu (Japan) nach. Die Ergebnisse der Untersuchung belegen großflächige Zerstörung des Waldbestandes als Folge pyroklastischer Ströme und Tephrafälle. Die Ausbreitung von Offenlandvegetation und Zunahme der Erosion konnte ebenfalls nachgewiesen werden.

Ökologische Auswirkungen großer Vulkaneruptionen seit dem Weichselspätglazial in Nordamerika wurden von Mehringer & Blinman (1977), Blinman et al. (1979) sowie Dunwiddie (1986) untersucht. Die palynologische Analyse der **Glacier Peak-** (ca. 11.250 Jahre BP) und der **Mt. Mazama-Tephra** (ca. 7.600 Jahre BP; Zdanowicz et al. 1999) dienten der Untersuchung der Ablagerungsgeschwindigkeiten und der Jahreszeit der Ablagerung. Untersuchungen der Sedimente vor und nach Ablagerung der Mt. Mazama-Tephra zeigten keine signifikanten Veränderungen in den Pollengehalten (Blinman et al. 1979). Auch Dunwiddie (1986) konnte keine Auswirkungen der Mt. Mazama-Tephra und von Tephren des Mt. St. Helens (Tephra Y: ca. 3.400 Jahre BP; Tephra W: ca. 500 Jahre BP) in Pollensignalen aus Seesedimenten im Bundesstaat Washington (USA) nachweisen.

Palynologische Untersuchungen eines Sedimentkerns aus der Laguna de Volcan (Panama) konnten keine starken Auswirkungen von spätholozänen Eruptionen des **Baru** auf die Vegetation nachweisen (Behling 2000).

Studien an holozänen Sedimenten aus Chile (Fesq-Martin et al. (2004); Kilian et al. (2006)) zeigen eine starke Abnahme der *Nothofagus*-Pollen-Anteile nach dem Ausbruch des **Mt. Burney**-Vulkans (ca. 4.250 Jahre BP). Im Anschluss daran finden sich hohe Anteile an Pollen von Pionierarten. Die präeruptiven Gehalte an *Nothofagus*-Pollen stellen sich erst nach einem Zeitraum von etwa 1.400 Jahren ein. Als Ursache für die Vegetationsveränderungen vermuten Kilian et al. (2006) Schäden durch tephrainduzierte Azidifikation des Bodens. Haberle et al. (2002) vermuten ebenfalls Vegetationsschäden durch Ausbrüche des **Hudson** in Chile. Palynologisch konnten sie diese jedoch nicht nachweisen. Untersuchungen von Urratia et al. (2007) zeigen Veränderungen im Pollensignal der Sedimente des Galletue-Sees in den chilenischen Anden als Folge der Eruption des **Llaima** (1956-57). Insbesondere Gramineen-

Pollen zeigen eine starke Zunahme während der Tephraablagerung. Urratia et al. (2007) interpretieren diesen Anstieg als Folge von Nährstoffeinträgen durch die Tephra. Die vorgestellten Untersuchungen ergeben sehr unterschiedliche Befunde zum Einfluss von Vulkanismus auf das Pollensignal und subsequent zur Interpretation dieser Befunde in Hinblick auf die tatsächlichen Auswirkungen der Eruptionen auf die Vegetation.

### **3.4 Auswirkungen von Vulkanismus auf die Agrarnutzung**

Folgen rezenter Eruptionen für die menschliche Besiedlung, Wirtschaft und Agrikultur wurden u. A. für die Ausbrüche des Hudson (Inbar et al. 1996; Wilson et al. 2010 a), Mount St. Helens (USA, Cook et al. 2001), Merapi (Indonesien, Wilson et al. 2007), Paricutin (Mexiko, Rees 1970) Pinatubo (Philippinen, Rantucci 1994) und Ruapehu (Neuseeland, Cronin et al. 1998) untersucht.

Auswirkungen historischer Vulkaneruptionen liegen z. T. in Form von Augenzeugenberichten vor, z. B. für die Eruption des Laki (Island 1783, vgl. Grattan & Pyatt 1994) und des Vesuv (Italien 79 n. Chr., vgl. Mastrolorenzo 2005). Auch für das Vanseegebiet sind Auswirkungen vergangener vulkanischer Ereignisse, u. A. des Nemrut 1441 und 1692, anhand historischer Quellen belegt (vgl. Karakhanian et al. 2002). Katastrophale Auswirkungen großer historischer und prähistorischer Vulkaneruptionen sind auch archäologisch nachgewiesen oder werden diskutiert. Beispiele sind der Vesuv (79 n. Chr., Italien; Allison 2002), die mittelalterlichen und neuzeitlichen Eruptionen in Neuseeland (Lowe et al. 2002), die präkolumbianische Eruption des Ilopango (El Salvador, zw. 415 und 530 n. Chr.; Dull et al. 2001) und des Sunset Crater-Vulkans (ca. 50 n. Chr., USA; Ort et al. 2008) und insbesondere die bronzezeitliche Thera-Eruption (Ägäis zw. 1620 und 1520 v. Chr.; McCoy & Heiken 2000). Ein direkter Nachweis der Folgen prähistorischer Ausbrüche auf die Landwirtschaft anhand mikropaläontologischer bzw. palynologischer Untersuchungen gelang nur sehr vereinzelt, so für holozäne Eruptionen in Papua-Neuguinea (Jago & Boyd 2005; Lentfer & Torrence 2007).

Generell werden Nutzpflanzen bzw. Ackerflächen durch vulkanische Ereignisse in gleicher Weise beeinflusst wie die übrige natürliche Vegetation. Schäden können jedoch teilweise durch menschliche Eingriffe vermindert werden, indem z. B. auf Ackerflächen gefallene Tephra untergepflügt wird (z. B. am Pinatubo 1991, Philippinen; Rantucci 1994; Benson 2005). Starke Auswirkungen auf die Landwirtschaft können insbesondere auch sekundäre Einflüsse wie die Emission saurer und giftiger Bestandteile aus Tephren an Pflanzen und Böden verursachen (Bellomo et al. 2007). So stellen z. B. aus Tephren emittierte Fluorverbindungen, die an Pflanzen anhaften oder von diesen aufgenommen werden, eine Gefahr für Nutztiere dar.

### **3.5 Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf Seesedimente**

Umweltveränderungen können Einfluss auf Erosionsprozesse im Einzugsgebiet von Gewässern haben und so den Eintrag von Sediment sowie die physikalischen und chemischen Sedimenteigenschaften beeinflussen (Hakanson 2007; Hudson-Edwards 2007; Owens et al. 2010). Nachgewiesen ist dieser Zusammenhang für Klimaveränderungen (Dean et al. 1984; Brauer et al. 1999), Veränderungen der Ausdehnung von Gletschern (Leemann 1993; Leemann & Niessen 1994), anthropogene Aktivitäten (Enters et al. 2006; Guyard et al. 2007) und Waldbrände (Wright 1967; Cwynar 1978; Virkanen et al. 1997). Erosions- und Sedimentationsprozesse im Zusammenhang mit rezenten vulkanischen Ereignissen wurden z. B. am Mt. St. Helens (Collins & Dunne 1986; Folsom 1986; Major et al. 2000), Pinatubo (Hayes et al. 2002), sowie Merapi und Semeru (Indonesien, Lavigne 2004) untersucht. Auswirkungen historischer und prähistorischer Eruptionen auf Erosion und Sedimentation

wurden u. A. von Friele et al. (2005) für den Mount Meager-Vulkan (ca. 2630 BP, Kanada), Manville (2002) und Manville et al. (2005) für den Taupo (ca. 1.800 BP, Neuseeland) nachgewiesen.

Seesedimente weisen eine allochthone und eine autochthone Komponente auf. Die allochthone Komponente wird durch das von außen über die Vorfluter eingetragene Material gebildet. Dies sind insbesondere geogene Partikel sowie auch biogenes Material. In warvierten Sedimenten bildet die allochthone Komponente in der Regel die tonig-klastische Winterlage. Die autochthone Komponente wird vor allem durch die biologische Stoffproduktion im Seekörper gebildet und besteht in erster Linie aus Resten planktischer Organismen. In ariden und semiariden Gebieten, so auch am Vansee, kommt hierzu noch die evaporativ bedingte Calcit- oder Aragonitfällung.

Veränderungen in Erosionsraten wirken sich demnach in erster Linie auf die allochthone Komponente aus. Zusätzlich kann auch die Stoffproduktion z. B. durch Zufuhr von Nährstoffen erhöht werden und somit auch die autochthone Komponente des Sediments beeinflussen.

Erosions- und Resedimentationsprozesse subsequent zu vulkanischen Ereignissen betreffen in der Regel zuerst die während der Eruption abgelagerten vulkanischen Lockermaterialien. Der Abtrag ist in den ersten Jahren nach dem Ausbruch auf Grund der fehlenden, stabilisierenden Vegetationsdecke besonders hoch (Swanson et al. 1983; Inbar et al. 1995). Anderson et al. (1985) zeigen für den Coldwater-See in der Blast-Zone des Mount St. Helens, dass der Eintrag erodierten vulkanischen Lockermaterials in der Regenperiode erfolgt und sich ähnlich wie in glazialen Milieus eine zyklische Sedimentation einstellt, in deren Folge sich klastische Warven bilden. Vulkanisch ausgelöste Vegetationsveränderungen können zu Bodenerosion und erhöhten Sedimentationsraten in Seen führen. Kilian et al. (2006) weisen einen starken und langandauernden Anstieg der Sedimentationsraten nach Ausbruch des Mount Burney (Chile, ca. 4.290 BP) nach. Merkt & Müller (1999) stellen eine Veränderung in der Zusammensetzung der Winterlagen über einen Zeitraum von etwa 10 Jahren nach Ablagerung von etwa 0,2 mm Laacher-See-Tephra in den warvierten Sedimenten des Hämelsees (Deutschland) fest.

Einflüsse von vulkanischen Ereignissen auf die autochthone Komponente von Seesedimenten wurden in rezent- und paläoökologischen Studien nachgewiesen oder diskutiert. In mehreren Untersuchungen konnten Änderungen in der Zusammensetzung von Diatomeen-Gesellschaften und in den Akkumulationsraten von Diatomeenschalen in Seesedimenten nachgewiesen werden (Hickman & Reasoner 1994; Birks & Lotter 1994; Lotter et al. 1995; Telford et al. 2004; Urrutia et al. 2007).

## 4. Methodologie

### 4.1 Störungsereignisse und Proxysignale: Ökologie, Paläoökologie und die Untersuchung von Veränderungen in Ökosystemen

Die Ökologie untersucht die komplexen Beziehungen zwischen Organismen untereinander und zu ihrer Umwelt (Chapin et al. 2002: 3). Demgegenüber ist die Paläoökologie die Ökologie der Vergangenheit, also die Beschreibung der Beziehungen zwischen Organismen untereinander und zu Umweltzuständen und -veränderungen der Vergangenheit (Birks & Birks 1980: 1). Der wichtigste methodische Unterschied zwischen der Ökologie und der Paläoökologie ist, dass vergangene Ökosysteme nicht direkt untersucht werden können. Somit müssen die biotischen und abiotischen Zustände des vergangenen Ökosystems aus Stellvertreterdaten (sog. Proxydaten, kurz Proxies) ermittelt werden. In der Paläoökologie bedient man sich hierzu vor allem Fossilien sowie der Sedimente, in welchen Fossilien gefunden werden. Dabei muss beachtet werden, dass sowohl Fossilien als auch die Sedimente durch Transportprozesse, Diagenese und Wiederablagerung verändert werden können (Birks & Birks 1980; Rull 2010). Ökologen können die Organismen sowie die Umweltparameter, die sie untersuchen, selbst bestimmen. Paläoökologen sind hingegen auf die als Fossilien überlieferten Organismen und die sie umgebenden Sedimente beschränkt und müssen ihre Untersuchungsstrategie dahingehend anpassen. Ökologische Untersuchungen sind meist kurz, im Umfang von wenigen Jahren. Demgegenüber untersucht die Paläoökologie in der Regel langandauernde Zustände und Veränderungen von Ökosystemen, häufig über Jahrtausende hinweg. Jede Probe repräsentiert dabei Zeiträume von Jahrzehnten. Die Dimension Zeit kann deshalb weniger akkurat gemessen werden als in der Ökologie und ihr Verständnis ist aus diesem Grund von erheblicher Bedeutung (Birks & Birks 1980). Auf Grund der langen Zeiträume, die mit paläoökologischen Methoden untersucht werden können, bietet die Paläoökologie die Möglichkeit auch mittel- und langfristige Veränderungen in Ökosystemen (z. B. Sukzession) zu untersuchen, die mit rezentökologischen Mitteln nur schwer zu erfassen sind (Gould 1976; Green 1981; Rull 1990; Schoonmaker & Foster 1991).

Paläontologische Untersuchungen zu Veränderungen in Ökosystemen als Folge abrupter Störungen erfordern zeitlich sehr hochauflösende Bearbeitung von Archiven. In gängigen pollenanalytischen Studien an See- oder Moorablagerungen repräsentiert eine Probe meist einen zeitlichen Umfang von 10 bis 40 Jahren (Green & Dolman 1988). Die zeitlichen Abstände zwischen einzelnen Proben bei einer kontinuierlichen Beprobungsstrategie umfassen meist mehr als 100 Jahre (Birks & Birks 1980; Green & Dolman 1988). Rezentökologische Untersuchungen von Störungsereignissen auf die Vegetation zeigen, dass die Dauer bis zum Erreichen des Vorstörungszustandes z. B. nach Feuer zwischen 30 und 150 Jahren beträgt (Oliver 1981; Espelta et al. 1999), nach Stürmen etwa 50 bis 100 Jahre (Everham & Brokaw 1996) und nach Vulkaneruptionen zwischen einigen Jahren und Jahrhunderten (s. o.; Dale et al. 2005). Da große bis sehr große Vulkaneruptionen statistisch seltener auftreten als kleine und mittelgroße (Self 2006), finden sich in See- und Moorablagerungen vor allem Tephren kleiner und mittelgroßer Ausbrüche. Wie bei anderen Störungsereignissen sind auch die ökologischen Auswirkungen kleiner und mittlerer Vulkanausbrüche sowohl **zeitlich** als auch **räumlich**<sup>1</sup> geringer als die großer oder sehr großer Eruptionen (Del Moral & Grishin 1999; Walker & Willig 1999). Demnach bedarf es sehr hoher zeitlicher Auflösung in paläoökologischen bzw. pollenanalytischen Studien um die, im geologischen Maßstab, kurzen zeitlichen Auswirkungen von Störungsereignissen zu erfassen (Green 1983; Bradshaw & Miller 1988). Green (1981, 1983) zeigt anhand simulierter und beobachteter Signale die Auswirkungen von Waldbränden auf Pollen- und Holzkohlegehalte

---

<sup>1</sup> Zur Problematik der räumlichen Aussagekraft pollenanalytische Ergebnisse vgl. Kap. 3.6

in Seesedimenten (Abb. 4.1.1). Der gezeigte Verlauf dieser Signale wurde in der vorliegenden Arbeit in ähnlicher Form auch für die Folgen von Vulkaneruptionen angenommen.

Telford et al. (2004) stellen vier Kriterien auf, nach denen eine Veränderung im Diatomeensignal eines Sediments als vulkanisch bedingt identifiziert werden kann. Diese Kriterien wurden in der vorliegenden Arbeit soweit möglich auf die Pollensignale im Sediment übertragen bzw. angepasst.

- a) Die Veränderung im Pollengehalt und der Pollenvergesellschaftung im Tephrahangenden sollte größer sein als die als natürliche Variabilität angesehenen Veränderungen im präeruptiven Sediment. Die natürliche Variabilität wurde im Rahmen dieser Arbeit definiert als die Standardabweichung vom Mittelwert der Pollenakkumulationsrate<sup>2</sup> der untersuchten Proben des Sediments im Tephraliegenden.
- b) Die Veränderungen im Pollengehalt und in der Vergesellschaftung der Pollentypen sollten im direkten Anschluss im Hangenden der Tephra erfolgen.
- c) Theoretisch sollte im Tephrahangenden eine Erholungsphase hin zum Zustand vor Ablagerung der Tephra zu erwarten sein (s. u.).
- d) Größere Sicherheit der Identifikation eines Signals als vulkanisch bedingt bieten Untersuchungen an mehreren Bohrkernen, idealerweise aus verschiedenen Seen des Gebietes und an verschiedenen Tephren, die u. U. gleichartige gerichtete Signale zeigen würden. So könnten lokale nichtvulkanische Prozesse, die zu Veränderungen des Pollen- und Sedimentsignales führen, ausgeschlossen werden.

Störungen verursachen differentielles Überleben und differentielle Wiederbesiedlung von Arten in ökologische Gesellschaften. Je nach Art und Ausmaß der Störung zeigen Pflanzen, abhängig von ihren charakteristischen physiologischen und morphologischen Eigenschaften, unterschiedliche Reaktionen hinsichtlich des Überlebens des Störungsereignisses und der anschließenden Besiedlungsgeschwindigkeit bzw. quantitativen Beteiligung an der Sukzessionsgesellschaft (Pickett et al. 1987). Auch das Pollensignal sollte diese differentielle Reaktion in Form sich verändernder Pollenvergesellschaftungen nachzeichnen (Abb. 4.1.1).

Das Kriterium c) ist insofern zu diskutieren, da Sukzession auch unter gleichartigen ökologischen (z. B. klimatischen) Randbedingungen nicht notwendigerweise zur Wiederherstellung des Vorstörungszustandes führen muss (vgl. Beisner et al. 2003). Insbesondere starke Unterschiede in der Vegetation im Vergleich zum Vorstörungszustand, z. B. unter den vorherrschenden Gehölzarten, würden jedoch sicherlich im Pollensignal erfasst und als solche erkannt werden.

---

<sup>2</sup> Zum Begriff der Pollenakkumulationsrate und ihrer Aussagekraft vgl. Kap. 3.6

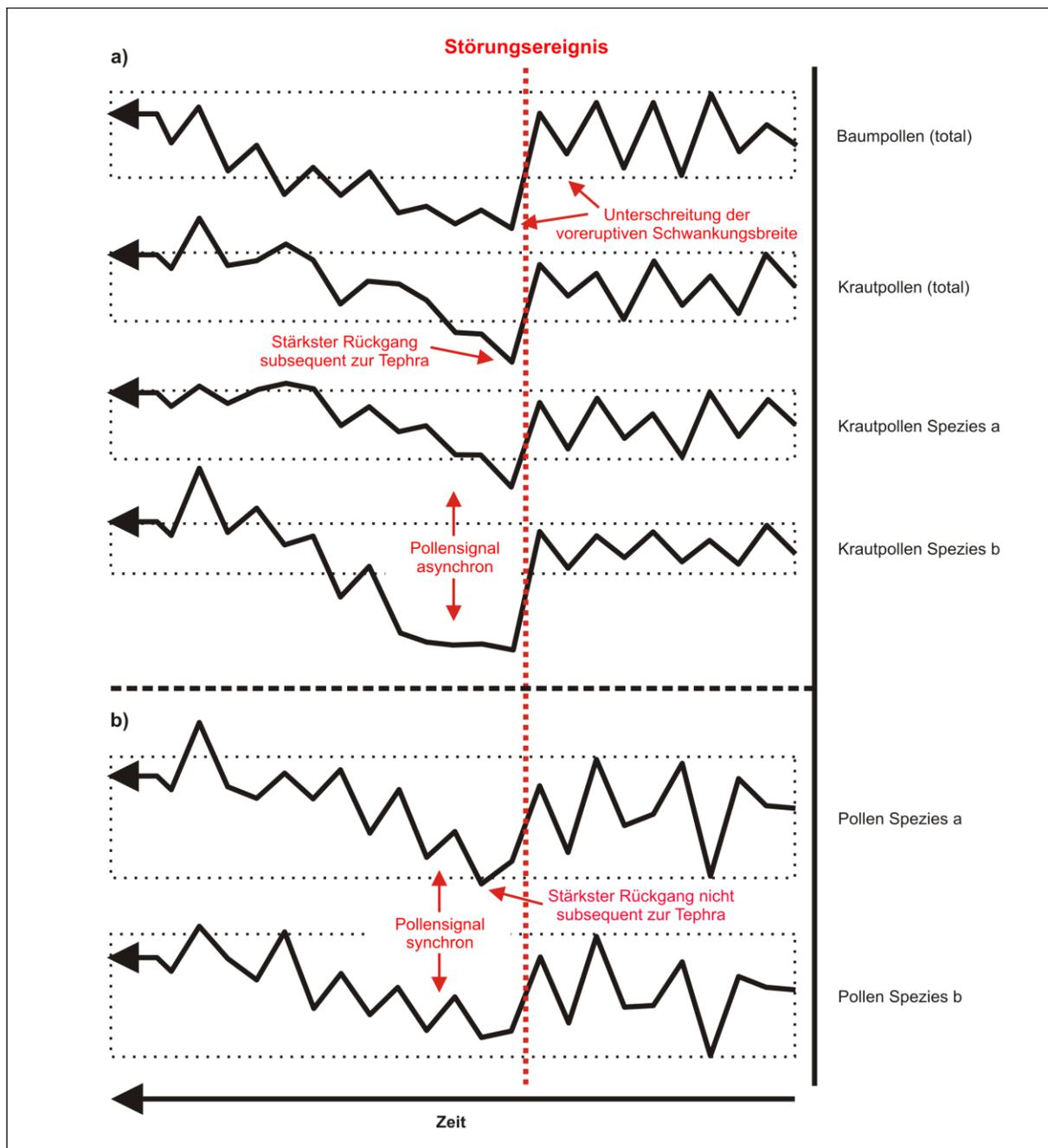


Abb. 4.1.1: Hypothetischer Verlauf von Pollensignalen nach Störungsereignissen. Punktierte Kästen geben die Schwankungsbreite der Pollensignale vor der Störung an. a): Störung hat Einfluss auf das Pollensignal, b) Störung hat keinen Einfluss. Grundlagen: Green (1981, 1983); Telford et al. (2004); eigene Überlegungen und graphische Darstellung.

## 4.2 Zur Theorie der Pollenanalyse: Grundlegende Aspekte von Pollengehalten als Indikatoren vergangener Vegetationszustände

### 4.2.1 Grundlegende Aspekte der Palynologie

Die Palynologie, also die quantitative Analyse von Pollen und Sporen zum Zwecke der Rekonstruktion vergangener Zustände der Vegetation, ist heute eine der am häufigsten verwendeten Methoden der Paläoklima- und Paläoumweltforschung (Berglund & Ralska-Jasiewiczowa 1986). Palynologische Untersuchungen vergangener Vegetationszustände basieren auf theoretischen Grundannahmen, deren Verständnis Voraussetzung für die

Bewertung palynologischer Daten ist (Birks & Birks 1980). Palynologische Studien dienen insbesondere zur Analyse großräumiger Vegetationsveränderungen als Folge von Klimaschwankungen. Die Untersuchung kleinräumiger und zeitlich kurzer Vegetationsveränderungen, z. B. als Folge von anthropogenen Einflüssen, Feuerereignissen oder Vulkaneruptionen, stellen eine besondere Herausforderung dar. Pollen, insbesondere anemophiler Taxa, können z. T. mehrere hundert Kilometer vom Wind transportiert werden (Birks & Birks 1980). Sie bilden demnach (abhängig von mehreren Faktoren) vor allem großräumige Vegetationseinheiten ab. Zudem lässt sich anhand der üblicherweise eingesetzten statistischen Verfahren und Darstellungsweisen der pollenanalytischen Befunde als Pollenprozentwerte keine direkte, absolute Aussage zum quantitativen Vegetationsbestand und zu quantitativen Vegetationsveränderungen machen (Davis 2000).

Die Repräsentation der Vegetation durch die Pollen wird im Wesentlichen von sechs Faktoren bestimmt: (1) Pollenproduktion der Pflanzen und (2) Pollenverbreitung, die annuellen Schwankungen unterliegen und in der Regel zu einem Überwiegen von Pollen anemophiler Taxa in Pollenspektren führen. Der (3) Pollenablagerung, (4) Pollenerhaltung und den (5) Eigenschaften des Archivs, die eine nichtgleichmäßige Verteilung und Erhaltung der Pollen im Sediment verursachen und zusammen mit der (6) Datenauswertung und -darstellung die räumliche und zeitliche Aussagekraft der Pollenspektren hinsichtlich der ein Archiv umgebenden Vegetation bestimmen (Davis & Brubaker 1973; Havinga 1967; Faegri & Iversen 1989; Sugita 1993; Hicks et al. 1994; Hicks 1999; Van Der Knaap et al. 2001).

Generell besteht ein linearer Zusammenhang zwischen dem Pollengehalt eines Sedimentes und der distanzgewichteten Vegetation eines das Archiv umgebenden Gebietes (Prentice 1985; Sugita 1994), da mit steigender Entfernung der Vegetation vom Archiv ihr Beitrag zum Pollengehalt des Sediments sinkt. Das zum Pollengehalt eines Archivs beitragende Gebiet wird als Pollenquellgebiet (*pollen source area*; Sugita 1994) bezeichnet. Die Fläche dieses Gebiets korreliert positiv mit der Oberflächengröße des untersuchten Sees und wird durch diese maßgeblich bestimmt (Janssen 1973). Die quantitative Repräsentation der Änderungen von Vegetationszusammensetzung und -deckung im Pollensignal ist demnach bestimmt von der flächenhaften Ausdehnung der Vegetationsänderung, ihrer Entfernung und ihrer Lage zum untersuchten Archiv, sowie der Fläche des Archivs selbst (Sugita et al. 1997).

Die Rekonstruktion der quantitativen Vegetationszusammensetzung ist zudem abhängig von der Auswertung und Darstellung der gewonnen Pollendaten (Birks & Gordon 1985). Die gängigsten Verfahren hierbei sind die Berechnung der **Pollenprozentwerte** (Pollensumme Taxon  $i$  / Gesamtpollensumme in %) und die Berechnung der **Pollenkonzentration** (Pollenkörner pro Sedimentvolumen oder -gewicht). Untersuchungen (Fagerlind 1952; Davis 1963; Prentice 1985) zeigen, dass kein linearer Zusammenhang zwischen den Pollenprozentwerten und prozentualen Vegetationsanteilen besteht. Dies resultiert zum einen aus den unterschiedlichen Verbreitungseigenschaften von Pollenkörnern verschiedener Taxa, zum anderen hängen in einem System (hier einem Prozentpollendiagramm) die Pollenprozentwerte eines Taxons von den Pollenprozentwerten aller anderen Taxa ab. Die Gesamtheit der Faktoren, die zur Nichtlinearität zwischen den Pollenprozentwerten und der prozentualen Vegetationszusammensetzung führen, wird als *Fagerlind-Effekt* bezeichnet (Prentice & Webb 1986). Um die Nachteile der Pollenprozentwerte hinsichtlich der Vegetationsrepräsentation zu korrigieren, haben sich in den letzten Jahren mathematische Verfahren etabliert (z. B. Sugita 1993, 2007 a, b), die jedoch in der vorliegenden Arbeit nicht angewendet werden konnten.

Eine weitere Möglichkeit der Erfassung und Darstellung palynologischer Daten stellen **Pollenakkumulationsraten** (Pollenkörner/cm<sup>2</sup>/Jahr) dar (Davis & Deevey 1964). Anders als Pollenproduzentwerte beschreiben Pollenakkumulationsraten (im Weiteren PAR oder Influx) den Vegetationsbestand hinsichtlich einzelner Arten annähernd quantitativ. PAR ermöglichen unabhängige Variationen in der Pollenablagerung für jedes Taxon zu erfassen und zu untersuchen (Birks & Gordon 1985). Die Berechnung von PAR ist jedoch nur bei sehr guter chronostratigraphischer Kontrolle über die untersuchten Proben möglich. Laminierte

Sedimente eignen sich deshalb besonders für die Ermittlung von PAR. Zeitlich sehr hochauflösende (< 5 a/Probe) Pollenakkumulationsraten tendieren zu starken Fluktuationen, da sie annuelle Schwankungen der Pollenproduktion abbilden (Green 1983). Swain (1973) zeigt, dass Verhältniswerte zwischen Akkumulationsraten verschiedener Pollentypen sensitiver auf Vegetationsveränderungen reagieren als individuelle Verlaufswerte der Pollenakkumulationsraten.

Zusammenfassend kann für die vorliegende Arbeit festgestellt werden, dass die Größe des untersuchten Archivs sowie die flächenhafte Verteilung der Vegetation relativ zum Archiv maßgeblich die Möglichkeiten hinsichtlich der Auflösung kleinräumiger Vegetationsveränderungen im Pollensignal bestimmen. Zudem entsprechen Pollenakkumulationsraten im Gegensatz zu Pollenprozentwerten näherungsweise dem quantitativen Vegetationsbestand und reagieren sensitiver auf lokale Vegetationsveränderungen.

#### **4.2.2 Folgen und Grundannahmen für pollenanalytische Untersuchungen an den Sedimenten des Vansees**

##### **Pollenproduktion und Repräsentation der Vegetation**

Der Pollenausstoß sowie die Pollenüberlieferung sind normalerweise nicht direkt mit dem quantitativen Vorkommen einzelner Pflanzenarten verknüpft. Insbesondere prozentuale Pollenanteile lassen keine Aussagen zur quantitativen Änderung des Pflanzenbestandes zu.

In der Pollenanalyse wurde sich deshalb in der Vergangenheit z. T. mit Korrekturfaktoren beholfen, nach denen einzelne Pflanzenarten palynologisch im Bezug auf ihr quantitatives Auftreten über- oder unterrepräsentiert sind (vgl. z. B. Andersen 1970). Modernere Verfahren messen direkt den absoluten oder relativen Pflanzenbestand in Bezug zum distanzgewichteten absoluten oder relativen Auftreten der zugehörigen Pollen. In Verbindung mit Modellen zur Pollenausbreitung und -ablagerung ergeben diese Verfahren Korrekturwerte zur Interpretation von Pollenbefunden.

Für das Vanseegebiet oder Ostanatolien liegen noch keine Korrekturfaktoren oder quantitative Vegetations- bzw. distanzgewichtete Pollenaufnahmen vor.

Wright et al. (1967) untersuchten den rezenten Pollenniederschlag entlang von Transekten in unterschiedlichen Vegetationseinheiten des Westiran. Vergleiche zwischen den relativen Anteilen von *Quercus* an der Vegetation und den Anteilen von *Quercus*-Pollen am Pollenniederschlag in den Untersuchungsflächen zeigen die teilweise deutliche Überrepräsentation von *Quercus*-Pollen insbesondere in Offenhabitaten. Demgegenüber zeigen Connor et al. (2004) für Transekte in Südgeorgien gute Übereinstimmungen zwischen den relativen Anteilen von *Quercus* und den Anteilen von *Quercus*-Pollen im Pollenniederschlag. Nach Connor et al. (2004) weisen Anteile von > 30 % *Quercus*-Pollen lokale Anwesenheit und Dominanz von Eichen nach, während 15-30 % Anteile regionale Anwesenheit und Subdominanz im Vegetationsbestand anzeigen. Weniger als 15 % Eichenpollen können als Fernflug gedeutet werden. *Pinus* kann auch bei Nichtvorhandensein in der regionalen Vegetation > als 35 % zum Pollensignal beitragen. Von den Krautpollen in Pollenspektren der Halbwüste kann *Artemisia* als unterrepräsentiert relativ zur Vegetationsdeckung angesehen werden, während Poaceae leicht und Chenopodiaceae deutlich überrepräsentiert sind. *Rumex* trägt zu Pollenspektren der Halbwüste Südgeorgiens nicht bei, ist jedoch in Pollenspektren der subalpinen Steppe im Gleichgewicht mit den relativen Anteilen am Vegetationsbestand (Connor et al. 2004).

## Charakteristika des Sees

Oberflächengröße eines Stillgewässers und flächenhafte Ausdehnung des palynologisch repräsentierten Vegetationsbestandes sind prinzipiell positiv korreliert (Janssen 1973). Die Sedimente des Vansees sollten demnach Polleneinflug, insbesondere anemophiler Taxa (z. B. *Quercus*, *Pinus*), aus einem sehr großen Gebiet ( $> 10^3$  km<sup>2</sup>) beziehen. Auf Grund der Topographie und der großen Bedeutung regionaler Windphänomene im Vanseegebiet (vgl. Kap. 2.3) wird in der vorliegenden Arbeit jedoch eine überwiegende Bedeutung der regionalen Vegetation am Pollenspektrum der Vanseesedimente postuliert. Gestützt wird diese Annahme durch die vergleichsweise geringen Anteile gut verbreiteter, jedoch nicht regional vorkommender Taxa wie *Olea* und immergrüner Eichen im Pollenspektrum der Vanseesedimente.

## **5. Material und Methoden**

### **5.1 Voruntersuchung und Kernbohrungen**

In Vorbereitung der Kernbohrungen wurden umfangreiche seismische Untersuchungen des Seegrundes vorgenommen. Zusammen wurden 50 Seismikprofile aufgenommen. Hierzu wurden ein hochauflösendes Multikanal-Seismiksystem und ein GeoChirp-System verwendet (nähere Erläuterungen hierzu in Litt et al. 2009).

Auf Grund der Ergebnisse der hochauflösenden Seismik wurden 10 Lokalitäten für die Kernbohrung ausgewählt. Die Sedimentkerne wurden mit einem elektrisch vorgetrieben Kolbenbohrer (VAN 04-2) bzw. einem Kullenberg-Bohrer (beide Fa. UWITEC) abgeteuft. Die gewonnenen Profile haben einen Durchmesser von 60 mm. An allen Bohrlokalitäten wurden zusätzlich bis zu 1,5 m lange Kurzkerne mit Hilfe eines Gravity-Corers (Fa. UWITEC) entnommen, um einen lückenlosen Anschluss der Sedimentkerne an die jüngsten Sedimentlagen zu erhalten. Es wurden Bohrkerne bis in eine Sedimenttiefe von 10 m erbohrt.

### **5.2 Probenentnahme und Dokumentation**

Um eine hohe zeitliche Auflösung der palynologischen Daten zu erreichen, waren spezielle Verfahren der Probenentnahme aus den Sedimentkernen sowie aufwendige photographische Dokumentationen notwendig.

Die zu beprobenden Sedimentkerne wurden in ihren Kunststofflinern der Länge nach in zwei Hälften geteilt. Hieran angeschlossen erfolgte eine erste photographische Dokumentation der zu beprobenden Sedimentabschnitte. Für die weitere Bearbeitung musste den Sedimentabschnitten Wasser entzogen werden um diese zu verfestigen. Die Trocknung erfolgte im Kühlschrank bei einer Temperatur von ca. 5° C. Das Trocknen der Sedimentbereiche nahm bis zu drei Wochen in Anspruch.

Anschließend erfolgte eine weitere hochauflösende photographische Dokumentation. Diese ermöglichte eine genaue Dickenmessung der Laminae in den beprobten Abschnitten und die genaue räumliche Zuordnung der Proben.

Nach dem Antrocknen der Sedimentkernhälften wurde vorsichtig die Tephra mit Hilfe eines Metallspatels und einer Feinpinzette entfernt. Die verbliebenen Bohrkernhälften wurden anschließend mit der flachen Seite nach unten auf Glasplatten umgelagert. Im Anschluss erfolgte eine Säuberung der Stücke um durch die Bohrung verursachte Sedimentverschleppungen zu entfernen. Zur Probenentnahme wurde eine Polyamidschnur (Fa. Cormoran) mit einem Durchmesser von 0,15 mm verwendet. Die Glasplatten mit den aufliegenden Bohrkernhälften wurden hierzu in eine handelsübliche 300-mm-Gehrungslade aus Kunststoff (Modell 20-122, Fa. Stanley) eingelegt. Auf die Lade wurden zuvor zwei Maßbänder geklebt, die der Orientierung und Regulierung der Probendicken dienten. Die Proben wurden mit der Polyamidschnur im rechten Winkel zur Bohrkerntiefe von den Sedimentstücken abgeschnitten. Die Maßbänder ermöglichten dabei die Kontrolle der Probenmächtigkeiten. Zusätzlich wurde die Dicke aller gewonnenen Probenscheiben mit einem Uhren-Messschieber aus Kunststoff (dialMax, Fa. Swiss Precision) kontrolliert.

#### **5.3.1 Laborarbeit und Analytik**

Die chemische Aufbereitung der Proben erfolgte nach dem Standardverfahren von Faegri & Iversen (1989) mittels KOH (10%), HCl (10%); HF(40%) und Acetolyse (9 Teile C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub> und 1 Teil H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> konz.). Zur Verdichtung der Pollenmenge schloss sich eine Ultraschallsiebung

(10 µm) an. Zur Bestimmung der Palynomorphenkonzentration wurde jeder Probe nach Stockmaar (1971) eine definierte Anzahl *Lycopodium*-Sporen zugefügt.

Die Bestimmung und Zählung der Palynomorphen erfolgte am Durchlichtmikroskop (Orthoplan, Fa Leitz) bei 400facher Vergrößerung. Zur Bestimmung der Palynomorphen standen neben der umfangreichen Vergleichssammlung der Arbeitsgruppe Paläobotanik am Steinmann-Institut der Universität Bonn verschiedene Bestimmungsschlüssel zur Verfügung (Punt 1976-2003; van Zeist & Woldring 1977; Reille 1990-1998; Moore et al. 1991; Faegri & Iversen 1993; Beug 2004). Zur statistischen Absicherung wurden pro Probe nach Möglichkeit jeweils mindestens 600 Pollenkörner ausgezählt.

Die Pollenkörner des *Cerealia*-Typs wurden anhand ihrer Größe anderer Poaceen-Pollen abgegrenzt. Im Gegensatz zu Beug (2004), der für mitteleuropäische Pollenspektren eine Mindestgröße von 37 µm für Pollenkörner des *Cerealia*-Typs angibt, wurden in der vorliegenden Arbeit alle Poaceen-Pollen > 40 µm als *Cerealia*-Typ angesprochen. Die Bestimmung folgte damit den Vorgaben von Bottema (1992, 2002) sowie den Ergebnissen von Bottema (1995) zum Auftreten von Getreidepollenkörnern in Umweltarchiven im Gebiet des Vansees.

Die Kalkulation der Ergebnisse erfolgte in MS Excel, die Darstellung im Computerprogramm Tilia (Version 2.0.2.3, 2004; Grimm 1992).

Die Darstellung der Zählergebnisse erfolgte zuerst in Prozentdiagrammen. Die Pollenprozentwerte wurden wie folgt berechnet:

$$\frac{\text{Anzahl gezählter Palynomorphe}}{\text{Gesamtzahl gezählter terrestrischer Palynomorphe}} * 100$$

Die Kalkulation der Pollenkonzentration erfolgte nach:

$$\frac{\text{Gesamtzahl terrestrischer Palynomorphe} * \text{Anzahl der zugegebenen Lycopodiensporen}}{\text{Gezählte Lycopodiensporen} * \text{Probenvolumen in cm}^3}$$

Die Pollenakkumulationsraten (Pollenkörner (**PK**)/cm<sup>2</sup>/Jahr) wurden nach der Formel

$$\frac{\text{Pollenkonzentration in PK/cm}^3}{\text{Anzahl der in der Probe enthaltenen Jahre}}$$

berechnet. Die Pollenakkumulationsraten wurden individuell für die häufigsten Pollentypen dargestellt. Zusätzlich wurden auch Verhältniswerte zwischen Kraut- und Baumpollenakkumulationsraten bestimmt, die das Verhältnis des Krautbestandes zum Baumbestand repräsentieren.

### 5.3.2 Zonierung der Pollenvergesellschaftungen

Zur Beschreibung und Analyse der Pollenvergesellschaftungen wurden die Diagramme in Pollenzonen unterteilt. Einteilung in Zonen ist ein gängiges Verfahren zur Beschreibung, Interpretation und Korrelation von biostratigraphischen Sequenzen (Birks & Gordon 1985: 47). Einzelne Zonen können über An- und Abwesenheit von Arten, der Häufigkeit vorhandener Arten oder Artenvergesellschaftungen festgelegt werden (Grimm 1987). Die in der Pollenanalyse verwendeten biostratigraphischen Einheiten, die *Pollenzonen*, vereinigen sowohl die Merkmale der Häufigkeit als auch die der Vergesellschaftung der Pollentaxa (Neumann 2005: 36).

In der vorliegenden Arbeit wurde die Zonierung zuerst visuell vorgenommen. Anschließend wurden die Pollenprofile einer stratigraphisch gebundenen Clusteranalyse (constrained cluster analysis; Grimm 1987) unterzogen. Die numerischen Methoden wurden zur Überprüfung bzw. Bestätigung der visuellen Einteilung herangezogen. Die Clusteranalyse wurde mit dem Computerprogramm CONISS (Grimm 1987) durchgeführt. In die Clusteranalyse gingen nur Pollentaxa ein, die in 1. mindestens der Hälfte der untersuchten Proben, mit 2. mehr als 0,5 % Anteil am Gesamtpollenspektrum in mindestens einer Probe auftraten. Durch diese Vorauswahl sollte der Beitrag seltener und damit weniger relevanter Arten an der Festlegung der Pollenzonen minimiert werden.

Von den vier Varianten der stratigraphisch gebundenen Clusteranalyse die CONISS ermöglicht, wurde die Variante „no data transformation/ Euclidian distance“ verwendet, da diese die stärkste Übereinstimmung mit den vorher visuell festgelegten Zonen ergab. Die Analyse selbst wurde an absoluten Pollengehalten durchgeführt. Die so visuell festgelegten und numerisch überprüften Zonen wurden für die Einteilung der Pollenprozent- wie auch der Influxdiagramme verwendet.

Die Bezeichnung der Pollenzonen orientiert sich an der sowohl an der jeweiligen Tephra, also T6, T5, T3, als auch am Tephraliegenden bzw. -hangenden, wobei die Abkürzung PR für präeruptiv, PO für posteruptiv steht.

### 5.3.3 Rezentbotanische Daten

Angaben zur heutigen Flora sowie zu Charakteristika der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Pflanzenarten hinsichtlich ihrer morphologischen Eigenschaften konnten den Arbeiten von Pesmen (1973), sowie Altiok & Behcet (2005), Karabacak & Behcet (2007) und Ünal & Behcet (2007) entnommen werden. Soweit möglich wurden die Floren um Angaben zu verbreitungsökologischen Merkmalen ergänzt. Diese blieben jedoch unvollständig. Die Daten wurden den Arbeiten von Frank & Klotz (1990) sowie der Internetdatenbank CLOPLA (Klimesova & Klimes 2006) entnommen.

## 5.5. Untersuchung der Sedimente

### 5.5.1 Datierung der Tephralagen

Die Datierung der Tephralagen in den Sedimentbohrkernen aus dem Vansee folgt weitestgehend den Warvenzählungen vorgenommen von Landmann (1996).

Die Untersuchungen jahreszeitlich geschichteter Sedimente und die Verwendung von Jahresschichten zum Zwecke der Datierung von Ablagerungen fußt im Wesentlichen auf den Arbeiten von De Geer (1912).

Warvendatierungen werden, ebenso wie die radiometrischen Datierungsverfahren (z. B.  $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , TL, OSL), gemeinhin als absolute Datierungsverfahren bzw. die damit ermittelten Alter als absolute Altersangaben bezeichnet. Auch wenn die genannten Verfahren der

Altersbestimmung von Paläoablagerungen – insbesondere die Warvendatierung – von hoher Genauigkeit sind, unterliegen diese doch Fehlern, die verhindern, dass die so ermittelten Altersabschätzungen mit kalendarischen Jahresangaben gleichgesetzt werden können (vgl. Walker 2005). Wesentlich bei Verwendung von Altersangaben aus Datierungsverfahren der Paläoforschung ist deshalb die Angabe, Beachtung und Verwendung der Datierungsfehler bzw. -unsicherheiten. Die Angabe der Alter erfolgt aus diesem Grund in der Regel in Form von:

X Jahre vor heute (1950; 2000) ± Y Jahre

Da die Datierung der holozänen und spätglazialen Ablagerungen des Vansees sowie den in diesen enthaltenen Tephren und der verwendeten Proxies auf Warvenzählungen beruhen, werden im weiteren Verlauf dieser Arbeit Altersangaben, die sich auf die Vanseesedimente beziehen, als **Warvenjahre BP** angesprochen.

Landmann (1996) verwendete zur Zählung der Warven Sedimentdünnschliffe, die Zählung selbst erfolgte an den gescannten und digitalisierten Dünnschliffen. Näheres zur Methode ist der Dissertation von Landmann (1996) zu entnehmen.

In der Bohrkampagne 1990 wurde durch Pilotkerne zum ersten Mal ein ungestörter Anschluss der entnommenen Bohrprofile an die Sedimentoberfläche erreicht. Landmann (1996) konnte u. A. hierdurch eine weitaus verbesserte Warvenchronologie für die Vanseesedimente aufstellen. Die Warvenchronologie umfasst die warvierten holozänen und spätglazialen Ablagerungen bis zu einem Alter von 14.570 Warvenjahren vor 1990. Landmann (1996) schätzt den Zählfehler für den überwiegenden Teil der Zählung auf 0,6 %. Auch im Vergleich mit anderen Warvendatierungen kann dieser somit als sehr niedrig angesehen werden.

Über die von Landmann (1996) aufgestellte Warvenchronologie konnten zudem die im Sediment enthaltenen holozänen und spätglazialen Tephralagen datiert werden.

Litt et al. (2009) konstruierten aus dem auf der Ahlat-Ridge erbohrten Piston-Kern VAN04-2 ein Kompositprofil. Das Kompositprofil konnte anhand von Tephralagen sowie palynologischer Tie-Points direkt mit dem von Landmann (1996) warvendatierten Kern 90-10 korreliert werden. Zusätzlich wurden warvierte Abschnitte des Profils VAN04-2 durch Warvenzählung an Sedimentdünnschliffen durch Dr. G. Heumann (Steinmann-Institut, Universität Bonn) nachdatiert. Die Neudatierung erbrachte leichte Veränderungen für die Altersannahmen der Tephren (Tab. 10.2, Anhang). Für die im Profil VAN04-2 enthaltenen hoch- und spätglazialen nichtwarvierten Abschnitte nahmen Litt et al. (2009) eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 0,5 mm/a an und bestimmten so die Basis-Sedimentkerne auf ein Mindestalter von ca. 20.000 Jahren BP.

Mit dem Profil VAN04-2 konnte zudem zum ersten Mal ein direkter Nachweis über eine vorhandene Tephralage für den jüngsten größeren Ausbruch des Nemrut-Vulkans, der historisch für das Jahr 1441 belegt ist, erbracht werden (Blumenthal et al. 1964; Karakhanian et al. 2002; Litt et al. 2009). In den 2004 erbohrten Sedimentkernen sind insgesamt 16 Tephralagen enthalten.

### **5.5.2 Bestimmung der Warvenmächtigkeiten**

An den untersuchten Profilabschnitten wurden Zählungen der Warven bzw. Messungen der Warvenmächtigkeiten vorgenommen. Dies erfolgte zum einen, um Pollenakkumulationsraten berechnen zu können, zum anderen wurde die Mächtigkeit der Warven auch als unabhängiger Proxy herangezogen. Die von Landmann (1996) bzw. durch die Nachzählung von Dr. Georg Heumann ermittelten Alter der Tephren wurden in der vorliegenden Arbeit als absolutes Alter verstanden. Von den untersuchten Tephren erfolgte die Warvenzählung bzw. -dickenmessung

entlang des jeweiligen Profilabschnittes nach oben Richtung Profiltop bzw. nach unten Richtung Profilbasis. So wurde am Beispiel der Tephra 3, die mit 2.650 BP datiert ist, die erste Warve im Tephrahängenden als 2.649 BP, die letzte Warve im Tephraliegenden als 2.651 BP angesprochen.

Die Ansprache der Profile hinsichtlich der Sedimentbeschaffenheit erfolgte leicht modifiziert nach den Vorgaben von Lotter & Lemcke (1999) und Zolitschka (1990). Unterschieden wurde hierbei zwischen.

- (i) Standardwarven mit klar definierten Sommer und Winterlagen und daher verlässlichen Messwerten.
- (ii) Warven ohne klar definierte Sommer- und Winterlage, somit nur als Gesamtmächtigkeit bestimmbar.
- (iii) Bereiche mit schlechter Oberflächenerhaltung, an denen sich eine Warvierung während der Beprobung und anhand der Dünnschliffe nachweisen ließ.
- (iiii) Bereiche ohne Warvierung (Homogenite).

Für Profilabschnitte des Typs iii wurden die Warvenmächtigkeiten zur Berechnung der Pollenakkumulationsraten interpoliert. Zur Interpolation wurde der Mittelwert der Warvenmächtigkeiten des jeweiligen Profilabschnittes (jeweils über bzw. unter der Tephra) verwendet. Diese Bereiche wurden weder zur Zonierung noch zur weiteren Interpretation herangezogen. Die Dicke der Homogenite wurde zwar gemessen, jedoch in die Zählung der Jahresschichten nicht aufgenommen.

Die Messung der Warvenmächtigkeiten wurde an den hochauflösenden Photographien (Tephren 3 und 6) bzw. an Dünnschliffen (Tephra 5) durchgeführt. Hierzu wurde die Computersoftware ImageJ (Rasband, W.S., ImageJ, U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA 1997-2009.) verwendet. Die Messungen erfolgten soweit möglich jeweils für den rechten Rand, den linken Rand und die Mitte des jeweiligen Kernabschnittes (v. L. z. H.). Für die weiteren Berechnungen wurden dann aus diesen drei Messreihen gemittelte Werte genutzt.

Auf Grund der teilweise schlechten Oberflächenerhaltung der Bohrkernhälften sowie der im Bereich der Tephra 3 stark deformierten Dünnschliffe konnten die Warvenmächtigkeiten nicht in allen Fällen über die gesamte Länge der untersuchten Profile ermittelt werden. Dies betrifft insbesondere das Hangende der Tephra 3 in den Kernen 8-3 und 2-1 Segment 2. Im Tephraliegenden des Kerns 2-1 Segment 2 konnte nur die Warvengesamtmächtigkeit gemessen werden.

Da sich aus Gründen der Beprobung keine exakte Zuordnung der Proben zu jeweiligen Warven erreichen lässt<sup>3</sup>, wurden die Sedimentationsraten für definierte Abschnitte der untersuchten Profilstücke gemittelt. Hierzu wurden die untersuchten Profilabschnitte in Zonen relativ gleicher Warvendicken eingeteilt. Ähnlich den Pollenprofilen (s. o.) erfolgte die genauere Überprüfung bzw. Festlegung der vorher visuell bestimmten Zonen mit Hilfe des Computerprogramms CONISS (Grimm 1987). Mit Ausnahme des Liegenden der Tephra 3 des Kerns 4-2-1 wurde die constrained cluster analysis über Sommer- und Winterlage gemeinsam durchgeführt. Da die Oberflächenerhaltung der Warven in Kern 4-2-1 nicht ausreichte um die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen exakt zu bestimmen, wurde in diesem Bereich die Clusteranalyse an den Warvengesamtmächtigkeiten durchgeführt. In allen Fällen wurde die CONISS-Variante „no data transformation/ Euclidian distance“ genutzt.

Innerhalb der visuell bestimmten und durch CONISS bestätigten Zonen wurden anschließend die durchschnittlichen Sedimentationsraten berechnet und zur Kalkulation der Pollenakkumulationsraten verwendet.

---

<sup>3</sup> vgl. Kap. 7.1

Die Darstellung der Warvenmächtigkeiten über die jeweiligen beprobten Kernabschnitte erfolgt als Liniendiagramm in mm/Warve. Um generelle Trends und Verläufe klarer darzustellen wurde anschließend eine sieben-Punkt LOWESS-Glättung (locally weighted scatterplot smoothing) (Cleveland 1979; Cleveland & Devlin 1988) über die gemessenen Rohwerte durchgeführt.

## **6. Ergebnisse**

### **6.1 Herkunft der Tephren**

In den Untersuchungen von Kempe (1977) und Landmann et al. (1996) werden die spätglazialen und holozänen Tephren als Tephra A bis M bezeichnet (Tab. 11.4). Diese korrespondieren mit den Tephren 2-15 der Untersuchung von Litt 2004 (Litt et al. 2009). Die Tephren 1 und 16 (sensu Litt et al. 2009) konnte in den ursprünglichen Untersuchungen von Kempe (1977) nicht nachgewiesen werden. Die Tephren sind petrographisch als peralkalin-rhyolithisch anzusprechen (Jung et al. 1978). Nach den Untersuchungen von Sumita & Schmincke (2008) sowie Landmann et al. (2011) sind die Tephren A und B (2 und 3 sensu Litt et al. 2009) Ausbrüchen des Nemrut zuzuordnen. Auch die Tephren C bis E (4 bis 6 sensu Litt et al. 2009) können mit hoher Wahrscheinlichkeit Eruptionen des Nemrut zugeordnet werden.

Entscheidend für die Interpretation der Befunde ist die Entstehung der untersuchten Tephren, d. h. ob diese autochthon, also reine Fallablagerungen, oder allochthon, also eingewaschen oder umgelagert sind.

Nach Sumita & Schmincke (2008) sind von den in dieser Arbeit untersuchten Tephren die Tephren 5 und 3 autochthon, die Tephra 6 kann als umgelagert angesehen werden.

In den untersuchten Profilabschnitten der Kerne 8-3 und -4 liegt die Tephra 3 in zwei Lagen vor, die als 3a und b bezeichnet sind. Beide Tephralagen sind durch einen etwa 30 cm mächtigen Homogenit getrennt. Genetisch deutet dies auf ein unterseeisches Rutschungsereignis subsequent zur Ablagerung der Tephra 3 hin. Die Tephralage 3a wäre somit als allochthon anzusprechen. Da keine Hinweise für Warven im Bereich zwischen den Tephralagen a und b vorliegen, können die Laminae im anschließenden Hangenden der Lage 3a als zeitlich direkt auf die Ablagerung der Tephra folgende angesehen werden. Auch die palynologische Auswertung der aus dem eingeschalteten Homogenit bzw. Slump stammenden Proben bestätigt diese Ansprache, da die Pollengehalte im Wesentlichen den Proben aus dem Liegenden der Tephra 3b entsprechen.

## 6.2 Pollenanalytische und warvensedimentologische Ergebnisse

### 6.2 Tephra 6

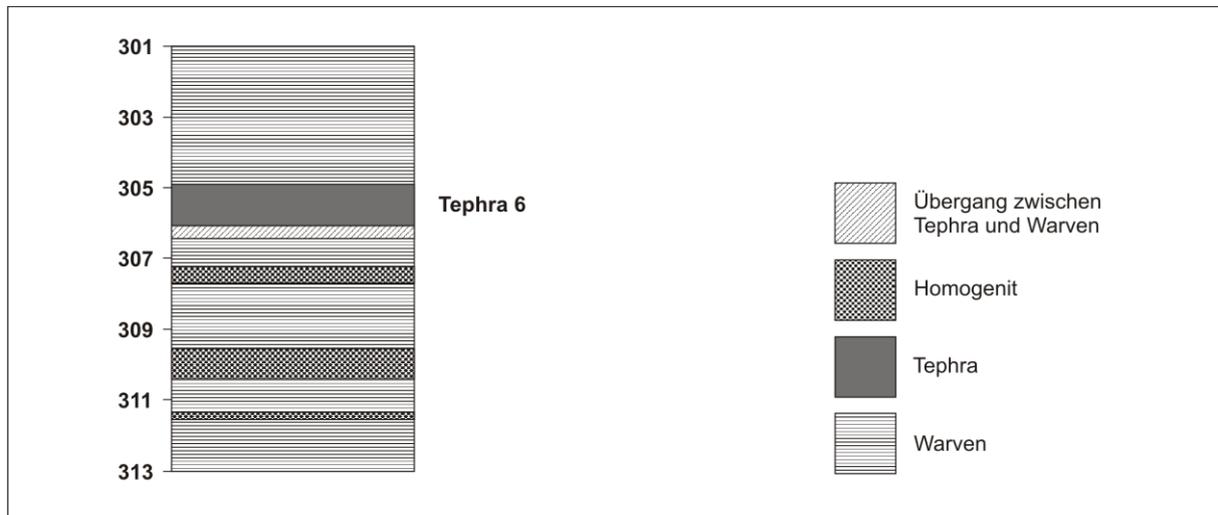


Abb. 6.2.1: Schematische Darstellung des untersuchten Profilabschnitts des Bohrkerns VAN04-2-4 Segment 2 im Bereich der Tephra 6. Tiefenabgaben in cm.

### Ergebnisse der palynologischen Untersuchung

Bohrkern VAN04-2-4 Segment 2

Tephra 6 bei (ca.) 305 cm bis 306,2 cm

Datierung der Tephra: ca. BP 7.192 (Landmann 1996)

LPAZ 3 (Litt et al. 2009)

#### T6PR1: *Quercus deciduous*-Poaceae-Zone

Zeitabschnitt: ca. BP 7.235 bis 7.211

Die *Quercus*-deciduous (laubwerfend, sommergrün)-Prozentwerte fluktuieren im Verlauf der Zone zwischen 16,9 und 22 % und steigen zum Top der Zone auf 27 % an. Die *Artemisia*-Werte zeigen in der unteren Hälfte der Zone leichte Schwankungen zwischen 11,2 und 13,2%. Nach einem Anstieg auf 15,8 % fallen sie in der oberen Hälfte auf 10,5 %. Im Top der Zone steigen die *Artemisia*-Anteile auf 17,1 %. Die Chenopodiaceae-Pollenprozentwerte fluktuieren im unteren Drittel der Zone 10 und 15,4 %. Zum Top der Zone nehmen die Anteile auf Werte zwischen 8,5 und 11 % ab. Die Poaceen-Pollen sind in Zone T6PR1 mit Anteilen zwischen 16 und 24 % stark vertreten. Im oberen Drittel der Zone erreichen sie ihr absolutes Maximum mit 27,1 %. Asteroideen-Pollenwerte nehmen von der Basis bis zum Top der Zone von 4,4 auf 9,2 % zu. Die Prozentanteile an *Pistacia*-Pollen sind mit 1,1 bis 2,3 % konstant auf relativ hohem Niveau. Die Pollenkonzentration ist mit einer Ausnahme (Probe 20: 23.300 PK/cm<sup>3</sup>) konstant zwischen 11.300 und 16.400 PK/cm<sup>3</sup>.

# Kern VAN04-2-4 Segment 2

49

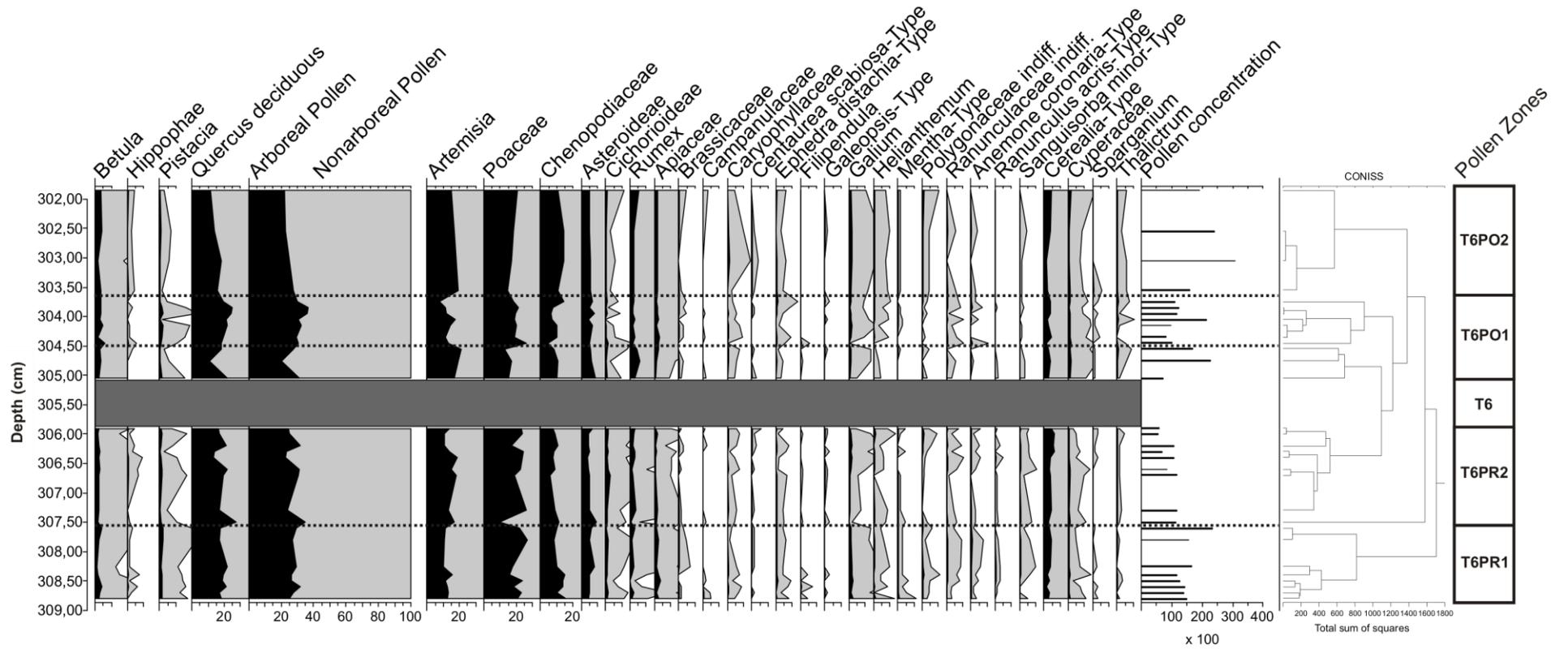


Abb. 6.2.2: Tephra 6: Prozentpollendiagramm ausgewählter Taxa im Bereich der Tephra 6, sowie Pollenzonen. Dunkelgraue Balken markieren Lage der Tephra. Homogenite nicht Teil der Darstellung.

Zwischen 308,8 und 308,25 cm zeigen die Pollenakkumulationsraten nahezu aller Gruppen nur geringe Fluktuationen. Eine Ausnahme stellen die Asteroideen-Pollen dar. Diese zeigen in Probe 25 (308,25 cm) eine Verdoppelung auf 63 PK/cm<sup>2</sup>/a. Zwischen 307,8 und 307,6 cm nehmen die Pollenakkumulationsraten, sowie die Schwankungen der Werte insgesamt zu. Der Anstieg ist bei den Poaceen- und Asteroideen-Pollen sowie den Gesamtpollen am stärksten ausgeprägt. Zum Zonentop fallen die Akkumulationsraten auf die Höhe der Ausgangswerte in der Zonenbasis zurück. Die überwiegend leichte Zunahme der PAR in Probe 25 sowie die starke Zunahme der PAR in Probe 22 und 20 sind durch hohe Synchronizität in allen Pollengruppen ausgezeichnet.

### **T6PR 2: *Artemisia-Poaceae-Zone***

Zeitabschnitt: ca. BP 7.210 bis 7.193

Die *Quercus deciduous*-Pollenprozentwerte nehmen von der Basis zur Mitte der Zone von 19,2 auf 13,8 % ab, um zum Top auf 21,5 % anzusteigen. Die *Artemisia*-Pollenprozentwerte nehmen von der Basis bis zur Mitte der Zone leicht auf 19,3 % zu und fallen bis zum Top auf 11 % ab. Die Anteile der Chenopodiaceen-Pollen zeigen von der Basis zum Top der Zone nahezu eine Verdoppelung von 5,7 auf 10,7 %. Die Poaceen-Pollenprozentwerte steigen im Verlauf der Zone von 19,2 % in der Basis auf 24,5 % an und fallen. Asteroideen-Pollenanteile sind mit 4,2 bis 4,9 % sehr stabil. Die Pollenkonzentrationen sind mit 6.800 bis 11.700 PK/cm<sup>3</sup> deutlich geringer als in Zone T6PR1.

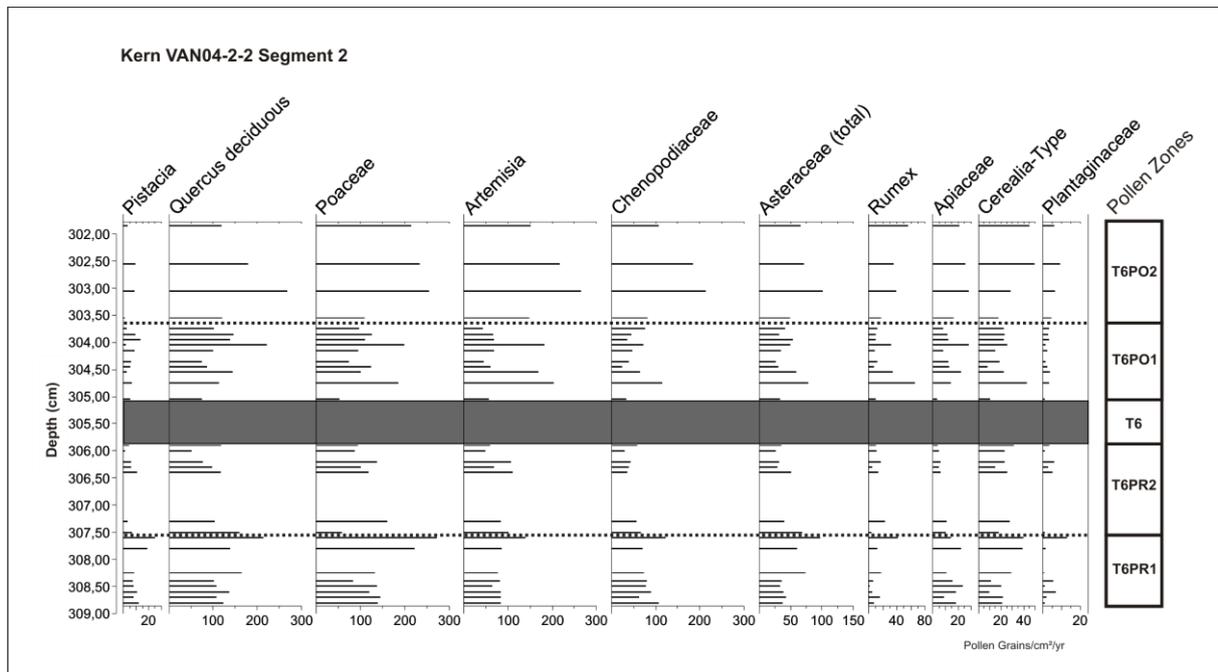
Die Pollenakkumulationsraten in Zone T6PR2 zeigen verglichen mit Zone T6PR1 insgesamt einen leichten Rückgang bei relativ hohen Fluktuationen, die jedoch in ihren Maxima und Minima nicht in allen Gruppen synchron sind. Die PAR *Quercus deciduous* nehmen von im Mittel 135 PK/cm<sup>2</sup>/a in Zone T6PR2 auf 92 PK/cm<sup>2</sup>/a ab, jedoch schwanken die PAR in Zone 2 zwischen 50 und 119 PK. Die PAR von *Artemisia* zeigen gegenüber Zone 1 nur eine geringe Abnahme. Die PAR der Chenopodiaceae fallen in Mittel um 50 % gegenüber Zone 1, die PAR der Poaceen von im Durchschnitt 146 PK auf 107 PK/cm<sup>2</sup>/a. Die Gesamtpollenakkumulationsrate sinkt um etwa 30 %.

### **T6PO1a: *Quercus-deciduous-Artemisia-Rumex-Subzone***

Zeitabschnitt: ca. BP 7.191 bis 7.180

Die Subzone T6PO1a ist gekennzeichnet durch starke Fluktuationen der *Quercus deciduous*-Pollenanteile, die in der Basis 22 % betragen, zur Mitte auf 10,7 % fallen und zum Top auf 18,3 % steigen. Die *Artemisia*-Pollenprozentwerte steigen von 16,7 auf 21,4 % stark an. Die Chenopodiaceen-Werte fallen von 10,1 % in der Basis auf 8,2 % im Top der Subzone. Die Poaceen-Anteile steigen zur Mitte der Subzone von 15,5 % auf 17,3 % und sinken im Top auf 12,7 %. Die Asteroideen nehmen über die Subzone hinweg von 8,8 % auf 6 % leicht ab. Die Prozentwerte von *Rumex* steigen zur Mitte der Subzone von 3 auf 6,1 % und fallen zum Top der Subzone leicht auf 4,3 %. Die Pollenkonzentration steigt von ihrem absoluten Minimum in der ersten Probe nach Tephra 6 (5.200 PK/cm<sup>3</sup>) auf 22.500 PK in der Mitte bzw. 16.000 PK/cm<sup>3</sup> im Top der Subzone an.

Die Subzone T6PO1a zeichnet sich durch starke, synchrone Fluktuationen der PAR aller Gruppen aus. In Probe 1 im Hangenden der Tephra sind die PAR nahezu aller Gruppen deutlich niedriger als der Mittelwert der PAR in Zone 2 im Liegenden der Tephra. Die Abnahme der PAR in Probe 1 liegt jedoch innerhalb des Schwankungsbereiches der PAR der Zone T6PR2. Im Verlauf der Subzone steigen die Akkumulationsraten stark an und erreichen



**Abb. 6.2.3: Pollenakkumulationsraten ausgewählter Pollentypen im Bereich der Tephra 6, sowie Pollenzonen. Dunkelgrauer Balken kennzeichnet Lage der Tephra. Homogenite nicht Teil der Darstellung.**

in Probe 3 ein erstes Maximum für *Artemisia* und *Rumex*. Zum Zonentop hin sinken die PAR aller Gruppen, mit Ausnahme von *Quercus deciduous* und Apiaceen, die weiter ansteigen, leicht ab.

### **T6PO1b: *Quercus deciduous*-Poaceae-Asteroidae-Subzone**

Zeitabschnitt: ca. BP 7.179 bis 7.167

Die *Quercus deciduous*-Werte steigen kontinuierlich bis in die obere Hälfte der Subzone auf 25,2 %. Zum Top der Subzone fallen sie auf 19,3 %. *Artemisia*- und *Chenopodiaceae*-Pollenanteile nehmen in der Subzone tendenziell ab. Die *Poaceae*-Pollen fluktuieren stark mit Anteilen zwischen 18,2 und 26,8 %, zeigen jedoch über die Subzone hinweg keinen Trend. Die *Asteroidae*-Pollenprozentanteile sind mit Werten zwischen 4,9 und 8,1 % relativ hoch. Die Pollenkonzentration ist mit einer Ausnahme relativ stabil und steigt allenfalls leicht zum Top der Subzone auf ca. 12.000 PK/cm<sup>3</sup> an.

In der Basis der Subzone 1b nehmen die PAR aller Gruppen stark ab, hierbei ist die Abnahme der PAR der Krautpflanzen sowie der *Poaceen* durchweg stärker als die der Gehölze. Zum Zonentop nehmen die PAR leicht zu, mit einem Maximum bei Probe 10 in der Zonenmitte. Die Fluktuation der Akkumulationsraten ist über die Subzone hinweg mit Ausnahme von Probe 10 relativ gering. Insgesamt verlaufen die Fluktuationen der PAR synchron über nahezu alle Gruppen.

### **T6PO2: *Chenopodiaceae*-*Poaceae*-Zone**

Zeitabschnitt: ca. BP 7.166 bis 7.133

Die *Quercus deciduous*-Pollenprozentwerte steigen bis zur Mitte der Zone auf etwa 18% an und fallen bis zum Top der Zone auf 12%. Die *Artemisia*-Kurve nimmt über die gesamte Zone ab und beträgt im Top schließlich 15%. Die Werte der *Chenopodiaceae* erreichen mit 14,5% in der Mitte der Zone ein relatives Maximum, um bis zum Top auf weniger als 11%

abzunehmen. Die Poaceen-Pollen nehmen über die gesamte Zone relativ zu und erreichen im Top einen Anteil von 20%. Die Pollenkonzentration erreicht in der Mitte der Zone PO2 ihr relatives Maximum bei 30.500 bzw. 23.500 PK/cm<sup>3</sup> und nimmt zum Top wieder leicht auf 19.000 PK/cm<sup>3</sup> ab.

Die PAR der Probe 15 in der Basis der Zone 2 entsprechen zeigen mit Ausnahme von *Artemisia* und den Gesamtpollen keine Unterschiede zum Mittel der PAR in Subzone 1b. Die AR der *Artemisia*-Pollen und in geringerem Maße der Gesamtpollen liegen deutlich über den Ausgangswerten in Subzone 1b. In Probe 20 erreichen die Akkumulationsraten aller Pollentypen ihr absolutes Maximum, mit z. T. mehr als dem Doppelten der AR in Subzone 1b.

## **Ergebnisse der Warvendickenmessung**

Kernabschnitt Van04-2-4 Segment 2

Tephra 6 bei (ca.) 305 cm bis 306,2 cm

### **Liegendes der Tephra 6**

#### **Gesamte Messreihe: Jahre (ca.) BP 7306 bis 7193**

Sommerlagen MW (Mittelwert) (SD: Standardabweichung): 0,223 (0,066) mm

Winterlagen MW (SD): 0,220 (0,064) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,423 (0,111) mm

#### **Cluster 1: Jahre (ca.) BP 7.306 bis 7. 245**

Homogenite bei (ca.) BP 7.272 (2,444 mm) und 7.246 (8,472 mm)

Sommerlagen MW (SD): 0,204 (0,051) mm

Winterlagen MW (SD): 0,195 (0,052) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,399 (0,078) mm

Die Warvenmächtigkeiten in Cluster 1 sind relativ gleichmäßig. Im Bereich zwischen ca. BP 7.294 und 7.306 erreichen die Gesamtmächtigkeiten und die Winterlage ihr Maximum. Insbesondere die Winterlagen fluktuieren stark. Zwischen ca. 7.294 BP und ca. 7.259 BP nehmen die Gesamtmächtigkeiten sowie die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen leicht ab. Die Sommerlagen erreichen unter starker Fluktuation ihr Maximum zwischen ca. 7.265 und 7.285 BP. Im Bereich zwischen ca. 7.256 BP bis zur Zonengrenze bei ca. BP 7.245 nehmen die Mächtigkeiten zu, besonders die Sommerlagen fluktuieren stark.

#### **Cluster 2: Jahre (ca.) BP 7.244 bis 7.225**

Sommerlagen MW (SD): 0,219 (0,063) mm

Winterlagen MW (SD): 0,234 (0,066) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,453 (0,110) mm

Zum Top des Bereichs nehmen die Mächtigkeiten der Warven sowie der Sommer- und Winterlagen ab. Im Vergleich zum Cluster 1 nehmen die Fluktuationen der gemessenen Parameter zu. Die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen nehmen von der Basis zum Top der Zone Cluster 2 leicht ab.

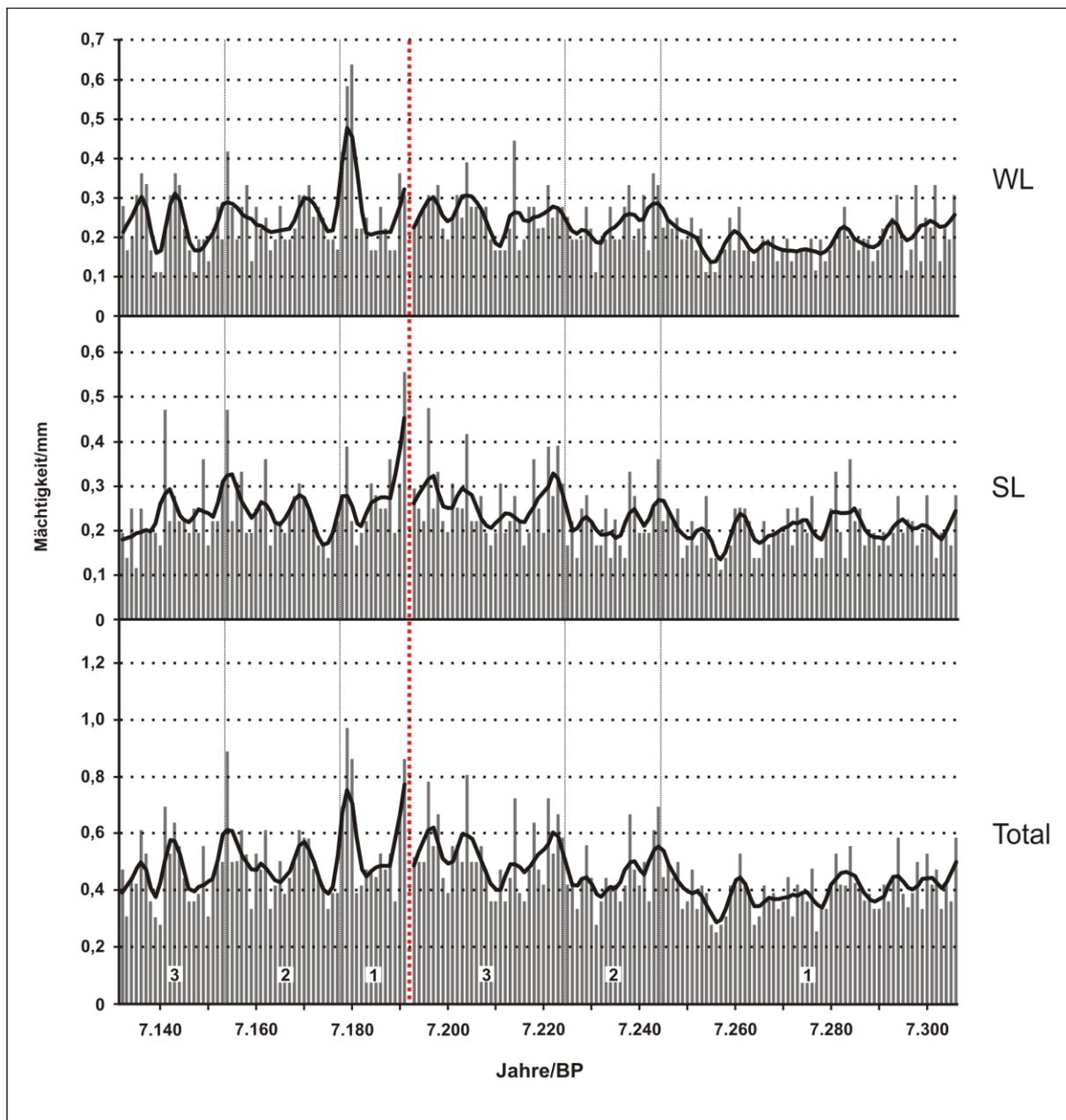


Abb. 6.2.4: Warvenmächtigkeiten des Profilabschnitts VAN04-2-4 Segment 2 im Bereich der Tephra 6 (Säulen) und LOWESS 7'-Glättung (Linien). WL = Winterlagen, SL = Sommerlagen, Total = Gesamtwarve. Vertikale Linien, sowie Nummern kennzeichnen CONISS-Zonen. Rote vertikale Linie: Tephra 6.

### Cluster 3: Jahre (ca.) BP 7.224 bis 7.193

Homogenität bei (ca.) BP 7.209 (3,694 mm)

Sommerlagen MW (SD):	0,263 (0,077) mm
Winterlagen MW (SD):	0,259 (0,063) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,521 (0,122) mm

In Cluster 3 setzen sich die starken Fluktuationen der Mächtigkeiten aus Cluster 2 fort. Alle drei Parameter erreichen in diesem Abschnitt ihr absolutes Maximum. Von der Basis bis zum Top der Zone zeigen sowohl die Gesamtmächtigkeiten als auch die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen einen leicht zunehmenden Trend.

## **Hangendes der Tephra 6**

### **Gesamte Messreihe: Jahre (ca.) BP 7.191 bis 7.132**

Sommerlagen MW (SD):	0,245 (0,083) mm
Winterlagen MW (SD):	0,251 (0,100) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,500 (0,147) mm

### **Cluster 1: Jahre (ca.) BP 7.191 bis 7.178**

Sommerlagen MW (SD):	0,284 (0,101) mm
Winterlagen MW (SD):	0,298 (0,153) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,582 (0,197) mm

Cluster 1 im Hangenden der Tephra 6 zeichnet sich durch hohe Fluktuationen in den gemessenen Warvenmächtigkeiten aus. Der Mittelwert der Gesamtdicke, der Dicke der SL und der WL ist im Vergleich zu Cluster 3 im Liegenden der Tephra nur leicht erhöht. Die Standardabweichungen sind auf Grund der höheren Fluktuation stark erhöht. Die WL und die Gesamtmächtigkeit erreichen zwischen 7181 und dem Zonentop ihr absolutes Maximum. Insbesondere die Mächtigkeiten der SL fallen von der Basis bis zum Top der Zone leicht ab.

### **Cluster 2: Jahre (ca.) BP 7.177 bis 7.154**

Sommerlagen MW (SD):	0,244 (0,074) mm
Winterlagen MW (SD):	0,247 (0,065) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,491 (0,122) mm

Der Verlauf der Warvenmächtigkeiten in Cluster 2 ist sehr gleichmäßig. Die Gesamtmächtigkeit und die Mächtigkeit der SL nehmen über die Zone hinweg leicht zu. Die Mächtigkeit der WL ist stabil. Die Mittelwerte der Warvendicken sowie die Standardabweichungen sind durchweg geringer als in Cluster 1

### **Cluster 3: Jahre (ca.) BP 7.153 bis 7.132**

Sommerlagen MW (SD):	0,288 (0,076) mm
Winterlagen MW (SD):	0,226 (0,081) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,454 (0,115) mm

Die stärkere Fluktuation der Gesamtdicken setzt sich aus Cluster 2 fort, ebenso die tendenzielle Abnahme der Warvendicken. Verglichen mit Cluster 2 steigt in Cluster 3 die Stärke der Fluktuationen der Mächtigkeiten der WL an.

## 6.3 Tephra 5

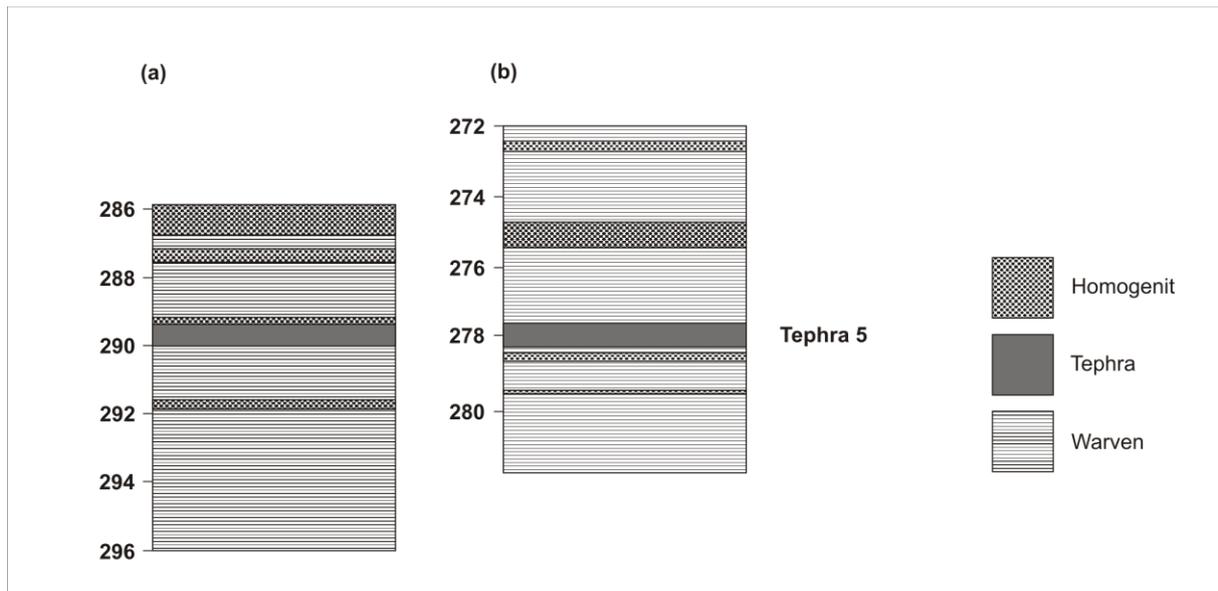


Abb. 6.2.5: Schematische Darstellung der untersuchten Profilabschnitte im Bereich der Tephra 5: a) VAN04-2-4 Segment 1 (palynologisch), b) Dünnschliff LVKP35-01a (warvensedimentologisch). Tiefenangaben in cm.

### Ergebnisse der palynologischen Untersuchung

Bohrkern VAN04-2-4 Segment 1

Tephra 5 bei (ca.) 289,5 bis 290 cm

Datierung der Tephra: ca. 6.888 BP

LPAZ 3 (Litt et al. 2009)

Lithologie

#### T5PR1: *Quercus-deciduous-Poaceae-Zone*

Zeitabschnitt: ca. 6.910 bis 6.905 BP

Die Anteile an *Quercus-deciduous* fluktuieren zwischen 26 und 30 %. Die *Artemisia*-Pollenprozentwerte nehmen bis zum Top der Zone von 14,5 auf 10 % ab. Die Prozentwerte der Chenopodiaceen-Pollen betragen durchweg etwa 5 %. Die Poaceae-Pollenanteile steigen von 17 auf 25 % an und fallen zum Top der Zone 20 %. Asteraceae nehmen von 6 % in der Basis auf 3 % im Top ab. Die Pollenkonzentration fluktuiert zwischen 10.000 und 12.000 PK/cm<sup>3</sup>.

*Quercus-deciduous*, *Pistacia* und Poaceae verzeichnen eine Zunahme der Pollenakkumulationsraten von der Basis zum Top der Zone PR1. *Quercus-deciduous* zeigt eine Verdoppelung der PAR von 54 PK in der Basis auf 104 PK/cm<sup>2</sup>/a im Top. Die Zunahme der Poaceen-PAR ist mit 33 auf 100 PK/cm<sup>2</sup>/a am höchsten.

Kern VAN04-2-4 Segment 1

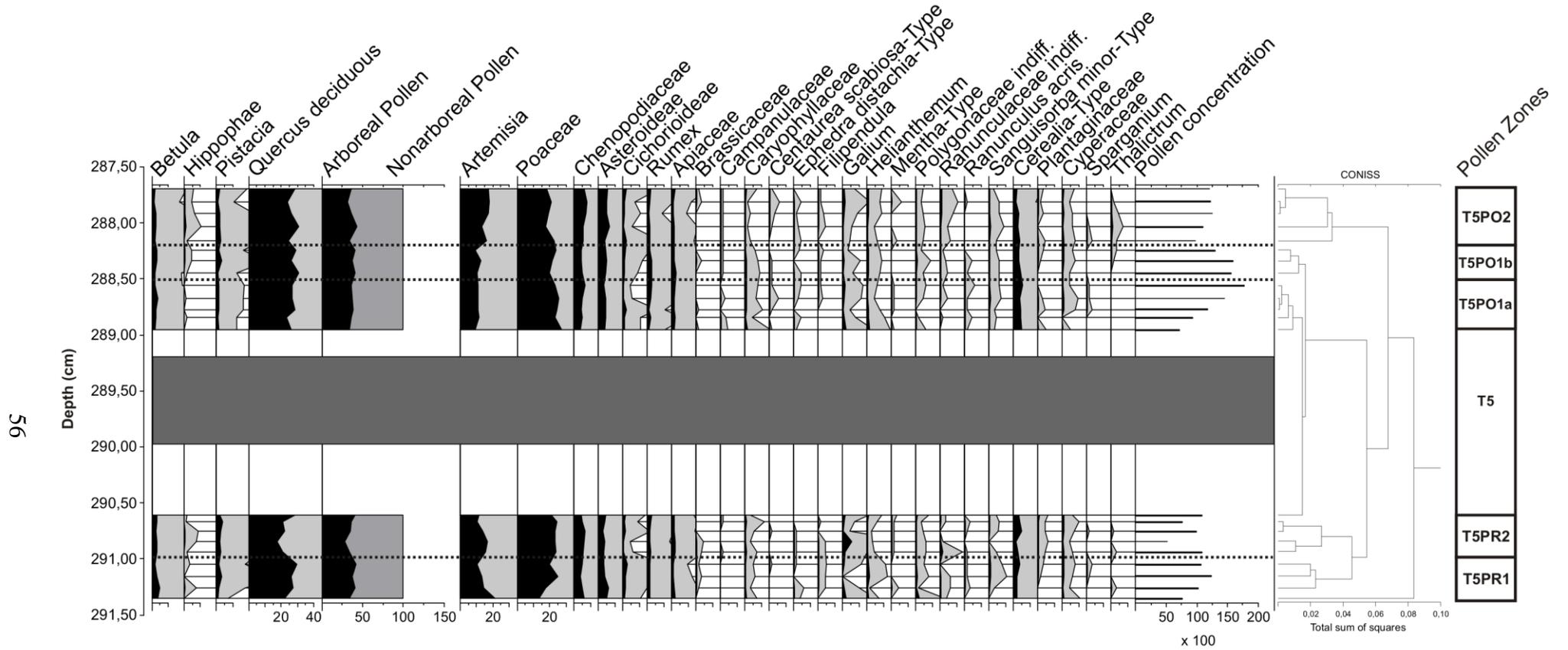


Abb. 6.2.6: Tephra 5: Prozentpollendiagramm ausgewählter Taxa im Bereich der Tephra 5, sowie Pollenzonen. Dunkelgraue Balken markieren Lage der Tephra. Homogenite nicht Teil der Darstellung.

## **T5PR2: *Artemisia-Poaceae-Zone***

Zeitabschnitt: ca. 6.904 bis 6.889 BP

Die *Quercus*-deciduous-Pollenprozentwerte sinken bis zur Mitte der Zone auf 17 % ab und erreichen ein absolutes Minimum. Daran anschließend erfolgt eine Zunahme auf 28 % im Top der Zone. *Artemisia* zeigt nach einem relativen Maximum mit 15 bzw. 16 % in der unteren Hälfte der Zone einen Abfall auf 10 bzw. 11 % im Top der Zone. Chenopodiaceae-Pollen weisen Anteile zwischen 4 bis 6 % auf. Die Anteile an Poaceae-Pollen betragen über die gesamte Zone etwa 24 % und fallen zum Top hin auf 20 % ab. Die Pollenkonzentration fluktuiert zwischen 10.500 und 7.500, bei einem absoluten Minimum von 5.200 PK/cm<sup>3</sup>.

Mit Ausnahme der Apiaceen nehmen die Pollenakkumulationsraten aller Gruppen von der Basis zur Mitte der Zone synchron ab und steigen zum Zonentop hin an. Alle Gruppe weisen hohe Fluktuationen in den Akkumulationsraten auf. Die PAR von *Quercus* deciduous sinken zur Zonenmitte hin von 102 PK auf 30 PK/cm<sup>2</sup>/a ab, um zum Zonentop hin wieder auf 100 PK anzusteigen.

## **T5PO1a: *Quercus deciduous-Chenopodiaceae-Poaceae-Subzone***

Zeitabschnitt: ca. 6.887 bis 6.870 BP

Nach der Ablagerung der Tephra 5 schwanken die Anteile an *Quercus*-deciduous-Pollen zwischen 23 und 28 %, jedoch zeigt sich bis zum Top der Subzone kein genereller Trend. Die Prozentwerte der *Artemisia*-Pollen betragen zwischen 9 und 11 %. Die Anteile an Chenopodiaceae nehmen von der Basis bis zum Top der Subzone von 4 auf 6,6 % leicht zu. Poaceae-Pollen sind mit 27 % in der Basis der Subzone leicht höher als in Zone T5PR2 und nehmen bis zum Top der Subzone auf 23 % ab.

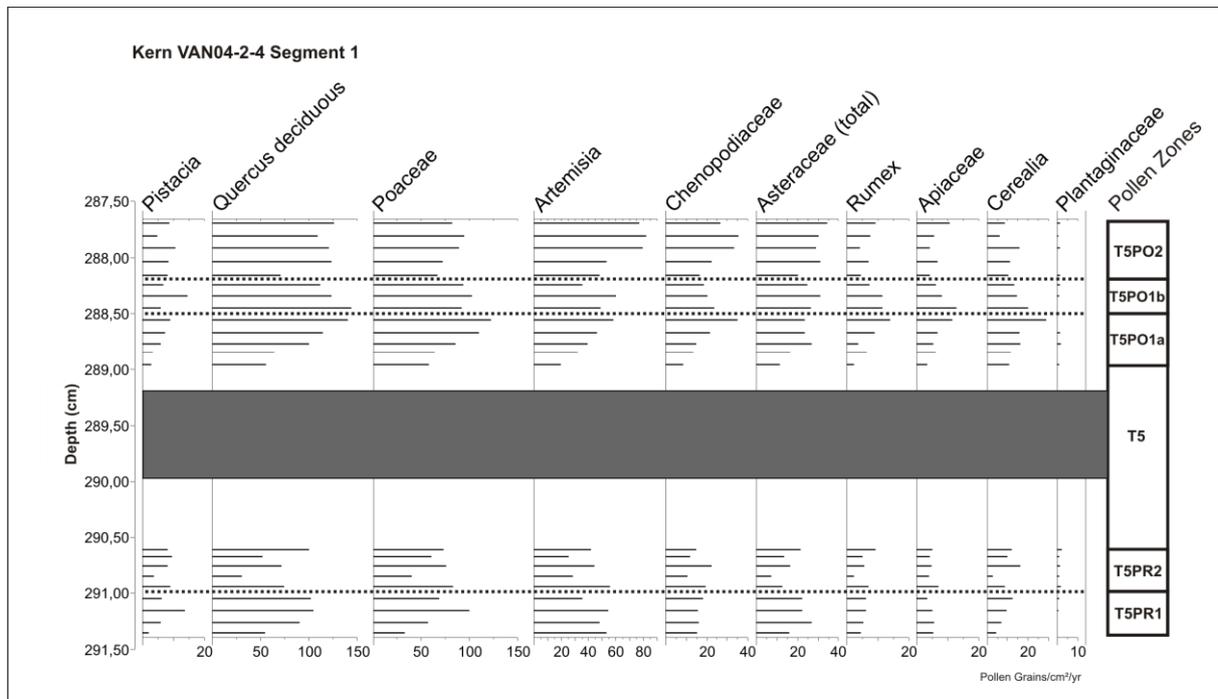
Die Pollenkonzentration ist in der Basis der Subzone im Bereich der Schwankungsbreite der Pollenkonzentration der Zone T5PR2 und nimmt bis zum Top der Subzone auf über 17.700 PK/cm<sup>3</sup> stark zu.

Die Pollenakkumulationsraten in der Basis der Subzone 1a über Tephra 5 sind für nahezu alle Gruppen geringer als in Zone PR2. Bei *Quercus*-deciduous nimmt die PAR von 71 PK im Mittel in Zone PR2, auf 55 PK in Probe 3 bzw. 64 PK in Probe 4 der Zone PO1a ab. Die Abnahme der PAR liegt innerhalb der Standardabweichung der Zone PR2 (28 PK). Die AR der *Artemisia*-Pollen nimmt von 38 PK im Mittel in Zone PR2 auf 20 PK in Probe 3 ab. Die AR der Gesamtpollen nimmt in Probe 1 um ca. 30 % gegenüber dem Durchschnitt der Zone PR2 ab, die Veränderung liegt jedoch im Schwankungsbereich der Proben in Zone PR2. Zum Zonentop hin erfolgt eine kontinuierliche Zunahme der AR aller Gruppen. *Quercus*, Poaceae und die Gesamtpollen erreichen das absolute Maximum ihrer PAR im Top der Subzone 1a.

## **T5PO1b: *Quercus deciduous-Poaceae-Rumex-Subzone***

Zeitabschnitt: ca. 6.869 bis 6.861 BP

In der Basis der Subzone T5PO1b erreichen Die *Quercus*-deciduous-Anteile mit 30,8 % ihren höchsten Wert. Die *Artemisia*-Pollenprozentwerte fluktuieren in der Subzone zwischen 9 und 12,6 %. Die Chenopodiaceenwerte sind mit 4-5 % stabil. Die Poaceen-Pollenanteile steigen bis zum Top der Zone von 19,7 auf 24 %. Die Anteile an Cerealia-Pollen beginnen ab dieser Subzone abzunehmen. Die Pollenkonzentration nimmt bis zum Top der Subzone leicht ab, ist jedoch gegenüber der Zone PR2 weiterhin erhöht.



**Abb. 6.2.7:** Pollenakkumulationsraten ausgewählter Pollentypen im Bereich der Tephra 5, sowie Pollenzonen. Dunkelgrauer Balken kennzeichnet Lage der Tephra. Homogenite nicht Teil der Darstellung.

Subzone PO1b ist durch nahezu konstante Pollenakkumulationsraten aller Gruppen gekennzeichnet. Lediglich *Quercus deciduous* und *Apiaceae* nehmen zum Zonentop hin kontinuierlich leicht ab. Für *Quercus deciduous* beträgt die Veränderung ca. 20 %, für *Apiaceen* ca. 40 %. Insgesamt zeigen die PAR aller Gruppen nur geringe Fluktuationen.

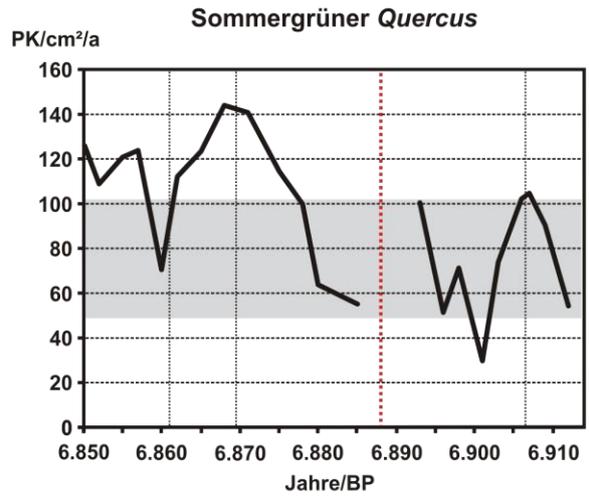
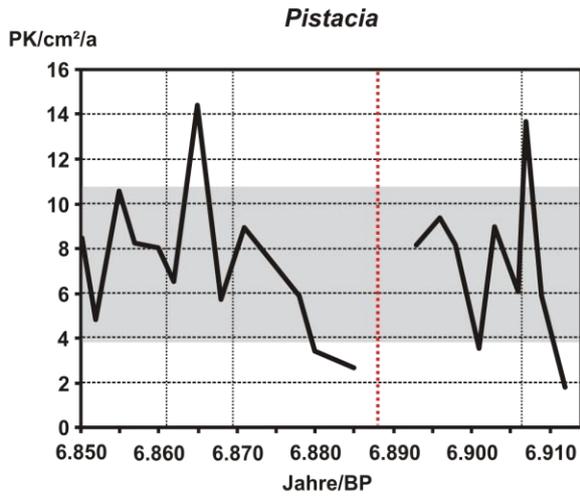
### **T5PO2: *Artemisia*-*Chenopodiaceae*-Zone**

Zeitabschnitt: ca. 6.860 bis 6.850 BP

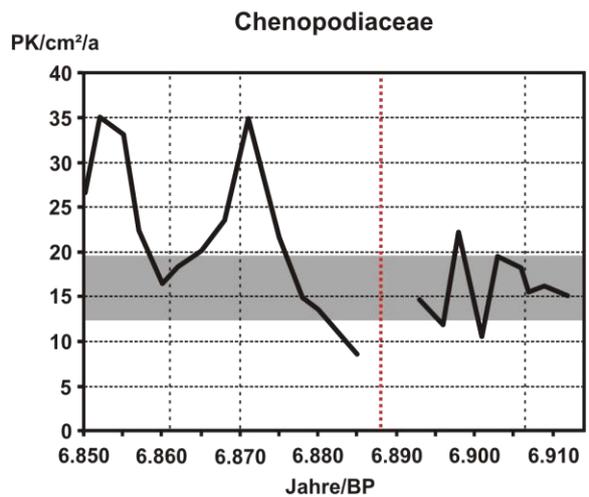
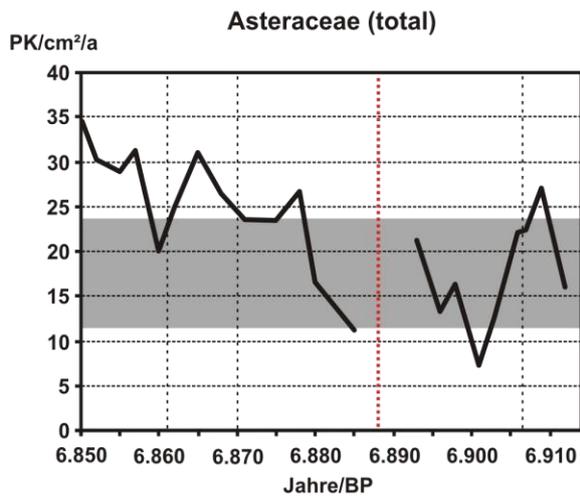
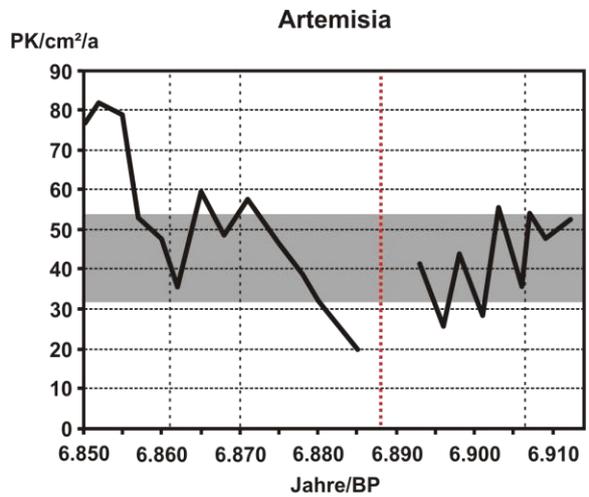
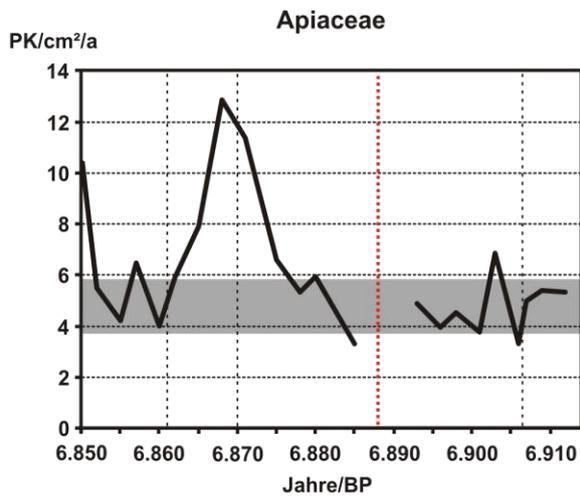
Die *Quercus*-deciduous-Pollenwerte fluktuieren stark zwischen 24 und 30 %. Die Anteile an *Artemisia*-Pollen nehmen über die Zone von 13 auf 17 % zu und erreichen bei Probe 14 mit 18 % ihr absolutes Maximum. Die *Chenopodiaceen*-Werte zeigen keinen Trend, erreichen aber in Probe 14 ihr absolutes Maximum mit 7,76 %. Die *Asteraceae*-Pollen erreichen in der Zone T5PO2 ihre höchsten Anteile. *Poaceen*-Pollen sinken gegenüber der Subzone PO1b auf 17 bis 20 % ab. Die tendenzielle Abnahme der *Cerealia*-Pollen setzt sich fort. Im Top der Zone erreichen sie mit 1,3 % ihr absolutes Minimum. Die Pollenkonzentration nimmt von der Basis bis zum Top tendenziell zu und befindet sich insgesamt deutlich über dem Durchschnitt der Referenzwerte vor der Ablagerung der Tephra 5.

Die Pollenakkumulationsraten aller Gruppen nehmen in Probe 11 bzw. in den Proben 11 und 12 stark gegenüber den AR in Zone 1b ab. Besonders ausgeprägt ist die Abnahme bei *Quercus deciduous* mit ca. 45 % gegenüber dem Mittel der Subzone 1b, sowie bei *Poaceae* (30 %) und der Gesamtpollenakkumulationsrate (ca. 35 %). Bereits zur Zonenmitte steigen die AR wieder auf die Ausgangshöhe in Subzone 1b und zeigen bis zum Zonentop nahezu keine Veränderungen. Die Fluktuation der PAR aller Gruppen ist sehr gering und synchron über alle Gruppen. Im Mittel befinden sich die PAR in Zone 2 deutlich über den Ausgangswerten in Zone PR2 im Liegenden der Tephra.

## Gehölze



## Krautpflanzen



PO2

1b

1a

PR2

1

PO2

1b

1a

PR2

1

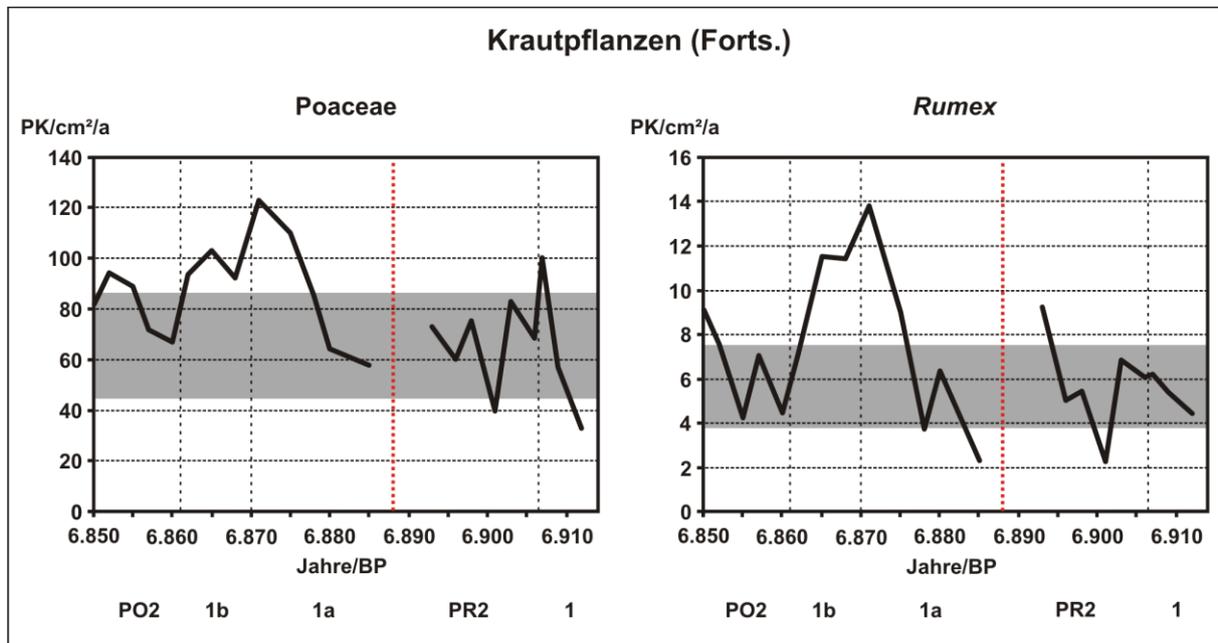


Abb. 6.2.8: Tephra 5: zeitlicher Verlauf der Pollenakkumulationsraten der Hauptkomponenten der Gehölz- und Krautpollenflora. Rote vertikale Linie: Lage der Tephra 5. Schwarze vertikale Linien, sowie Nummern: CONISS-Zonen. Grau unterlegter Bereich: Jeweilige Standardabweichung vom Mittel der PAR des Tephraliegenden.

### Ergebnisse der Warvendickenmessung

Die Erhaltung der Sedimentoberfläche im pollenanalytisch untersuchten Kern VAN 04-2-4 Segment 1 ließ eine Messung der Warvenmächtigkeiten nicht zu. Aus diesem Grund wurden die Warvendicken am Dünnschliff LVKP 35-01a bestimmt.

#### Dünnschliff LVKP35-01a

Tephra 5 bei (ca.) 289 cm bis 390,2 (in Kern 4-2-4 Segment 1)

Gesamte Messreihe: Jahre (ca.) BP 6.962 bis 6.889

#### Liegendes der Tephra 5

Sommerlagen MW (SD): 0,181 (0,078) mm

Winterlagen MW (SD): 0,143 (0,085) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,322 (0,090) mm

#### Cluster 1: Jahre (ca.) BP 6.962 bis 6.921

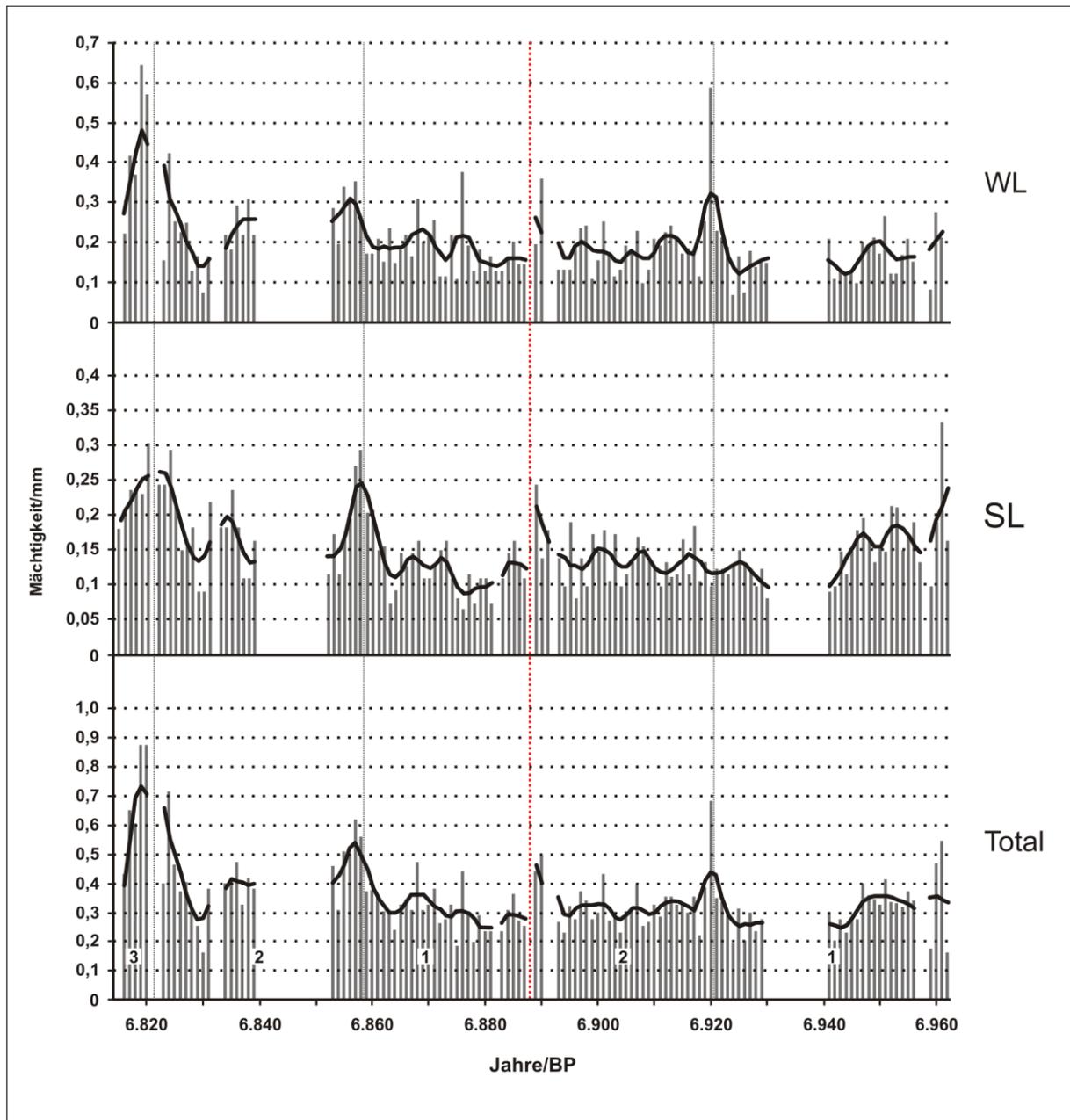
Homogenit bei (ca.) BP 6.958 (0,937 mm)

Laminierter, nicht messbarer Bereich: (ca.) BP 6.931 bis 6.940

Sommerlagen MW (SD): 0,152 (0,066) mm

Winterlagen MW (SD): 0,149 (0,049) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,290 (0,113) mm



**Abb. 6.2.9: Warvenmächtigkeiten des Dünnschliffs LVKP 35-01a im Bereich der Tephra 5 (Säulen) und LOWESS 7'-Glättung (Linien). WL = Winterlagen, SL = Sommerlagen, Total = Gesamtarve. Vertikale Linien sowie Nummern kennzeichnen CONISS-Zonen. Rote vertikale Linie: Tephra 5.**

Die Mächtigkeiten der Winterlagen liegen in Cluster 1 im Mittel leicht unter, die der Sommerlagen leicht über dem Mittel der gesamten Messreihe. Die SL erreichen bei ca. BP 6.961 ihr absolutes Maximum mit 0,334 mm. Die Dicke der Sommerlagen nimmt von der Basis zum Top der Zone ab, während die Winterlagen nahezu stabil bleiben. Die Warvenmächtigkeiten insgesamt sind in Cluster 1 leicht geringer als im Cluster 1 des Kerns V04-7 Segment 2. Dagegen ist der Mittelwert der Warvendicke der gesamten Messreihe höher als der Mittelwert der gesamten Messreihe in Kern V04-7 Segment 2.

### **Cluster 2: Jahre (ca.) BP 6.920 bis 6.889**

Homogenität bei (ca.) BP 6.892 (2,439 mm)

Sommerlagen MW (SD): 0,138 (0,036) mm  
 Winterlagen MW (SD): 0,192 (0,098) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,323 (0,109) mm

In der Basis von Cluster 2 erreichen die WL ihr absolutes Maximum bei 0,587 mm. Insgesamt zeigen die Dicken der WL eine leichte Abnahme bis zum Zonentop. Die Sommerlagen, sowie die Gesamtmächtigkeit sind annähernd stabil. Die SL sind im Mittel leicht dünner als in Cluster 1, während die WL und die Gesamtmächtigkeit im Mittel deutlich höher sind. Hinsichtlich der Fluktuation der gemessenen Parameter zeigen sich im Vergleich mit Cluster 1 nur geringfügige Änderungen.

### **Dünnschliff LVKP35-01a**

Tephra 5 bei (ca.) 289 cm bis 390,2 (in Kern 4-2-4 Segment 1)

### **Hangendes der Tephra 5**

Gesamte Messreihe: Jahre (ca.) BP 6.889 bis 6.815

Sommerlagen MW (SD): 0,215 (0,118) mm

Winterlagen MW (SD): 0,158 (0,064) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,364 (0,171) mm

### **Cluster 1: Jahre (ca.) BP 6859 bis 6889**

Sommerlagen MW (SD): 0,181 (0,066) mm

Winterlagen MW (SD): 0,121 (0,049) mm

Warven Gesamt MW (SD): 0,298 (0,113) mm

Die mittlere Mächtigkeit der Gesamtwarven sowie der Sommerlagen ist sowohl in Cluster 1 als auch über den gesamten Messbereich deutlich höher als in Cluster 2 bzw. der gesamten Messstrecke im Liegenden der Tephra 5.

Die Dicke aller gemessenen Parameter nimmt von der Basis zum Top des Clusters 1 zu. Ab ca. BP 6.862 steigt zum Zonentop die Dicke der Sommerlagen an. Insgesamt sind die Fluktuationen der Mächtigkeiten der Winterlagen relativ gering. Bei den Sommerlagen sind sie etwas stärker ausgeprägt.

### **Cluster 2: Jahre (ca.) BP 6.858 bis 6.822**

Laminierter, nicht messbarer Bereich: (ca.) BP 6.840 bis 6.852

Homogenit bei (ca.) BP 6.832 (8,1 mm)

Die Dicken der SL, WL und der Gesamtwarven ist in Cluster 2 deutlich höher als in Cluster 1. Sowohl die Mächtigkeiten der Sommer- wie auch der Winterlagen fluktuieren relativ stark. Zum oberen Abschnitt des Clusters ist eine leichte Abnahme in den Mächtigkeiten der Sommer- und der Winterlagen erkennbar. Zum Zonentop hin nehmen die Mächtigkeiten beider Parameter wieder zu.

### **Cluster 3: Jahre (ca.) BP 6.821 bis 6.815**

Homogenit bei (ca.) BP 6.821 (3,0 mm)

Die Winterlagen erreichen in Cluster 3 ein Maximum ihrer Mächtigkeit. Die Mächtigkeit der Sommerlagen ist nur leicht gegenüber Cluster 2 erhöht. Die Dicke aller Parameter nimmt von der Basis zum Top der Zone ab.

## 6.4 Tephra 3 (a/b)

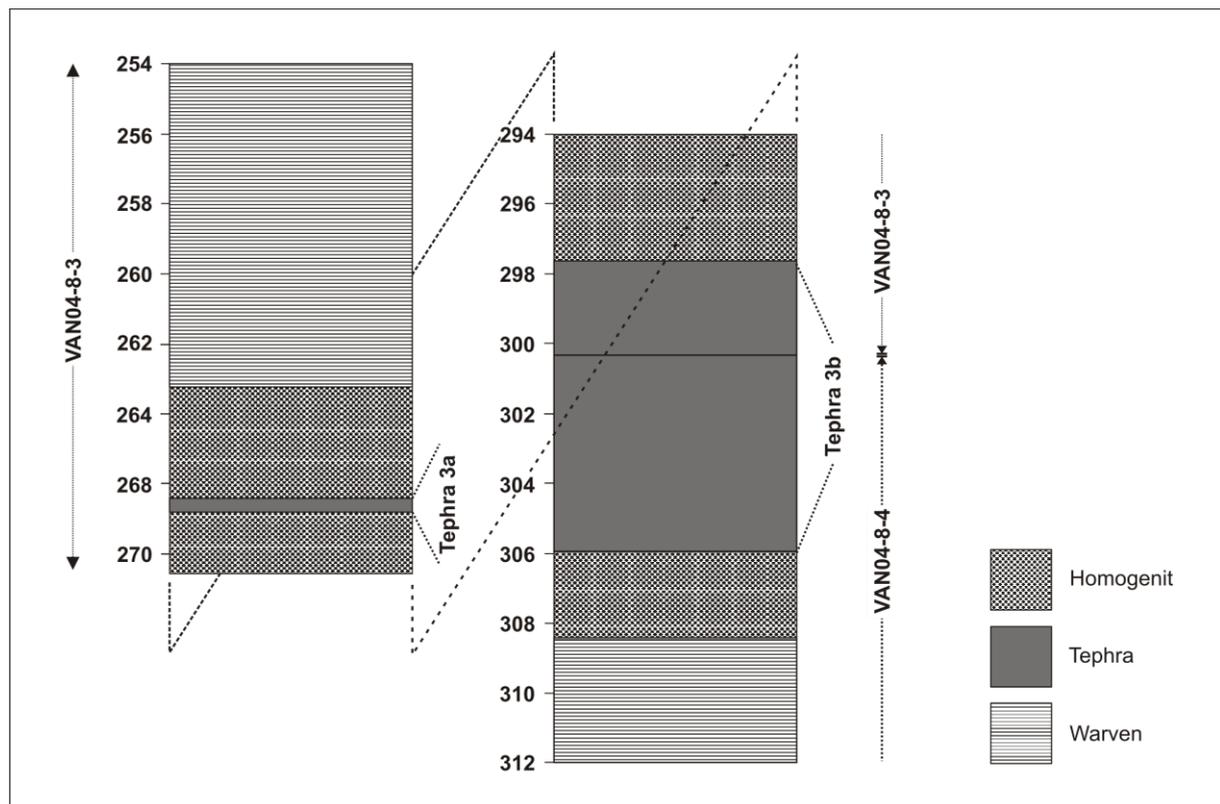


Abb. 6.2.10: Schematische Darstellung der untersuchten Profilabschnitte der Bohrkernprofile VAN04-8-3 und -4 im Bereich der Tephra 3a und b. Der zwischen beide Tephralagen eingeschaltete Homogenit ist aus Maßstabsgründen nur teilweise dargestellt (Skalensprung). Tiefenangaben in cm.

### Ergebnisse der palynologischen Untersuchung

Bohrkern VAN04-8 Segment 3 & 4

Datierung der Tephra: ca. 2.650 BP (Landmann et al. 1996; Litt et al. 2009)

LPAZ 4a (Litt et al. 2009)

### Liegendes der Tephra 3b (VAN04-8-4)

#### T3PR1a: *Quercus-deciduous-Poaceae-Rumex-Subzone*

Zeitabschnitt: ca. BP 2.697 bis 2.679

Die *Quercus-deciduous*-Pollenprozentwerte fluktuieren mit einer Ausnahme (39 %) zwischen 33 und 36,5 %. Die *Artemisia*-Prozentwerte zeigen von der Basis zum Top der Subzone einen ansteigenden Verlauf von 14,9 auf 16,4 %. Die *Chenopodiaceen*-Pollenprozentwerte schwanken im Verlauf der Subzone zwischen 8 und 11,9 %. *Rumex*-Pollen weisen Prozentanteile zwischen 0,3 und 1,3 % auf. Der Anteil an *Poaceen* nimmt von der Basis mit 15,4 auf 19 bzw. 16,6 % im Top der Subzone zu. *Cerealia*-Pollen sind mit Prozentanteilen zwischen 2 und 2,8 % vertreten. Die Pollenkonzentrationen zeigen über die Subzone hinweg keine gerichtete Veränderung. Die Werte der Konzentration betragen mit Ausnahme der Probe im Top der Zone (35.900 PK/cm<sup>3</sup>) zwischen 24.000 und 28.600 PK/cm<sup>3</sup>.

Kern VAN04-8-3/-4

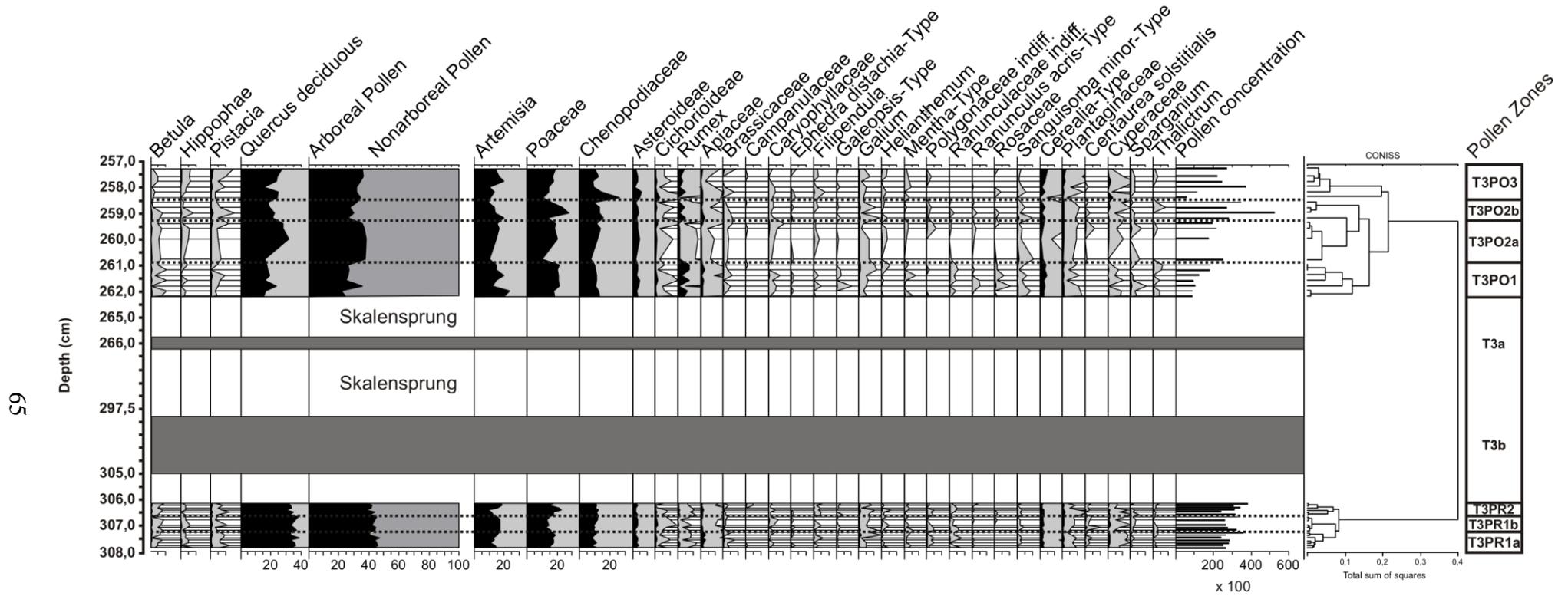


Abb. 6.2.11: Tephra 3: Prozentpollendiagramm ausgewählter Taxa im Bereich der Tephra 3 a und b, sowie Pollenzonen. Dunkelgraue Balken markieren Lage der Tephra. Homogenite nicht Teil der Darstellung (Skalensprung).

Die PAR aller Gruppen und Taxa zeigen über Subzone PR1a nur geringe Fluktuationen. Die PAR von *Quercus deciduous* betragen im Mittel 396 PK/cm<sup>2</sup>/a. Sie zeigen über die Subzone hinweg keinen Trend. Die *Artemisia*-PAR nehmen von der Basis Subzone mit 157 PK bis zum Top der Subzone auf 209 PK/cm<sup>2</sup>/a zu. Die Chenopodiaceen (108 PK/cm<sup>2</sup>/a im Mittelwert) wie auch die Poaceen (181 PK/cm<sup>2</sup>/a im Mittelwert) weisen etwas höhere Fluktuationen der PAR über die Subzone auf, zeigen über die Subzone hinweg jedoch keine gerichtete Veränderung.

### **T3PR1b: *Quercus-deciduous-Artemisia-Rumex*-Subzone**

Zeitabschnitt: ca. B. P .2.678 bis 2.668

*Quercus-deciduous*-Pollenwerte sind im Mittel leicht gegenüber Subzone 1a erhöht. Sie steigen von der Basis zum Top von 36,9 auf 38,4 an. Die *Artemisia*-Werte sind mit durchschnittlich 16,7 % ebenfalls leicht erhöht, fallen jedoch zum Top der Subzone auf 15 % ab. Die Chenopodiaceen-Pollenprozentanteile zeigen eine leichte Zunahme von 9,3 % in der Basis auf 11,6 % im Top der Subzone. *Rumex*-Pollen sind mit 0,2 bis 1,0 % nur gering vertreten. Die Anteile an Poaceenpollen sind mit 12,9 bis 15,9 % etwas geringer als in Subzone PR1b. Die Werte der Cerealia-Pollen sind nahezu unverändert. Die Pollenkonzentration zeigt nur geringe Fluktuationen zwischen 26.000 und 32.400 PK/cm<sup>3</sup>.

In Subzone 1b nehmen die Fluktuationen ab, so dass sich die PAR insgesamt über die Subzone hinweg nahezu nicht verändern. Lediglich die *Quercus deciduous*-PAR nimmt zwischen ca. B. P: 2.675 und 2.673 ab, steigt jedoch zum Subzonentop hin wieder an.

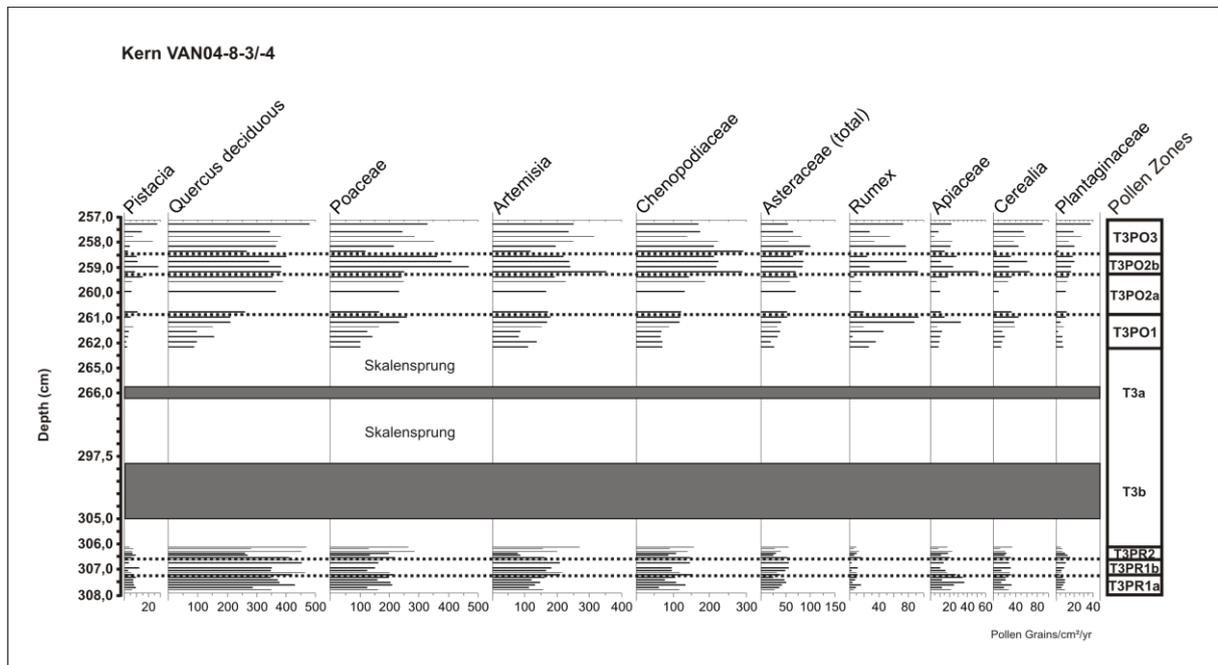
Insgesamt sind die PAR nahezu aller Taxa und Gruppen im Vergleich zu Subzone 1a etwas höher. So nimmt *Quercus deciduous* auf 411 PK/cm<sup>2</sup>/a, *Artemisia* von 148 PK auf 189 PK und die Chenopodiaceen auf 118 ± 22 PK/cm<sup>2</sup>/a zu.

### **T3PR2: *Quercus-deciduous-Artemisia*-Zone**

Zeitabschnitt: ca. BP 2.667 bis 2.658

Die Zone T3PR2 ist gekennzeichnet durch eine leichte Abnahme der *Quercus-deciduous*-Prozentanteile relativ zur Subzone PR1b. Sie fluktuieren leicht zwischen 30,1 und 35,4 %. Die Pollenprozentwerte von *Artemisia* fallen erst zur Zonenmitte hin auf 9,1 % ab, um zum Top der Zone auf 17,8 % zuzunehmen. Die Chenopodiaceen-Werte zeigen keine Veränderung zur Subzone PR1b. Die Prozentanteile an *Rumex*-Pollen sind stabil zwischen 0,6 und 1,2 %. Die Prozentwerte der Poaceen nehmen über die Zone keinen Trend an. Sie schwanken zwischen 15,4 und 22,8 %. Cerealia-Pollenprozentanteile sind gegenüber Subzone 1b unverändert. Die Pollenkonzentration weist keine gerichtete Zu- oder Abnahme auf. Die Konzentration fluktuiert zwischen 23.900 und 38.100 PK/cm<sup>3</sup>.

In Zone PR2 nehmen die Fluktuationen der PAR deutlich zu, während die Höhe der AR, mit Ausnahme der Poaceen und Chenopodiaceen, im Mittel leicht abnehmen. So sinken die PAR von *Quercus deciduous* auf 365 PK/cm<sup>2</sup>/a und von *Artemisia* auf 159 PK/cm<sup>2</sup>/a. Die Gesamtpollenakkumulationsrate sinkt leicht von im Mittel 1134 PK auf 1090 PK/cm<sup>2</sup>/a. Die AR der Chenopodiaceae-Pollen nehmen leicht von 118 PK auf 121 PK/cm<sup>2</sup>/a zu. Die deutlichste Zunahme verzeichnen die Poaceen-PAR mit 162 PK auf 204 PK/cm<sup>2</sup>/a.



**Abb. 6.2.12: 1: Pollenakkumulationsraten ausgewählter Pollentypen im Bereich der Tephra 3a/b, sowie Pollenzonen. Dunkelgrauer Bereich kennzeichnet Lage der Tephren. Homogenite nicht Teil der Darstellung (Skalensprung).**

### Hangendes der Tephra 3 a (VAN04-8-3)

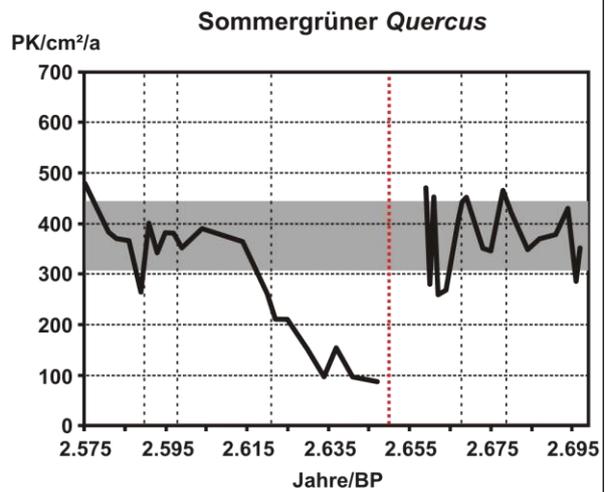
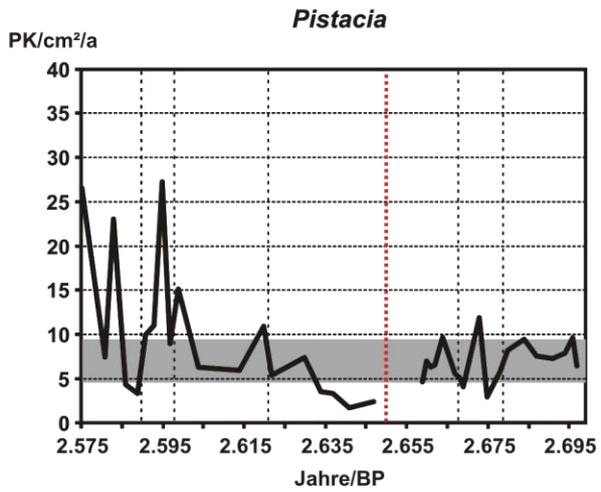
#### T3PO1: Poaceae-Rumex-Zone

Zeitabschnitt: ca. BP 2.649 bis 2.624

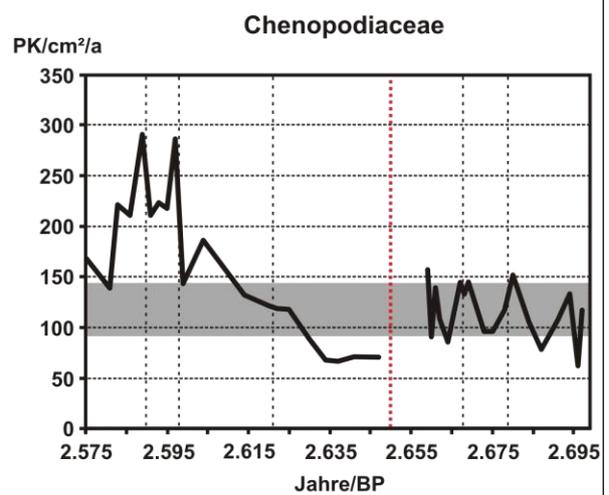
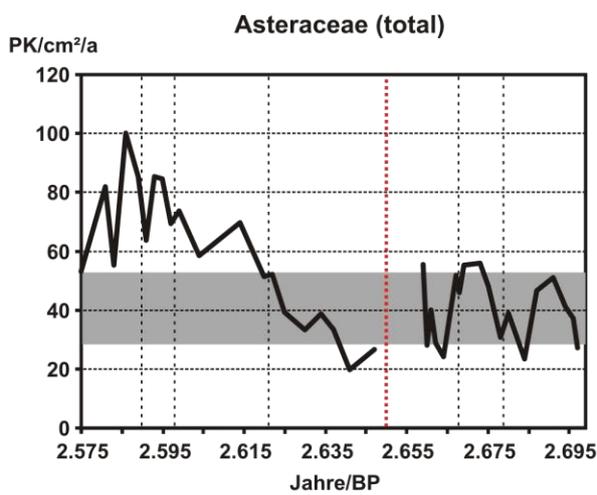
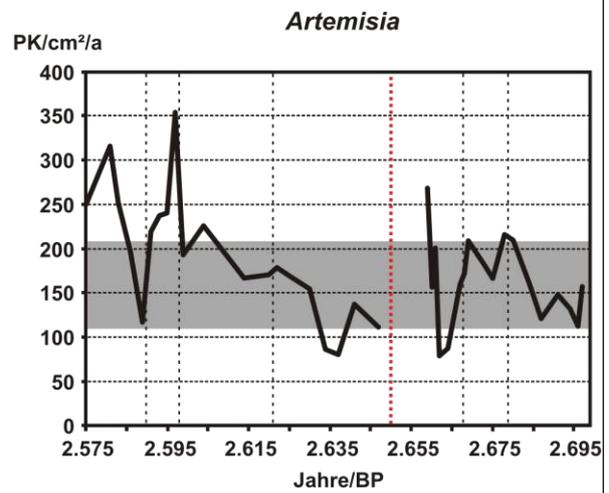
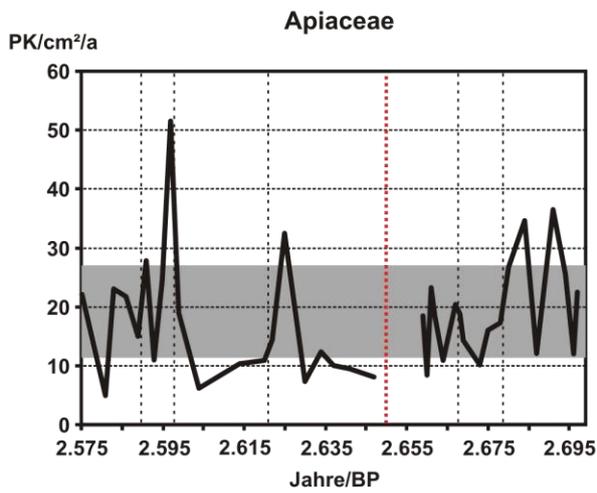
Die Pollenprozentwerte von *Quercus*-deciduous fallen nach Ablagerung der Tephra 3 um ca. 50 % ab, auf 15,6 %. Auch im weiteren Verlauf liegen die Werte deutlich unter den Referenzwerten in Zone T3PO1. Zum Top der Zone PO1 nehmen sie leicht auf 19 % zu. Die *Artemisia*-Pollenanteile sind in der Basis der Zone PO1 mit 20 bzw. 23,8 % leicht gegenüber den Ausgangswerten in Zone PR1 erhöht. Chenopodiaceen-Pollen sind gegenüber der Zone PR1 leicht niedriger und sinken im zum Top der Zone PO1 von 12,7 auf 10,2 %. Die Poaceae-Pollenwerte sind in der Basis der Zone mit 18,3 % gegenüber den Ausgangswerten erhöht. Zum Top der Pollenzone nehmen sie leicht zu. Die Anteile an *Rumex*-Pollenkörnern sind gegenüber den Referenzwerten bei starken Fluktuationen im Durchschnitt deutlich erhöht. Die Cerealia-Pollenprozentanteile fluktuieren zwischen 2,5 und 4,9 % und sind im Mittel gegenüber den Referenzwerten unverändert. Die Bryophyten-Sporen zeigen ihr absolutes Maximum mit 28,3 % in der Basis der Zone und nehmen im weiteren Verlauf bei hoher Fluktuation zwischen 3,4 und 9,8 % stark ab. Die Pollenkonzentration erreicht ein deutliches Minimum in der Basis der Zone mit 8.600 PK/cm<sup>3</sup>. Zum Top der Zone steigt sie auf 17.700 PK/cm<sup>3</sup> an.

In Probe 18 in der Basis der Zone PO1 im Hangenden der Tephra fällt die PAR aller Gruppen stark ab. Besonders deutlich ist die Veränderung bei *Quercus* deciduous-Pollen, mit einer Abnahme von im Mittelwert 460 PK in Zone PR1 auf 87 PK/cm<sup>2</sup>/a in Probe 18 der Zone PO1. Der Gesamtpolleninflux sinkt von 1350 PK auf 556 PK/cm<sup>2</sup>/a. Die Abnahme die AR der Krautpflanzenpollen ist überwiegend geringer. Die PAR von *Artemisia* sinkt von 221 PK auf 111 PK, Chenopodiaceen von 163 PK auf 71 PK und Poaceen von 168 PK auf 102 PK/cm<sup>2</sup>/a. Zum Zonentop nehmen die PAR aller Gruppen zu. *Quercus* deciduous-Pollen erreichen bis zum Zonentop nicht mehr die AR-Mittelwerte sowie den Schwankungsbereich der AR der Zone PR1. Die PAR von *Artemisia* befinden sich mit 178 PK im Zonentop etwa 20 % unter

## Gehölze

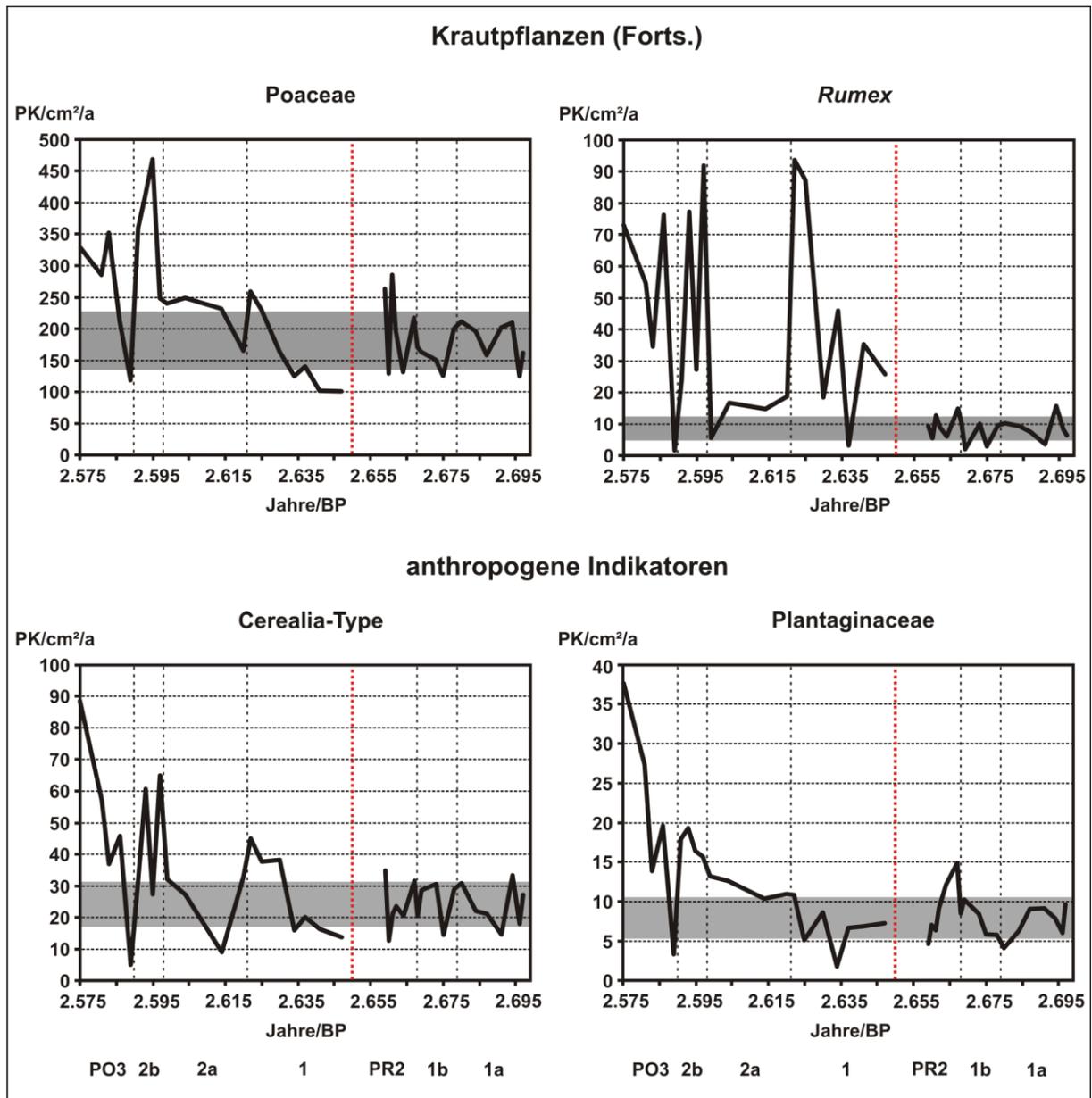


## Krautpflanzen



PO3 2b 2a 1 PR2 1b 1a

PO3 2b 2a 1 PR2 1b 1a



**Abb. 6.2.13: Tephra 3: zeitlicher Verlauf der Pollenakkumulationsraten der Hauptkomponenten der Gehölz- und Krautpollenflora. Rote vertikale Linie: Lage der Tephra 3. Schwarze vertikale Linien sowie Nummern: CONISS-Zonen. Grau unterlegter Bereich: Jeweilige Standardabweichung vom Mittel der PAR des Tephraliegenden.**

dem Mittel der PAR in Zone PR1, jedoch innerhalb der Standardabweichung sowie des absoluten Schwankungsbereichs. Die PAR der Asteraceae liegen im Zonentop leicht über dem MW der PAR in Zone PR1, die Chenopodiaceen mit 119 PK/cm<sup>2</sup>/a deutlich unter dem PAR-Mittelwert sowie außerhalb der absoluten Schwankungsbreite. Die AR der Poaceen-Pollen sind im Zonentop etwa 55 % über dem Mittelwert der PAR in Zone PR1 und befinden sich zudem außerhalb der absoluten Schwankungsbreite der PAR der Zone PR1.

### **T3PO2a: *Quercus-deciduous-Chenopodiaceae-Asteraceae-Subzone***

Zeitabschnitt: ca. BP 2.623 bis 2.602

Die *Quercus-deciduous*-Pollenprozentage steigen von 17,5 % in der Basis der Subzone auf 31 % in Probe 26, um zum Top der Subzone auf 28,2 % abzufallen. Die prozentualen Anteile an *Artemisia*-Pollen nehmen verglichen mit Zone PO1 im Mittel leicht ab und fluktuieren

zwischen 14,6 und 16,3 %. Die Asteroideen-Werte zeigen keine Veränderung gegenüber Zone PO1. Chenopodiaceae-Pollenprozentanteile steigen von der Basis zum Top der Subzone von 9,9 auf 13,5 % an. Die Anteile an *Rumex*-Pollen gehen von 7,8 % an der Basis auf Werte zwischen 1,2 und 1,8 % zurück. Poaceen-Pollenprozentanteile schwanken relativ stark zwischen 15,6 und 21,6 %. Cerealia-Pollenanteile zeigen nahezu keine Veränderung gegenüber Zone PO1. Die Pollenkonzentration nimmt zuerst von 18.600 auf 16.400 PK/cm<sup>3</sup> leicht ab und zum Top der Subzone auf 21300 PK/cm<sup>3</sup> zuzunehmen.

Die PAR von *Quercus deciduous* nehmen in Subzone PO2a weiter zu und erreichen in Probe 26 und 27 ein erstes Maximum 364 bzw. 389 PK/cm<sup>2</sup>/a. Zum Zonentop hin fallen die AR leicht ab. Die Gesamtpollenakkumulationsrate nimmt in der Zonenbasis leicht ab, steigt aber im Trend zum Zonentop weiter an und ist in Probe 27 über den Maxima der Zone PR1. Die PAR der krautartigen Taxa bzw. Gruppen stagnieren auf dem Niveau der Maxima in Zone 1 und zeigen über den Zonenverlauf hinweg nur leichte Fluktuationen.

### **T3PO2b: *Quercus-deciduous-Chenopodiaceae-Apiaceae-Subzone***

Zeitabschnitt: ca. BP 2.601 bis 2.593

Die Pollenprozentanteile von *Quercus-deciduous* nehmen von der Basis zum Top der Zone von 28 auf 19,6 % deutlich ab. Die Pollenprozentanteile von *Artemisia* sinken im Verlauf der Zone von 15,4 bzw. 19,4 % (Probe 30) auf 13,6 % im Top ab. Chenopodiaceen-Pollen zeigen im Mittel leicht höhere Anteile als in Subzone PO2a, bei geringer Fluktuation zwischen 11,5 und 15,7 %. Die *Rumex*-Pollenprozentanteile zeigen starke Schwankungen zwischen 0,5 und 5 %. Auch die Poaceen-Werte weisen hohe Fluktuationen auf und nehmen über die Subzone hinweg von 19,2 % in Basis auf 23,5 % im Top zu. Die Cerealia-Pollenprozentanteile zeigen nur geringe Unterschiede zur Subzone PO2a. Die Pollenkonzentration zeigt starke Schwankungen zwischen 19.300 und 52.400 PK/cm<sup>3</sup>.

Die *Quercus-deciduous*-PAR nehmen in Subzone 2b gegenüber Subzone 1b leicht ab und zeigen schwache Fluktuationen. Die PAR von *Artemisia*, der Chenopodiaceen, sowie Poaceen, Apiaceen und *Rumex* steigen an, zudem nimmt die Fluktuation der Akkumulationsraten zu. Besonders stark nehmen die PAR der Chenopodiaceae (MW: PO2a 189 PK; MW: PO2b 262 PK) und Poaceae (MW PO2a: 222 PK; MW PO2b: 372 PK) zu.

### **T3PO3: *Quercus-deciduous-Artemisia-Zone***

Zeitabschnitt: ca. BP 2.592 bis 2.575

Die Anteile an *Quercus-deciduous*-Pollen sind gegenüber der Subzone PO2b leicht erhöht und über die gesamte Zone relativ stabil bei 23,4 bis 27,3 %. Die *Artemisia*-Pollenprozentanteile nehmen von der Basis zur Mitte der Zone PO3 von 10,7 % auf 19,8 % zu und fallen zum Top hin auf 14,3 %. Die Chenopodiaceen-Pollen erreichen in Probe 34 mit 26,7 % ihr absolutes Maximum, fallen jedoch bis zum Top der Zone auf unter 10 % ab. Die Anteile an *Rumex*-Pollen fluktuieren zwischen 0,2 und 5,2 %. Poaceen sind mit Ausnahme der Proben 34 und 35 relativ stabil zwischen 17,2 und 23,4 %. Cerealia-Pollenanteile zeigen tendenziell eine leichte Zunahme zum Zonentop von 2,1 auf 5,1 %. Die Pollenkonzentrationen sind mit Ausnahme der Proben 34 (5.600 PK/cm<sup>3</sup>) und 35 (11.200 PK/cm<sup>3</sup>) mit Werten zwischen 22.000 und 27.000 PK/cm<sup>3</sup> gegenüber den Referenzwerten Zone PR1 nur leicht niedriger.

Die PAR aller Gruppen, mit Ausnahme von *Rumex*, stagnieren oder nehmen leicht gegenüber den Raten in Zone 2b ab. Der Rückgang betrifft vor allem die Chenopodiaceen-, Asteraceen- und Poaceen-PAR. Die PAR der Chenopodiaceen steigen zuerst in Probe 34 in der Basis der Zone 3 auf 291 PK/cm<sup>2</sup>/a an, um bis zum Top der Zone auf 168 PK abzunehmen. Die Poaceen-PAR nehmen zur Basis der Zone 3 von 372 ± 94 PK im Mittel in Zone 2b auf 119 (P

34) bzw. 213 (P 35) ab. Bis zum Zonentop steigen die AR auf 330 PK/cm<sup>2</sup>/a an. Die Asteraceen-PAR nehmen in der Basis der Zone 3 leicht gegenüber dem Mittel der Zone 2b zu, fallen zum Top der Zone 3 von 83 PK (Probe 35) auf 40 PK ab. Über die Zone 3 hinweg zeigen die PAR aller Gruppen im Vergleich zu Zone 2b stärkere Fluktuationen. Dies betrifft besonders Taxa bzw. Gruppen mit PAR unter 100 PK/cm<sup>2</sup>/a.

## **Ergebnisse der Warvendickenmessung**

### **Kernabschnitt Van04-8-4**

Tephra 3b bei (ca.) 297,5 cm bis 304 cm

### **Liegendes der Tephra 3b**

Gesamte Messreihe: Jahre (ca.) BP 2.717 bis 2.651

Sommerlagen MW (SD):	0,239 (0,165) mm
Winterlagen MW (SD):	0,231 (0,131) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,470 (0,225) mm

### **Cluster 1: Jahre (ca.) BP 2.717 bis 2.708**

Sommerlagen MW (SD):	0,139 (0,049) mm
Winterlagen MW (SD):	0,292 (0,204) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,485 (0,222) mm

Die mittleren Mächtigkeiten der gemessenen Parameter sind für die gesamte Messreihe im Liegenden der Tephra 3 sowie für Cluster 1 deutlich höher als im Bereich der Tephra 6 und 5. Die Dicke der Winterlagen fluktuiert in Cluster 1 relativ stark und erreicht ihr absolutes Maximum bei 2708. Die Sommerlagen sind deutlich dünner als die Winterlagen. Sie zeigen nur geringe Veränderungen von der Basis zum Top des Clusters 1. Die Mächtigkeit der Gesamtwarven nimmt über die Zone hinweg leicht ab.

### **Cluster 2: Jahre (ca.) BP 2.707 bis 2.678**

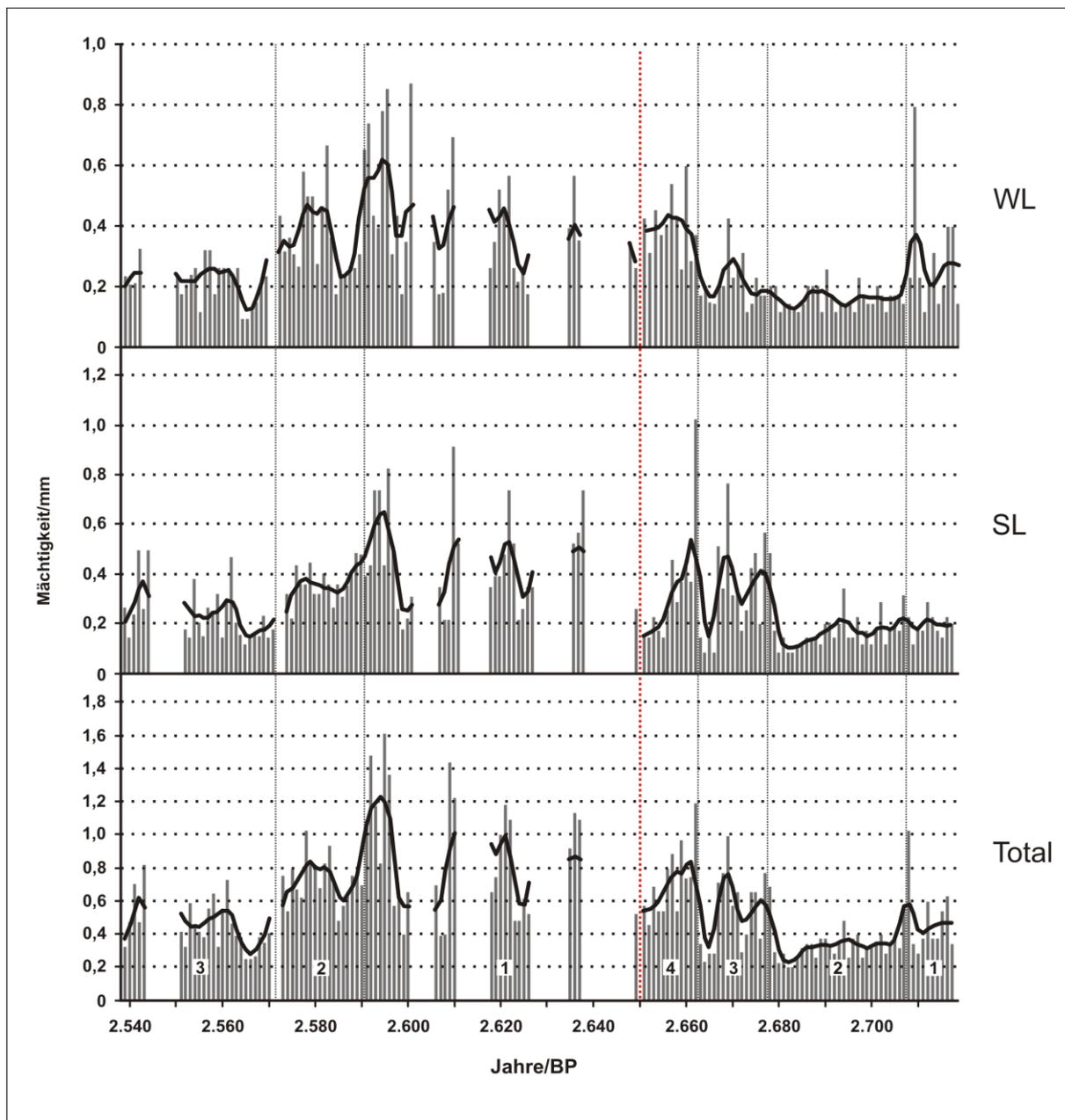
Sommerlagen MW (SD):	0,163 (0,064) mm
Winterlagen MW (SD):	0,159 (0,039) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,322 (0,075) mm

Die Mächtigkeit der Sommer- und Winterlagen nimmt in Cluster 2 gegenüber Cluster 1 deutlich ab. Die Fluktuation der Messwerte ist relativ gering. Die Dicke der Winterlagen zeigt über die Zone hinweg keinen Trend, während die Dicke der Sommerlagen von der Basis zum Top hin leicht abnimmt.

### **Cluster 3: Jahre (ca.) BP 2.677 bis 2.663**

Sommerlagen MW (SD):	0,332 (0,195) mm
Winterlagen MW (SD):	0,208 (0,076) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,540 (0,228) mm

Die Mächtigkeit der Sommerlagen ist in Cluster 3 deutlich höher als in Cluster 2, wohingegen die Winterlagen in ihren Dicken nur geringfügig zunehmen. Die Mächtigkeiten der Sommer-



**Abb. 6.2.14:** Warvenmächtigkeiten des Profilabschnitts VAN04-8-3 und -4 im Bereich der Tephra 3 a und b (Säulen) und LOWESS 7'-Glättung (Linien). WL = Winterlagen, SL = Sommerlagen, Total = Gesamtwarve. Vertikale Linien sowie Nummern kennzeichnen CONISS-Zonen. Rote vertikale Linie: Tephra 3.

lagen schwanken erheblich. Die Fluktuationen der Mächtigkeiten der Winterlagen nehmen verglichen mit Cluster 2 nur leicht zu. Die Dicken der Winterlagen zeigen über die Zone hinweg nahezu keinen Trend, während die Sommerlagen von der Basis zum Top des Clusters 3 deutlich abnehmen.

#### **Cluster 4: Jahre (ca.) BP 2.662 bis 2.651**

Sommerlagen MW (SD):	0,336 (0,245) mm
Winterlagen MW (SD.):	0,383 (0,131) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,470 (0,225) mm

Die Sommerlagen erreichen in der Basis des Clusters 4 das absolute Maximum ihrer Mächtigkeit und nehmen bis zum Top der Zone in ihrer Dicke stark ab. Im Vergleich zu

Cluster 3 sinkt die Stärke der Fluktuationen in den Messwerten der Sommerlagen. Die Mächtigkeiten der Winterlagen fluktuieren stark. Die Dicken der Winterlagen sind erheblich höher als in Cluster 3. Über die Zone hinweg nimmt die Mächtigkeit der Winterlagen zu.

### **Kernabschnitt VAN04-8-3**

Tephra 3a bei (ca.) 265,9 cm bis 366,3 cm

#### **Hangendes der Tephra 3a**

Gesamte Messreihe: Jahre (ca.) BP 2.649 bis 2.539

Sommerlagen MW (SD):	0,330 (0,184) mm
Winterlagen MW (SD):	0,343 (0,182) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,648 (0,341) mm

#### **Cluster 1: Jahre (ca.) BP 2.649 bis 2.591**

Laminierte, nicht messbare Bereiche: (ca.) BP 2.638 bis 2.647 (6,676 mm); 2.627 bis 2.634 (5,691 mm); 2.611 bis 2.616 (4,435 mm); 2.602 bis 2.605 (2,609 mm)

Sommerlagen MW (SD):	0,415 (0,217) mm
Winterlagen MW (SD):	0,419 (0,228) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,784 (0,434) mm

Die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen über die der gesamten Messstrecke im Hangenden der Tephra 3 des Kerns 04-8 hinweg sind im Mittel deutlich höher als die mittlere Mächtigkeit der Sommer- und Winterlagen der gesamten Messstrecke im Liegenden der Tephra 3. Die ebenfalls deutlich höheren Standardabweichungen resultieren aus den hohen Fluktuationen in den Dicken der Sommer- und Winterlagen im Hangenden der Tephra 3.

Die mittleren Dicken der Sommer- sowie der Winterlagen im Cluster 1 sind im Vergleich zu Cluster 4 im Kern 04-8 Segment 4 ebenfalls stark erhöht. Die Mächtigkeit der Winter- und Sommerlagen nimmt von der Basis zum Top der Zone zu. Die Winterlagen erreichen ihr absolutes Maximum mit 0,87 mm bei ca. BP 2.601, die Sommerlagen mit 0,913 mm bei ca. BP 2.609.

#### **Cluster 2: Jahre (ca.) BP 2.590 bis 2.572**

Laminierter, nicht messbarer Bereich: (ca.) BP 2.571 bis 2.572 (1,189 mm)

Sommerlagen MW (SD):	0,360 (0,135) mm
Winterlagen MW (SD):	0,365 (0,070) mm
Warven Gesamt MW (SD):	0,725 (0,134) mm

Die Dicke der Sommer- wie auch der Winterlagen in Cluster 2 ist im Mittel deutlich geringer als in Cluster 1. Die Mächtigkeit der Sommerlagen sinkt von der Basis zum Top der Zone tendenziell ab. Die Winterlagen nehmen von der Basis bis zur Grenze des unteren Drittels der Zone ab, steigen danach bis zum Top des Clusters 2 an. Die Fluktuation in den Mächtigkeiten der SL und WL ist deutlich geringer als in Cluster 1.

### Cluster 3: Jahre (ca.) BP 2.571 bis 2.539

Laminierte, nicht messbare Bereiche: (ca.) BP 2.571 bis 2.572 (1,189 mm); 2.544 bis 2.550 (5,044 mm)

Sommerlagen MW (SD): 0,206 (0,077) mm  
Winterlagen MW (SD): 0,236 (0,111) mm  
Warven Gesamt MW (SD): 0,432 (0,173) mm

Im Vergleich mit Cluster 2 fallen die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen im Mittel deutlich geringer aus. Während die WL über die Zone hinweg relativ stabil sind und keinen klaren Trend zeigen, fluktuieren die Dicken der SL im Vergleich mit Cluster 2 stärker. Die Dicken der Sommerlagen nehmen zum Top der Zone tendenziell zu.

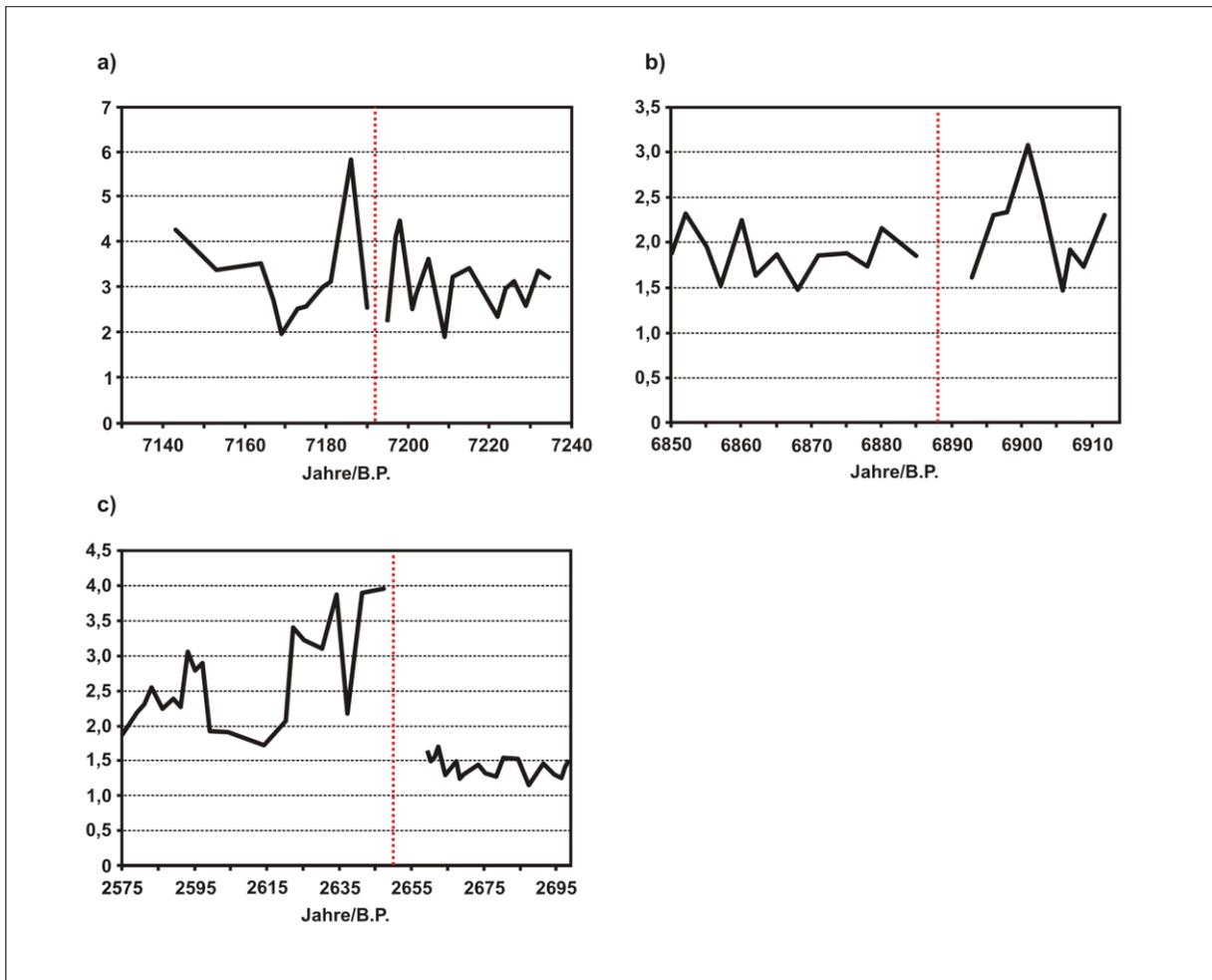


Abb. 6.2.17: Verhältnis zwischen Krautpollen- und Eichenpollenakkumulationsraten (Kraut-PAR/*Quercus*-PAR) in den untersuchten Profilabschnitten. a) Tephra 6, b) Tephra 5, c) Tephra 3. Rote vertikale Linie kennzeichnet die Lage der jeweiligen Tephra.

## 6.6 Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse und Abgleich mit den Ergebnissen vorheriger Untersuchungen

Unter den in der Pollenflora des Vansees auftretenden Pollentypen tragen *Quercus* (laubwerfend), *Artemisia*, Chenopodiaceen, Apiaceen, Asteraceen, *Rumex* und Poaceen mit etwa 75 % zum Pollenaufkommen bei. Diese werden deshalb im Folgenden als Hauptkomponenten bezeichnet.

### Tephra 6

Mächtigkeit im Kompositprofil VAN04-2: ca. 10 mm

Datierung: ca. 7.192 BP (Landmann et al. 1996)

Pollenprofil: ca. 7.235 BP bis ca. 7.143 BP

Warvenmessungen: ca. 7.415 BP bis ca. 7.132 BP

Die Pollenprozentanteile der Hauptkomponenten des untersuchten Profilabschnitts stimmen mit den veröffentlichten Ergebnissen (Litt et al. 2009; Wick et al. 2003) weitestgehend überein. Die Pollenkonzentration schwankt in den veröffentlichten Daten (Litt et al. 2009) zwischen 15.000 und 25.000 PK/cm<sup>3</sup>. Die Pollenkonzentration des hier untersuchten Profilabschnittes liegt mit einem Mittelwert von 14.300 PK somit unter den von Litt et al. (2009) ermittelten Werten. Die Schwankungsbreite der hier vorgestellten Daten befindet sich jedoch im Rahmen der publizierten Ergebnisse.

Über den untersuchten Profilabschnitt zeigen sich keine gerichteten Veränderungen der Pollenprozentwerte. Auffälligster Befund ist die Zunahme der Fluktuationen der Pollenkonzentration im Hangenden der Tephra 6 und der Anstieg der Pollenkonzentrationen in Zone T6PO2. Auch subsequent zur Tephra ist mit Ausnahme einer leichten Abnahme der Pollenprozentwerte der Poaceen und eines leichten Anstiegs der Chenopodiaceen-Prozentanteile keine prägnante gerichtete Veränderung der Pollenprozentanteile zu beobachten. Generell ist die Pollenkonzentration im Profilabschnitt des Tephrahangenden gegenüber dem Tephraliegenden erhöht.

Die Pollenakkumulationsraten im untersuchten Profilabschnitt unterscheiden sich deutlich von den bereits durch Wick et al. (2003) für den Zeitabschnitt veröffentlichten. Verglichen mit den Ergebnissen von Wick et al. (2003) sind die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten PAR aus dem Liegenden der Tephra 6 im Mittel etwa um den Faktor zwei niedriger für *Quercus deciduous* und Chenopodiaceen sowie um den Faktor vier niedriger für *Artemisia* und Gramineen. Wie die Pollenkonzentration, so steigt auch die Pollenakkumulationsrate in Zone T6PO2 an. In Probe 1 im Hangenden der Tephra nehmen die Pollenakkumulationsraten der Krautartigen leicht ab, *Quercus deciduous* als Hauptkomponente der Baumpollen zeigt keine Veränderungen. In Probe 3 und 5 im Hangenden der Tephra nehmen die PAR aller Taxa und Gruppen deutlich zu. Insgesamt sind die Fluktuationen in den Akkumulationsraten im Liegenden schwächer ausgeprägt als im Hangenden der Tephra.

Das Verhältnis zwischen den Kraut-PAR und den Eichenpollenakkumulationsraten fluktuiert im Tephraliegenden zwischen 2 und 4,5 (Abb. 6.2.17). Das Verhältnis bleibt in der ersten Probe des Tephrahangenden mit 2,3 innerhalb der Schwankungsbreite des Tephraliegenden. In der zweiten Probe des Tephrahangenden nimmt es auf 5,8 zu, sinkt aber ab der Probe 3 bis zum Top des Profilabschnittes auf Werte innerhalb der voreruptiven Schwankungsbreite zurück.

Die mittlere Warvenmächtigkeit im untersuchten Profilabschnitt ( $0,423 \pm 0,111$  mm im Liegenden;  $0,5 \pm 0,147$  mm im Hangenden) ist leicht geringer als die bisher veröffentlichten Messwerte (Lemcke 1996), sie befindet sich jedoch im Rahmen der Schwankungsbreite der Ergebnisse von Lemcke (1996). Insgesamt sind die Sedimentationsraten im Bereich der Tephra 6 relativ gleichmäßig. Von Cluster 3 im Liegenden zu Cluster 1 im Hangenden der Tephra nimmt die Warvenmächtigkeit nur sehr leicht von  $0,521 \pm 0,122$  mm auf  $0,582 \pm 0,197$  mm im Mittel zu, bei insgesamt steigender Fluktuation.

## Tephra 5

Mächtigkeit im Kompositprofil VAN04-2: ca. 6 mm

Datierung: ca. 6.888 BP (Landmann et al. 1996)

Pollenprofil: ca. 6.850 BP bis ca. 6.912 BP

Warvenmessungen: ca. 6.815 BP bis ca. 6.962 BP

Die Pollenprozentwerte des untersuchten Profilabschnittes im Bereich der Tephra 5 stimmen mit den von Litt et al. (2009) und Wick et al. (2002) veröffentlichten Pollenprozentwerten des betreffenden Zeitabschnittes überein. Im Vergleich zum Profilabschnitt im Bereich der Tephra 6 sind die *Quercus* deciduous-Prozentwerte leicht erhöht, während die *Artemisia* sowie Chenopodiaceen-Pollenprozentwerte niedriger sind. Auch dies deckt sich mit den bereits veröffentlichten Befunden. Über den untersuchten Profilabschnitt zeigen sich in den Pollenprozentwerten keine markanten Änderungen. Lediglich in Zone T5PR2 kommt es zu einer kurzzeitigen Abnahme der *Quercus* deciduous-Pollenprozentwerte. Gegenüber den von Litt et al. (2009) publizierten Daten, sind die in der vorliegenden Untersuchung ermittelten Pollenkonzentrationen mit im Mittel  $11.300$  PK/cm<sup>3</sup> bei einer Standardabweichung von  $3000$  PK/cm<sup>3</sup> deutlich geringer. Auffällig ist der Rückgang der Pollenkonzentration in der ersten Probe im direkten Anschluss an die Tephra 6. Zum Top der Subzone T5PO1a nimmt die Pollenkonzentration kontinuierlich zu.

Die Pollenakkumulationsraten sind um das Fünffache für *Quercus* deciduous und *Artemisia* und um das Zehnfache für Chenopodiaceen und Gramineen geringer als die von Wick et al. (2003) ermittelten PAR. Die Pollenakkumulationsraten nahezu aller Pollentaxa und -gruppen zeigen eine markante Abnahme in den ersten beiden Proben im Hangenden der Tephra 5. *Quercus*, Poaceen und Asteraceen bleiben hierbei jedoch innerhalb der Standardabweichung vom Mittel des Tephraliegenden. Bereits zum Top der Subzone T5PO1a steigen die Pollenakkumulationsraten aller Hauptkomponenten stark an und sind im Folgenden meist deutlich höher als die Referenzwerte des Tephraliegenden. Die PAR zeigen insgesamt starke Fluktuationen über den gesamten untersuchten Profilabschnitt. Im Gegensatz zu den individuellen Pollenakkumulationsraten ändern sich die Kraut-PAR/*Quercus*-PAR-Verhältnisse über den untersuchten Profilabschnitt kaum. Sie fluktuieren, abgesehen von einem Wert im Tephraliegenden, leicht zwischen 1,5 und 2,5.

Die Warvendicken im Bereich der Tephra 5 sind mit  $0,275 \pm 0,092$  mm im Liegenden und  $0,364 \pm 0,171$  mm im Hangenden der Tephra deutlich dünner als die von Lemcke (1996) ermittelten Warvendicken im gleichen Zeitabschnitt. Auffälligste Veränderungen sind die Abnahme der Sommerlagenmächtigkeiten zwischen ca. BP 6.962 und 6.964. und die Zunahme der Sommerlagen- und Winterlagenmächtigkeiten nach ca. BP 6.862. Im Übergang zwischen dem Liegenden und dem Hangenden der Tephra 5 nehmen die Warvenmächtigkeiten insgesamt, sowie die Dicken der Sommer- und Winterlagen deutlich ab.

### Tephra 3

Mächtigkeit im Kompositprofil VAN04-2: ca. 82 mm

Datierung: ca. 2.650 BP (Landmann et al. 1996; Litt et al. 2009)

Pollenprofil:

Tephraliegendes ca. 2.697 BP bis ca. 2.659 BP (Van04-8-4)

Tephrahängendes ca. 2.647 BP bis ca. 2.575 BP (Van04-8-3)

Warvenmessungen:

Tephraliegendes ca. 2.717 BP bis ca. 2.651 BP (Van04-8-4)

Tephrahängendes ca. 2.649 BP bis ca. 2.538 BP (Van04-8-3)

Die Pollenprozentwerte im Kern Van04-8-4 stimmen mit den Ergebnissen der Untersuchung von Litt et al. (2009) überein. Die *Quercus* deciduous-Pollenprozentwerte betragen 30 bis 35 %, die Pollenprozentwerte von *Artemisia* und den Poaceen zwischen 15 bis 20 % und die der Chenopodiaceen ca. 15 %.

Im Hangenden der Tephra 3 nehmen die Pollenprozentwerte von *Quercus* deciduous deutlich auf etwa 16 % ab. Die Pollenprozentanteile der Krautartigen bleiben nahezu unverändert, wie die *Artemisia*- und Chenopodiaceen-, oder nehmen zu, wie die Poaceen- und *Rumex*-Pollenanteile. Die Pollenkonzentrationen zeigen ebenfalls einen starken Rückgang im direkten Anschluss an die Tephra 3. Sie fallen von etwa 26.000 PK/cm<sup>3</sup> im Mittel auf 8.600 PK/cm<sup>3</sup> in Probe 1 im Hangenden der Tephra.

Die PAR-Werte aus dem Liegenden der Tephra 3 sind um den Faktor 3 für *Quercus* und *Artemisia* und um den Faktor 4 für die Chenopodiaceen und Poaceen niedriger als die von Wick et al. (2003) für den gleichen Zeitraum ermittelten.

Wie die *Quercus*-Pollenprozentwerte, so zeigen die auch Pollenakkumulationsraten eine deutliche Abnahme in den ersten Proben im Hangenden der Tephra. Der Rückgang der PAR ist bei *Quercus* deciduous am stärksten ausgeprägt und fällt bei den Krautpflanzen- und Gramineen-Pollen etwas schwächer aus.

Die PAR von *Quercus* nehmen von 376 ± 70 PK im Mittel des untersuchten Abschnittes des Kerns 8-4 auf 87 PK bzw. 96 PK in PO1 des Kerns 8-3 ab. Bis zum Top der Zone PO1 nehmen sie auf 211 PK/cm<sup>2</sup>/a zu und sind damit weiterhin unter der definierten Schwankungsbreite des Tephraliegenden (Kern 8-4). Von den häufigsten Krauttaxa nehmen die PAR von *Artemisia* und den Asteraceae um etwa 30 %, die der Chenopodiaceae um ca. 45 %, die der Poaceen um etwa 50 % und die der Apiaceen um etwa 60 % gegenüber den mittleren PAR des Tephraliegenden ab. *Rumex* nimmt demgegenüber als einzige unter den Hauptkomponenten der Pollenflora um etwa das Dreifache zu.

Zum Zonentop hin nehmen nahezu alle PAR kontinuierlich zu und stabilisieren sich in Subzone 2a. Die verschiedenen Krautpollen-AR zeigen dabei teilweise deutliche Unterschiede hinsichtlich der Geschwindigkeit und Quantität der Zunahme. Die PAR *Quercus* entsprechen schließlich nach ca. BP 6005 weitestgehend den Ausgangswerten des Tephraliegenden. In Subzone 2b sowie 3 befinden sich die PAR der Krautpflanzen zum Teil deutlich über den Mittelwerten und auch der Gesamtschwankungsbreite des liegenden Sediments. Die Plantaginaceae- und Cerealia-Typ-Pollenakkumulationsraten bleiben subsequent zur Tephra 3 im Bereich der Referenzwerte, bzw. nehmen nur wenig gegenüber diesen ab. Insgesamt folgen die Verläufe der Pollenakkumulationsraten beider Komponenten den Verläufen der übrigen Krautpollen, jedoch unterliegen die Cerealia-Typ-PAR bereits in Zone PO1 deutlichen Fluktuationen. Die Poaceen-PAR und Cerealia-PAR zeigen im Vergleich deutliche Übereinstimmungen (Abb. 6.2.15).

Das Kraut-PAR/*Quercus*-PAR-Verhältnis im Profilabschnitt des Tephraliegenden fluktuiert nur leicht zwischen 1,2 und 1,6 und zeigt keine gerichtete Veränderung. Im Hangenden der Tephra 3 nimmt das Verhältnis bis auf 4 zu und nimmt bis zum Profiltop – unter deutlichen Fluktuationen – bis auf 1,9 ab. Die Warvenmächtigkeiten in dem bearbeiteten Profilabschnitt des Kerns 04-8-4 betragen im Mittel  $0,470 \pm 0,225$  mm und sind damit niedriger als die von Lemcke (1996) publizierte Warvenmächtigkeiten des gleichen Zeitraums. Die Mächtigkeiten der Warven des Profilabschnitts im Hangenden der Tephra 3 betragen im Mittel  $0,648 \pm 0,341$  mm und stimmen mit den Daten von Lemcke (1996) überein.

Die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen nehmen nach ca. 2.677 BP deutlich zu und zeigen starke Fluktuationen. Im Hangenden der Tephra im Kern 8-3 sind die Warvendickenmessungen zwischen ca. BP 2.649 und 2.601 unvollständig. Zwischen 2.610 BP und 2.591 B. P zeigen die Mächtigkeiten der Laminae mehrere Maxima. Nach ca. 2.573 BP nehmen die Mächtigkeiten der Laminae insgesamt wieder ab. Tendenziell sind die Warven im Kern 8-3 mit  $0,784 \pm 0,434$  mm in Cluster 1 und  $0,725 \pm 0,134$  in Cluster 2 bei starken Fluktuationen, insgesamt deutlich dicker als im Liegenden der Tephra 3.

## **7. Diskussion**

### **7.1 Messartefakte und Fehler**

Die Art der Beprobung der untersuchten Profilabschnitte ermöglichte eine vergleichsweise hohe zeitliche Auflösung im Rahmen von deutlich unter 10 Jahren pro Probe. Durch die Beprobung entstehen jedoch auch eine Anzahl potenzieller Fehler bzw. Unsicherheiten, die die Ergebnisse beeinflussen können:

#### **Fehler in der Warvenzählung und -dickenmessung**

Die Messung der Mächtigkeiten der Warven bzw. der Sommer- und Winterlagen konnte nicht in allen Fällen kontinuierlich durchgeführt werden. Insbesondere im Hangenden der Tephra 3 konnten auf Grund der schlechten Erhaltung der Laminae die Warvenmächtigkeiten nicht gemessen, jedoch als warviert angesprochen werden (Typ iii-Warven). Für diese Bereiche liegen demnach keine Daten über den Verlauf bzw. Veränderungen der Sedimentationsraten vor.

Zur nachfolgenden Berechnung der Pollenakkumulationsraten wurde für diese Bereiche die durchschnittliche Warvenmächtigkeit des gesamten untersuchten Profilabschnitts verwendet. Dies entspricht sicherlich nicht der realen Mächtigkeit der Warven in diesen Abschnitten und kann demzufolge zu fehlerhaften PAR führen.

Insgesamt betrifft dies nur vereinzelte Proben, so dass kein kontinuierlicher Fehler zu erwarten ist, der zu Missinterpretationen führen könnte.

#### **Fehlkalkulationen im Bezug auf die Anzahl der Jahresschichten/Probe als Folge der Beprobungsstrategie**

Die Proben wurden rechtwinklig zur Sedimentationsrichtung entnommen, jedoch zeigen die Warven in der Regel keinen gleichmäßig horizontalen Verlauf bzw. keine ebene Basis. Es ist deshalb davon auszugehen, dass ein nicht definierbarer Anteil der Warven im Liegenden (unterhalb), sowie im Hangenden (oberhalb) der entnommenen Probe in die jeweilige Probe mit einging. Daraus resultierend kann generell von einer Glättung des Pollensignals ausgegangen werden.

Die definierte Dicke der Proben entspricht nicht der Dicke der Jahresschichten, somit entspricht eine Probe nicht einer oder mehrerer „ganzer“ Warven. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass sich in einer Probe beispielsweise 2,3 Warven befinden und in der nachfolgenden Probe z. B. nur 1,8 Warven.

Zusammen können diese Fehler in der anschließenden Auswertung zu ungewöhnlich hohen oder niedrigen Pollengehalten in einer Probe führen, da bei der Berechnung der Pollenakkumulationsraten für die optisch und durch die Clusteranalyse definierten Zonen konstante Sedimentationsraten Verwendung fanden. Extreme Abweichungen der Pollengehalte einer Probe können deshalb als punktuelle Fehler betrachtet und als Ausreißer interpretiert werden. Um einer Überinterpretation vorzubeugen wurden deshalb alle Ergebnisse im Kontext der Gesamtentwicklung der Pollengehalte über die gesamte Profilstrecke hinweg betrachtet.

#### **Berechnung der Pollenakkumulationsraten**

Auf Grundlage der Daten zur Sedimentationsrate erfolgte die Berechnung der Pollenakkumulationsraten.

Die Verwendung gemittelter Sedimentationsraten für die jeweiligen anhand der Clusteranalyse abgegrenzten Profilabschnitte stellt eine Fehlerquelle dar, weil die gemittelten

Raten nicht den individuellen Sedimentationsraten der einzelnen Proben entsprechen. Eine individuelle Berechnung der Sedimentationsrate für jede einzelne Probe wäre jedoch auf Grund der eingangs genannten Ungenauigkeiten hinsichtlich der in einer Probe enthaltenen Jahresschichten nicht möglich, bzw. würde ebenfalls zu weiteren Ungenauigkeiten führen. Das hier angewandte Verfahren führt zwar zu einer Glättung des Pollensignals, dies ist für die Diskussion jedoch unerheblich, da einzelne Extremwerte in der Interpretation keine Berücksichtigung finden.

## **7.2 Eruptionsformen und Auswurfmaterial**

Die Ausprägung der Tephren in den Bohrkernen des Vansees deuten auf explosiven Vulkanismus hin und entsprechen damit den Ergebnissen bisheriger Untersuchungen zur Genese und Vulkanismustypus des Nemrut-Vulkans und des Süphan-Vulkans (Yilmaz et al. 1998; Aydar et al. 2003; Karaoglu et al. 2005; Sumita & Schmincke 2009; Landmann et al. 2011). Nach den Ergebnissen von Sumita & Schmincke (2009) sowie Landmann et al. (2011) stammen alle Tephren der in dieser Arbeit untersuchten Profilabschnitte vom Nemrut-Vulkan. Die Mächtigkeit der holozänen Tephren an Land zu rekonstruieren ist auf Grund der noch ausstehenden Daten nicht möglich. Ihre Mächtigkeiten können jedoch anhand publizierter Erfahrungswerte abgeschätzt werden. Die Mächtigkeit der Tephra 3 beträgt in den untersuchten Bohrprofilen aus der Ahlat-Ridge, etwa 50 km entfernt zum Nemrut-Vulkan, ca. 8 cm, die der Tephren 5 und 6 etwa 1 cm. Die Mächtigkeiten sowie mittlere und maximale Korngrößen vulkanischer Flugaschen nehmen vom Eruptionort exponentiell ab (Thorarinsson 1954; Pyle 1989). Eine Mächtigkeit von einem (Tephren 5 und 6) bis mehreren Dezimetern (Tephra 3) in der Umgebung des Nemrut-Vulkans erscheint deshalb möglich. Die Verteilung von Flugaschen wird neben anderen Einflüssen vor allem durch den beim Ausbruch vorherrschenden Wind gesteuert (Wilson & Houghton 1999; Bonadonna & Phillips 2003). Wechselnde Windrichtungen und -stärken können für das Auftreten unterschiedlich mächtiger Tephraschichten in verschiedenen Himmelsrichtungen bei gleicher Entfernung zum Eruptionort verantwortlich sein (u. a. Schmincke 2000: 175). Da die Eruptiva der holozänen Nemrut-Eruptionen, anders als z. B. die des Laacher-See-Vulkans (Eifel, Deutschland) in ihrer Verbreitung noch nicht erfasst sind, ist es durchaus möglich, dass die in den Sedimenten des Vansees vorgefundenen Tephrendicken nur teilweise den Tephrenmächtigkeiten anderer Himmelsrichtungen entsprechen. Pleistozäne Ablagerungen des Nemrut indizieren jedoch überwiegend südwestlich gerichtete Verteilung der Tephren (Sumita & Schmincke 2010). Frühere Untersuchungen (Aydar et al. 2003) zeigen, dass pyroklastische Ströme häufige Begleiterscheinungen der eruptiven Tätigkeit des Nemrut waren. Es ist deshalb möglich, dass zumindest im Rahmen des Ausbruches 2.650 BP ebenfalls pyroklastische Ströme auftraten.

## 7.3 Diskussion der palynologischen und warvensedimentologischen Befunde

### 7.3.1 Tephra 6

Nach Landmann et al. (2011) ist die Tephra 6 dem Nemrut-Vulkan zuzuordnen, jedoch ist sie nach Sumita & Schmincke (2008) als allochthon, d. h. umgelagert, anzusprechen.

Im untersuchten Profilabschnitt VAN04-2-4 Segment 2 zeigen weder die Pollenprozentwerte noch die Pollenakkumulationsraten gerichtete Veränderungen. Deshalb gibt es keine Hinweise für Vegetationsveränderungen im Zusammenhang mit der Tephra 6. Die PAR unterliegen nur geringfügigen Fluktuationen, die sich im Bereich der natürlichen Schwankungsbreite befinden. Verglichen mit dem untersuchten Profilabschnitt im Bereich der Tephra 5 ist das Kraut-PAR/*Quercus*-PAR-Verhältnis etwas erhöht, zeigt über den Profilabschnitt jedoch ebenfalls keine gerichtete Zu- oder Abnahme. Zusammengefasst deuten die palynologische Ergebnisse auf geringe Veränderungen im Polleneintrag auf Grund annueller schwankender Pollenproduktion unter ansonsten stabilen Vegetationsverhältnissen hin (Hicks 1999; van der Knaap et al. 2010).

Die Winter- und Sommerlagen zeigen weder im Tephraliegenden noch im Tephrahangenden auffällige, gerichtete Zu- oder Abnahmen in ihren Mächtigkeiten und geben somit keine Hinweise auf Umweltveränderungen oder veränderte Erosionsraten im Einzugsgebiet des Vansees im betreffenden Zeitraum.

Da die Tephra 6 allochthonen Ursprunges ist, kann nicht von einem im Pollensignal nachweisbaren Einfluss auf die Vegetation ausgegangen werden. Die vorliegenden palynologischen Daten sowie die Daten zum Verlauf der Sedimentationsraten stimmen somit mit den Ergebnissen zur Ablagerungsform von Sumita & Schmincke (2008) überein.

### 7.3.2 Tephra 5

Im untersuchten Profilabschnitt des Bohrkerns VAN04-2-4 Segment 1 zeigen sich keine markanten gerichteten Veränderungen der Pollenprozentwerte. Lediglich *Artemisia* nimmt über den Profilabschnitt zu, während die Poaceen-Pollenprozentwerte abnehmen. Die Pollenprozentwerte deuten deshalb insgesamt nicht auf starke Vegetationsveränderungen im untersuchten Zeitraum hin. Die Pollenakkumulationsraten sowie die Pollenkonzentration sinken im direkten Hangenden der Tephra unter den Mittelwert der PAR des Tephraliegenden ab. Die PAR der Hauptkomponenten der Pollenflora befinden sich jedoch innerhalb der Standardabweichung ihrer PAR-Mittelwerte aus dem Tephraliegenden oder innerhalb der totalen Schwankungsbreite ihrer PAR aus dem Liegenden der Tephra. Einzige Ausnahme bilden die Chenopodiaceen-PAR, die in der ersten Probe im Hangenden der Tephra leicht unter die totale Schwankungsbreite des Voreruptiven absinken. Innerhalb von 5 bis 10 Warvenjahren nehmen die Akkumulationsraten der Hauptkomponenten der Gehölz- und Krautpollenflora stark zu und sind anschließend deutlich gegenüber den PAR des Tephraliegenden erhöht. Angesichts des Verlaufs der Pollenakkumulationsraten erscheint eine Vegetationsveränderung im Hangenden der Tephra 5 möglich.

Die PAR, sowohl im Sediment des Tephraliegenden als auch des Tephrahangenden, weisen ungewöhnlich starke und abrupte Fluktuationen sowie im Tephrahangenden einen nur geringen Rückgang gegenüber den Referenzwerten auf. Zudem zeigen die PAR der Hauptkomponenten der Kraut- und Baumpollenflora nur wenige Unterschiede hinsichtlich ihrer individuellen zeitlichen und quantitativen Verläufe. Das Kraut-PAR/*Quercus*-PAR-Verhältnis zeigt keine gerichteten Veränderungen über den Profilabschnitt und gibt somit keinen Hinweis auf Vegetationsveränderungen im Beobachtungszeitraum. Nach den

vorliegenden Daten kann deshalb nicht von starken Veränderungen der Vegetation im Untersuchungszeitraum ausgegangen werden.

Die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen zeigen über den Profilabschnitt im Liegenden der Tephra keine deutlichen gerichteten Veränderungen. Lediglich zum Profiltop nehmen die Dicken der Sommer- und Winterlagen zu. Diese Zunahme kann als ein Anzeichen für Umweltveränderungen bzw. Veränderungen in den Erosionsraten im Untersuchungsgebiet gedeutet werden.

### **7.3.3 Tephra 3**

Im Gegensatz zu den Profilanschnitten im Bereich der Tephren 6 und 5 deuten die palynologischen Ergebnisse auf rapide Vegetationsveränderungen subsequent zur Tephra 3 hin. Im Anschluss an die Tephra 3a nehmen sowohl die Pollenprozentwerte als auch die Pollenakkumulationsraten von *Quercus* im Vergleich zu den Referenzwerten aus dem Kernabschnitt 8-4 abrupt und stark ab. Die *Quercus*-Pollen erreichen bis zum Profiltop ihre ursprünglichen Prozentanteile sowie die Pollenakkumulationsraten des Tephraliegenden. Die palynologischen Befunde deuten auf einen starken Rückgang der Eichenbestände im Untersuchungszeitraum innerhalb eines oder weniger Jahre hin. Im Anschluss an den erheblichen Rückgang hat der Bestand über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten wieder zugenommen. Verlauf und Ausmaß der Änderungen in den PAR von *Quercus* lassen sich nur über Umweltveränderungen im Vanseegebiet erklären.

Die Krautpollenprozentanteile sowie -akkumulationsraten zeigen nach ca. 2.650 BP einen geringeren Rückgang. Dies kann dahingehend interpretiert werden, dass die Steppenvegetation im Vergleich zu den *Quercus*-Beständen geringeren Veränderungen unterworfen war. Die individuellen PAR der verschiedenen Vertreter der Hauptkomponenten zeigen zudem zeitlich und quantitativ differentielles Verhalten hinsichtlich des Rückgangs subsequent zur Tephra 3 und der Wiederrückgang im Profilabschnitt des Tephrahängenden. Die meisten Krautartigen erreichen die PAR des Tephraliegenden zudem schneller als *Quercus* oder übertreffen die Werte des Liegenden sogar. Der Verlauf der Krautpollen-PAR indiziert deshalb zeitlich und quantitativ differentielle Reaktionen der verschiedenen Krautarten in Folge einer Umweltveränderung. Auch der starke Anstieg des Kraut-PAR/*Quercus*-PAR-Verhältnisses subsequent zur Tephra 3 und der allmähliche Rückgang zum Profiltop indiziert deutliche Vegetationsveränderungen sowie einen Rückgang in den quantitativen Anteilen von Eichen relativ zu Steppenpflanzen.

Die Sommer- und Winterlagen nehmen im untersuchten Profilabschnitt nach ca. BP 2.678 (SL) und ca. BP 2.670 (WL) in ihren Mächtigkeiten deutlich zu, fluktuieren jedoch stark. Die Zunahme der Winter- und Sommerlagendicken ist der Tephra 3 zeitlich vordatiert. Nach ca. 2.570 BP nehmen die Dicken der Winter- und Sommerlagen und die Fluktuation der Mächtigkeiten wieder ab. Die starke Zunahme der Sommer- und Winterlagenmächtigkeiten kann als Anzeichen für Umweltveränderungen im Einzugsgebiet des Vansees angesehen werden.

## **7.4 Mögliche Ursachen für die Veränderungen im Pollensignal**

### **7.4.1 Klimaveränderungen**

Die untersuchten Profilabschnitte im Bereich der Tephren 6 und 5 der Kerne VAN04-2-2 Segment 2 und 1 decken den Zeitraum ca. BP 7.350 bis ca. BP 7.100 und ca. BP 6.960 bis ca. BP 6.800 im Falle der Warven sowie ca. BP 7.235 bis ca. BP 7.140 und ca. BP 6.910 bis ca. BP 6.850 für die palynologisch untersuchten Proben ab.

Der Zeitraum zwischen ca. cal. BP 8.000 und 4.000 ist nach Untersuchungen der Verhältnisse stabiler Sauerstoffisotope in den Vanseesedimenten durch insgesamt feuchtere Bedingungen gekennzeichnet (Lemcke & Sturm 1997). Zwischen ca. 7.500 und ca. 6.800 cal. BP fluktuieren die Sauerstoffisotopenwerte nur um etwa 0,5 ‰. Zwischen 6.800 und 5.800 cal. BP nehmen die Fluktuationen auf ca. 2 ‰ zu. Untersuchungen von Eastwood et al. (2006) am Gölhisar-See (SW-Türkei) zeigen starke hygri-sche Schwankungen für den Zeitraum 8.800 bis 5.100 cal. BP, jedoch unter, im Vergleich zu heute, insgesamt feuchteren Bedingungen. Auch Daten stabiler Sauerstoffisotope aus dem Zeribarsee (NW Iran, Stevens et al. 2001) indizieren deutlich feuchtere Bedingungen ab 6.500 cal. BP.

Die palynologischen Befunde zur Vegetationsentwicklung im Zeitraum zwischen ca. BP 7.500 und 6.500 aus den Vanseesedimenten und den Sedimenten des Sögütlü (Bottema 1995; Wick et al. 2003; Litt et al. 2009) zeigen die kontinuierliche Zunahme der Waldvegetation, insbesondere von laubwerfenden *Quercus*-Arten, mit einem absoluten Maximum um ca. 4.500 cal. BP. Die Zunahme der Fluktuationen der Sauerstoffisotopendaten zwischen 7.500 und 6.500 cal. BP (Lemcke & Sturm 1997) findet keine Entsprechung in den pollenanalytischen Ergebnissen. Insgesamt sind für den Zeitraum zwischen ca. 7.000 und ca. 6.800 BP im Untersuchungsgebiet keine klimabedingten Vegetationsveränderungen belegt, die die Fluktuationen in den PAR im untersuchten Profilabschnitt der Tephra 5 erklären könnten.

Im Bereich der Tephra 3 wurden die Warvenmächtigkeiten für Zeitabschnitt von ca. 2.720 bis ca. 2.540 BP in den Kernen VAN04-8-4 und -3 bestimmt und der Zeitraum zwischen ca. BP 2.660 bis 2.575 pollenanalytisch untersucht.

Der Zeitraum zwischen ca. 4.000 cal. BP und 2.000 cal. BP ist durch einen Anstieg sowie durch stärkere Fluktuationen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Sedimenten des Vansees gekennzeichnet (Lemcke & Sturm 1997). Auch im Gölhisar-See (Eastwood et al. 2006) und im Zeribar-See (Stevens et al. 2001) nehmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ab etwa 4000 cal. BP zu, jedoch unter geringen Fluktuationen. Die Zunahme der Sauerstoffisotopenwerte deutet auf aridere Bedingungen im untersuchten Zeitraum hin. Diese Trockenphase ist aus weiten Teilen Westasiens sowie Nordafrikas beschrieben (u. a. deMenocal 2001). Die Zunahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte geht einher mit einer rapiden Abnahme der Baumpollenprozentanteile in den Sedimenten des Vansees zwischen ca. 4.200 und 4.000 cal. BP bei gleichzeitiger Zunahme der Kraut- und Graspollenprozentwerte (Wick et al. 2003; Litt et al. 2009). Die Pollenakkumulationsraten von *Quercus* bzw. den Steppenpflanzen ändern sich weniger stark (Wick et al. 2003). Nach ca. 4.000 cal. BP sinken die Baumpollenprozentanteile weiter und erreichen mit etwa 30 % ihr erstes holozänes Minimum um das Jahr 2.100 cal. BP. Nach Lemcke (1996) geben die Veränderungen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Vanseesedimenten Hinweise für eine Phase erhöhter Aridität im Untersuchungsgebiet zwischen 3.100 und 2.100 a BP. Inwiefern die Ariditätsphasen Auswirkung auf die Ausbreitung von Offenlandvegetation im Vanseegebiet hatte, ist unklar, da die Abnahme der Baumvegetation vor allem durch anthropogene Einflüsse erklärt wird (Wick et al. 2003).

Die angeführten Ergebnisse der bisherigen paläoklimatischen Untersuchungen weisen eine zeitliche Auflösung auf, die mindestens um den Faktor 10 niedriger sind als die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit. Die geringere zeitliche Auflösung erklärt nicht, dass eventuelle kurzzeitige Klimaänderungen in bisherigen Untersuchungen nicht erfasst wurden. Studien mit vergleichbarer Auflösung z. B. zu rapiden Klimaänderungen im Weichselspätglazial (u. a. Litt et al. 2003) konnten klar Vegetationsveränderungen in Zeiträumen < 100 Jahren nachweisen. Insgesamt erscheint es auch in Anbetracht der bisherigen Beobachtungen zur nacheiszeitlichen Besiedlungsgeschwindigkeit der Baumvegetation im Gebiet des Vansees (Wick et al. 2003; Litt et al. 2009) unwahrscheinlich, dass der extreme Rückgang der *Quercus*-Pollenanteile in den Sedimenten des Vansees um etwa 75 % innerhalb eines oder weniger Jahre nach ca. BP 2.650 auf eine klimatisch bedingte Abnahme des Baumbestandes zurückzuführen ist.

## 7.4.2 Anthropogene Einflüsse

Im Vergleich zu anderen Gebieten im Nahen Osten begann die landwirtschaftliche Nutzung im Vanseegebiet relativ spät. Für den Zeitraum zwischen 7.350 und 6.800 cal. BP ist eine menschliche Besiedlung archäologisch zwar bestätigt (Korfmann 1982), eine landwirtschaftliche Nutzung sowie anthropogene Auswirkung auf den Waldbestand lässt sich jedoch nicht belegen. Palynologisch lässt sich nach Wick et al. 2003 menschlicher Einfluss auf die Vegetation erst seit der frühen Bronzezeit ab etwa 3.800 cal. BP durch einen Anstieg von Pollen des *Plantago lanceolata*-Typs nachweisen. Somit fällt menschliche Tätigkeit als Erklärung für Veränderungen im Pollensignal im Hangenden der Tephra 5 (ca. 6.888 BP) aus. Nach ca. 2.800 BP kommt es zu einer merklichen Zunahme von Pollen des Cerealia-Typs, die größer sind als 50 µm und zumindest z. T. von Nutzpflanzentypen stammen können (Bottema 1995). Dies deutet auf die Zunahme der ackerbaulichen Nutzung im Gebiet ab der Frühen Eisenzeit hin.

Der Einfluss der menschlichen Nutzung auf den Waldbestand im Gebiet des Vansees ist nicht eindeutig zu quantifizieren. Wick et al. (2003) gehen vor allem von klimatischen Ursachen für den Rückgang der Baumpollenanteile nach 3.800 cal. BP aus. Wick et al. (2003) verzeichnen zudem eine deutliche Zunahme der Akkumulationsraten von Holzkohlepartikeln ab ca. 3.800 cal. BP, die auf vermehrte Waldbrände hindeuten.

Archäobotanische, anthrakologische und dendrochronologische Untersuchungen aus dem Vanseebasin liegen mit Ausnahme einer frühbronzezeitlichen Fundstelle (Dilkaya Höyüğü, Nesbitt & Samuel 1996) erst ab der Urartäerzeit vor (Kuniholm & Newton 2001; Pena-Cocharro et al. 2001; Dönmez & Bell 2007; Newton & Kuniholm 2007). Bei den Ausgrabungen der Urartäerfestung Ayanis gefundene Hölzer stammen von *Pinus sylvestris*, *Quercus sp.*, *Ulmus sp.*, *Populus sp.* und *Juniperus sp.* (Kuniholm 1997; Newton & Kuniholm 2007), hiervon ist Kiefernholz am häufigsten. Ulme und Pappel hatten ebenfalls große Bedeutung als Bauholz in der Festungsanlage, während Eiche nur in kleinen Mengen vorkam (Newton & Kuniholm 2007). Insgesamt ist es demnach unwahrscheinlich, dass die massive Abnahme der *Quercus*-Pollenanteile nach ca. 2.650 cal. BP auf die Entnahme von Bauholz aus den Eichenwaldbeständen zurückzuführen ist.

Die stärkste Bautätigkeit (u. a. in Ayanis, Toprakkale, Bastam) während der Urartäerzeit war unter der Herrschaft von Rusa II. (ca. 2.635/2.629-2.595 BP; Cilingiroglu & Salvini 1999; McConchie 2004; Tanyeri-Erdemir 2006). Dendrochronologische Datierungen (Cilingiroglu & Salvini 1999) zeigen, dass der Bau der Festung Ayanis nach 2.609 bis 2.601 BP begann, also erst deutlich nach dem Ausbruch des Nemrut ca. 2.650 cal. BP.<sup>4</sup>

Der ackerbaulichen Nutzung kam in der Urartäerzeit eine große Bedeutung zu (Zimansky 1985). Unter den klimatischen Voraussetzungen des Vanseegebietes ist eine Bewässerung der Kulturlächen in den Sommermonaten notwendig (Erinc & Tuncdilek 1952; Yakar 2001), so dass in erster Linie die Flusstäler ackerbaulich genutzt wurden (Wartke 1993). Die urartäischen Herrscher errichteten zudem große Bewässerungsanlagen, bestehend aus Staueisen und Kanälen (Belli 1999). Die Zentren der urartäischen Besiedlung sowie des Ackerbaus im Vanseebasin befanden sich in der Vanebene (*Van Ova*) sowie am Ufer des Ercek-Sees, im Gürpınar-Tal, in der Umgebung von Ercis, Adilcevas und Ahlat (Kleiss & Hauptmann 1976; Zimansky 1985; Garbrecht 2004; Belli 1999). Es ist deshalb sehr unwahrscheinlich, dass bei der anzunehmenden räumlichen Verteilung der Waldbestände, die der heutigen Situation sicherlich nahe kommt, großflächige Rodungen zum Zwecke der ackerbaulichen Nutzung in den Bergen westlich des Vansees stattfanden.

---

<sup>4</sup>Unter Annahme eines Zählfehlers von 0,6 % bei Erstellung der Warvenchronologie (Landmann 1996), wonach die Tephra 3 zwischen 2.666 und 2.634 BP abgelagert wurde, ist sie dem Beginn der Bautätigkeit in Ayanis trotzdem deutlich vordatiert.

Wie überall im Nahen Osten (Hole 2007), so spielte auch in Ostanatolien und im Vanseegebiet die Viehhaltung zumindest seit der frühen Bronzezeit eine große Rolle (Howell-Meurs 2001; Zimansky 1998). Unter den klimatischen Verhältnissen während der Urartäerzeit, die den heutigen sicherlich weitestgehend entsprechen, gehen Zimansky (1985) sowie Yakar (2000) von einer Weidewirtschaft in Form der Transhumanz aus. Demnach hätten die Siedler ihr Vieh im Sommer auf Weiden in der Umgebung der Siedlungen getrieben und im Winter eingestallt. Ein starker Einfluss der Beweidung auf die Vegetation weit außerhalb der Siedlungszentren im Osten und Norden des Vansees, also auch auf die Eichenbestände im Gebirge westlich der Vanebene, wäre somit wenig wahrscheinlich. Die Urartäer stellten in großem Umfang Gebrauchswaren, Schmuck und Waffen aus Bronze und Eisen her (McConchie 2004). Belli (1991) konnte 92 Verhüttungsplätze und Schlackehalden aus urartäischer Zeit im Bitlis-Massiv südlich des Vansees identifizieren, darunter die Lokalitäten *Bahcesaray* (Pürnese) und *Balaban* (vgl. Karte 2.7.1). Belli (1991) vermutet in *Bahcesaray* mehrere Millionen t. an Schlacken, was den enormen Umfang der bergbaulichen und verhüttenden Tätigkeit während der Urartäerzeit nachweist. Die Nutzung von Holz zur Eisenverhüttung aus umliegenden Waldbeständen wird sicherlich zu lokalen Vegetationsveränderungen geführt haben, jedoch scheint unwahrscheinlich, dass diese die abrupte Abnahme der *Quercus*-Pollen innerhalb eines bis weniger Jahre um 2.650 BP erklären könnte. Zudem befinden sich die bisher im Vanseegebiet gefundenen Minen und Verhüttungsplätze zwischen Vansee und dem Mittellauf des Botan Cayi (vgl. Belli 1991: 25/25) und damit deutlich außerhalb des anzunehmenden Hauptquellgebietes der in den Vanseesedimenten gefundenen Pollenkörner.

Zusammenfassend bietet die anthropogene Nutzung im Gebiet des Vansees im Früh-, Mittel- und frühen Spätholozän keine Erklärung für die beobachteten extrem schnellen Veränderungen der Pollenprofile. Auch wenn zumindest seit der Frühen Eisenzeit die anthropogenen Einflüsse auf die Vegetation zunahmen, so waren doch allein aus technologischer Sicht Eingriffe in den Vegetationsbestand, die zu den beobachteten kurzzeitigen Veränderungen führen könnten, nicht möglich.

### **7.4.3 Vulkanismus**

#### **Tephra 6**

Da die Tephra 6 als allochthon anzusprechen ist (Sumita & Schmincke 2008) und sich im untersuchten Profilabschnitt keine gerichteten Veränderungen der Pollengehalte und -vergesellschaftungen sowie der Warvenmächtigkeiten zeigen, ist ein Einfluss des Nemrut-Ausbruchs ca. 7.192 BP auf die Vegetation oder die Sedimentation nicht nachzuweisen. Die Ergebnisse werden deshalb im Folgenden nicht weiter diskutiert.

#### **Tephra 5**

Subsequent zur Ablagerung der Tephra 5 ist in der ersten Probe im Tephrahangenden (ca. 6.885 BP) ein Rückgang der Akkumulationsraten aller Pollentypen zu beobachten. Lediglich die PAR von *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Rumex* und den Apiaceae fallen unter die als präeruptive Schwankungsbreite definierte Standardabweichung der PAR des Tephraliegenden. In der zweiten Probe, ca. 10 Warvenjahre nach dem Ausbruch, befinden die Akkumulationsraten aller Pollentypen wieder innerhalb der präeruptiven Schwankungsbreite. Die abrupte Abnahme der Pollenakkumulationsraten und der Pollenkonzentration und die graduelle Zunahme innerhalb von ca. 10 Warvenjahren können als Hinweis auf eine vulkanogene Schädigung interpretiert werden, jedoch auch andere Ursachen haben, z. B. natürliche Schwankungen in der Pollenproduktion.

Gegen eine Beeinflussung des Vegetationsbestandes durch den Nemrut-Ausbruch ca. 6.888 BP spricht die zeitlich sehr kurze Abnahme der PAR. Zudem zeigen sich im Kraut-PAR/*Quercus*-PAR-Verhältnis keine Veränderungen im Hangenden der Tephra. Somit ist keine differentielle Schädigung und Wiederbesiedlung pollenanalytisch nachweisbar.

Rezentstudien zum annuellen Pollenflug über mehrere Jahre hinweg zeigen meist starke annuelle klimainduzierte Fluktuationen in Pollenakkumulationsraten. Diese sind zudem in der Regel ungerichtet und weisen hohe Synchronitäten in der Pollenproduktion zwischen verschiedenen Pflanzenarten auf (vgl. van der Knaap 2010). Schnelle und starke Fluktuationen in den Pollengehalten in Sedimenten auf Grund jährlich wechselnder Pollenproduktion konnte sowohl theoretisch (Green 1981, 1983) als auch bei zeitlich sehr hochauflösenden Untersuchungen (< 5 Jahre/Probe) mehrfach nachgewiesen worden (Bonny 1980; Hicks 1999). Auch Swain (1973) zeigt, dass in warvierten Sedimenten die Pollenakkumulationsraten erheblichen kurzzeitigen Schwankungen unterliegen können.

Die Ausprägung des Pollensignals im Liegenden und Hangenden der Tephra 5 wird hier als auf natürlichen Schwankungen der Pollenproduktion und Pollensedimentation basierend interpretiert. Vulkanisch verursachte Vegetationsveränderungen lassen sich palynologisch nicht nachweisen.

### **Tephra 3**

Der starke, abrupte und je nach Pollentyp differentielle Rückgang der Pollenprozentanteile sowie der Pollenakkumulationsraten subsequent zur Tephra 3 und die differentielle Wiederrücknahme im Profil des Tephrahangenden lassen sich weder über klimatische oder anthropogene Einflüsse noch über natürliche Schwankungen im Polleneintrag oder über methodische Fehler erklären. Der Ausbruch des Nemrut-Vulkans ca. 2.650 BP und die damit verbundene Ablagerung von vulkanischem Eruptivmaterial in Form der Tephra 3 bieten somit die einzig wahrscheinliche Erklärung für die zu beobachtenden Veränderungen im Pollenprofil.

Die abrupte Abnahme aller Pollenanteile deutet auf große Vegetationsschäden durch den Nemrut-Ausbruch 2.650 cal. BP hin.

## **7.5 Tephra 3: Diskussion der Eruptionsauswirkungen**

### **7.5.1 Vegetationsschäden**

Die Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen im Bereich der Tephra 3 geben Anhaltspunkte für eine durch den Ausbruch des Nemrut ca. 2.650 BP verursachte Vegetationsveränderungen unterschiedlicher Ausprägung:

- a) Die rapide Abnahme und graduelle Zunahme der *Quercus*-Pollenanteile über ca. 40 a ist ein Hinweis für eine Zerstörung sowie reversible Schädigung von Teilen des Gehölzbestandes. Im Zuge der Wiederbesiedlung sowie mit fortschreitender Regeneration trugen die Bäume zunehmend zum Pollensignal bei.
- b) Die Akkumulationsraten der Krautpollen sinken im Tephrahangenden im Vergleich zu den PAR von *Quercus* weniger stark ab und erreichen oder übersteigen meist bereits nach kurzer Zeit die voreruptiven Werte. Das Kraut-PAR/*Quercus*-PAR-Verhältnis steigt subsequent zur Tephra stark an und sinkt im Verlauf des Profilabschnittes auf nahezu den Wert des Tephraliegenden. Die Arten der Kraut- bzw. Steppenvegetation wurden demnach im Vergleich zu *Quercus* schwächer beeinflusst und stellten innerhalb kurzer Zeit nach dem Ausbruch den Hauptanteil des Pollensignals.

## Gehölzbestand

Der Anteil an *Pistacia* in der Gehölzvegetation ist im Spätholozän gering, hierauf deuten die verglichen mit dem Frühholozän niedrigen Anteile an *Pistacia*-Pollen in den Sedimenten des Vansees hin (Wick et al. 2003; Litt et al. 2009). Die PAR von *Pistacia* sinken nach Ablagerung der Tephra 3 nur leicht und für wenige Jahre. Deshalb kann für die Pistazienbestände allenfalls eine leichte Schädigung durch den Ausbruch des Nemrut angenommen werden.

Nach den Ergebnissen aus den Untersuchungen der Proben im Hangenden der Tephra 3 nehmen besonders die Anteile an *Quercus*-Pollen stark ab. Demnach ist insgesamt davon auszugehen, dass die Eichenwaldbestände im Untersuchungsgebiet stark geschädigt bzw. Teile des Bestandes zerstört wurden.

Vegetationsstudien durch Griggs (1917) nach dem Ausbruch des Katmai-Vulkans (Alaska, USA) zeigen, dass nahezu alle Bäume (*Picea sitchensis*; *Populus balsamifera*, *Alnus sp.*) bereits bei Tephramächtigkeiten von unter 50 cm abstarben. Dagegen überlebten Kiefern (*Pinus pseudostrubus*; *P. leiophylla*, *P. teocote*) und Eichen (*Quercus spp.*) mit Stammdicken zwischen 13 und 30 cm BHD am Paricutin (Mexiko) auch Tephradicken über 150 cm (Eggler 1948; 1959). Große Eichen (über 30 cm BHD) wurden durchweg von Tephra > 50 cm abgetötet (Eggler 1948). Am Ksudach-Vulkan (Kamtschatka, Russland) wurden alle Bäume (v. a. *Betula eramni*) durch Tephradicken über 70 cm abgetötet (Grishin et al. 1996).

Die auf Grund der Sedimentbefunde anzunehmende Tephrenmächtigkeit in der Umgebung des Nemrut-Vulkans von mehreren Dezimetern hätte nach den bisherigen Erkenntnissen zu Vegetationsschäden als Folge rezenter Vulkaneruptionen ausgereicht, um Teile des Baumbestandes im Untersuchungsgebiet irreversibel zu schädigen. Zudem ist nach den publizierten Untersuchungen zum Paläovulkanismus des Nemrut mit dem Auftreten begleitender Eruptionsformen (pyroklastische Ströme, Glutwolken, Surges) zu rechnen (Aydar et al. 2003). Diese lassen sich zwar bisher in Verbindung mit dem Ausbruch 2.650 BP nicht nachweisen, sind aber möglich und hätten lokal, d. h. auf den Hängen des Nemrut und in angrenzenden Tälern, sicherlich katastrophale Vegetationsschäden verursacht.

Der untersuchte Bereich im Hangenden der Tephra 3 umfasst einen Zeitraum von etwa 75 Jahren. Der Zeitabschnitt der kontinuierlichen Zunahme der *Quercus*-Pollenanteile im Tephrihangenden des untersuchten Profilabschnitts bis zum Erreichen der Höhe der Vergleichswerte im Tephrialiegenden umfasst etwa 35 Jahre. Für Eichen (*Quercus robur*, *Q. petraea*) beträgt der Zeitraum zwischen Keimung und Erreichen der Blühreife etwa 20-40 Jahre (Jones 1959; Clark 1983; Lang 1994: 172; Lyr et al. 1992).

Rezontökologische Untersuchungen zeigen zwar, dass auch Bäume – insbesondere anemochore – bereits nach kurzer Zeit (< 5 a) zur Primärsukzession auf vulkanischen Ablagerungen beitragen (Tsuyuzaki & Del Moral 1995; Dale et al. 2005a), angesichts der Daten zur Blühreife und Verbreitungsökologie (zoochor, barochor) von *Quercus* erscheint jedoch eine Zerstörung von großen Teilen des Eichenbestandes unwahrscheinlich, da dies zu einer weitaus länger andauernden Verringerung des Polleneintrages aus diesen Gebieten geführt hätte.

Durch Vulkaneruptionen verursachte Schäden an der Vegetation nehmen in der Regel vom Ausbruchszentrum zur Peripherie hin ab. Diese zonale Verteilung der Stärke von Vegetationsschäden, die abhängig ist von der Ausbruchsform, der jeweiligen Entfernung zum Eruptionort sowie der beim Ausbruch vorherrschenden Windrichtung, ist regelmäßig bei rezenten Vulkanausbrüchen zu beobachten (u. a. Eggler 1948; Smathers & Müller-Dombois 1974; Swanson & Major 2005; Timmins 1983) sowie für prähistorische Ereignisse beschrieben (Baales et al. 2002; Jago & Boyd 2005). Demnach schließt, insbesondere bei explosivem Vulkanismus, an eine Zone mit u. U. letaler Schädigung in der Regel eine Zone

reversibler Schädigung an, in der die Schadensintensität sowie zeitliche Dauer der Schäden mit zunehmender Entfernung zum Ausbruchsort abnehmen.

Eggler (1948) sowie Rees (1970) beschreiben als Folge des Paricutin-Ausbruchs, dass mittelgroße Kiefern (13-30 cm Stammdurchmesser) zwar teilweise Tephradicken von bis zu 120 cm widerstanden, größere Kiefern z. T. schon bei 25 cm Tephramächtigkeit abstarben. Die großen Kiefern wurden vor allem dadurch geschädigt, dass ihre Äste unter der erheblichen Tephralast abbrachen (Eggler 1948). Ito (1978) zeigt, dass nach dem Ausbruch des Mt. Usu (Japan; 1977) Äste und Zweige von *Quercus crispula* bereits ab ca. 10 cm Tephramächtigkeit brachen. Am Komagatake (S-Hokkaido, Japan) wurden Bäume (*Tilia japonica*, *Quercus mongolica*, *Acer mono* u. a.) durch Tephrafälle stark geschädigt, überlebten jedoch den Ausbruch (Yoshioka 1966). Auch in großer Entfernung zum Ausbruchsort können z. B. noch Schäden am Laubwerk von Gehölzen beobachtet werden (Seymour et al. 1983; Black & Mack 1994).

Eine Zone mit reversiblen Schäden am Gehölzbestand ist auch für den Ausbruch des Nemrut ca. 2.650 BP zu erwarten, lässt sich anhand des Pollensignals jedoch nicht direkt nachweisen. Die graduelle Zunahme der *Quercus*-Pollenakkumulationsraten nach ca. 2.635 BP, also nach einem relativ kurzen Zeitraum, ist jedoch ein deutlicher Hinweis für einen hohen Anteil von Pollen reversibel geschädigter Eichen im Gesamtsignal.

### **Kraut- und Steppenvegetation**

Verglichen mit den *Quercus*-Pollenanteilen zeigen die Pollenwerte der Hauptvertreter der Steppenvegetation (*Artemisia*, Chenopodiaceen, Poaceen und Asteraceen) in Bezug auf die Referenzwerte aus dem Tephraliegenden einen geringeren Rückgang im Hangenden der Tephra 3. Bei *Rumex* liegen die PAR im Hangenden der Tephra sogar über den Ausgangswerten. Rezentstudien zum Einfluss von Vulkanismus auf die Vegetation zeigen hingegen, dass Krautpflanzen schon durch vergleichsweise geringe Tephrenmächtigkeiten (< 10 cm) stark beeinflusst werden können (Mack 1981, 1987; Antos & Zobel 2005).

Ebenso wie bei den Gehölzarten ist auch bei den Krautpflanzen und Gräsern eine Abnahme der Schädigung mit dem Rückgang der Tephramächtigkeit, d. h. mit steigender Entfernung zum Eruptionsort, zu erwarten.

Nach Antos & Zobel (1985a) tötete 15 cm Tephra nahezu alle Krautpflanzen im Unterwuchs von Koniferenwäldern am Mt. St. Helens. Die Überlebensrate der Krautpflanzen korrelierte negativ mit der Mächtigkeit der Tephralage.

Mack (1987) zeigt, dass ab Mächtigkeiten von über 0,5 cm Tephra des Mt. St. Helens Steppenpflanzen z. T. stark geschädigt wurden. Die Schädigung war vor allem auf mechanische Überlastung und anschließende Nekrose zurückzuführen. Die Schäden waren proportional zur Tephramächtigkeit vor Ort sowie auch abhängig von der Wuchsform der Pflanzen (Mack 1987). Auch wenn vollständige Bedeckung mit Tephra an der Krautvegetation meist letale Schäden verursacht, weisen Zobel & Antos (1982) nach, dass Pflanzen mehrere Jahre im vegetativen Zustand unter Tephra überdauerten.

Die Ergebnisse von Rezentuntersuchungen zeigen eine große Variabilität der Schäden an der Krautvegetation nach Bedeckung mit Tephra. Die Studien zu Auswirkungen rezenter Vulkanausbrüche an Krautpflanzengesellschaften erklären die verglichen mit den Gehölzpollen nur geringe Abnahme der Krautpollenanteile in den hier untersuchten Proben deshalb nicht bzw. nur unzureichend.

Die unterschiedliche Reaktion der *Quercus*-Pollen und der Krautpollen hinsichtlich des quantitativen Rückgangs nach dem Ausbruch und der Zunahme im Verlauf des Profils des Tephrahangenden wird hier als Ausdruck (1.) der räumlichen Verteilung der verschiedenen

Vegetationseinheiten und (2.) des Ablaufs der Wiederbesiedlung der vulkanisch gestörten Flächen interpretiert.

### 7.5.2 Räumliche Verteilung der Wald- und Steppenvegetation

Die vegetationsgeographischen Gegebenheiten des Vanseebasins bestimmen maßgeblich die Ausprägung des Pollensignals in den Sedimenten des Vansees.

Durch das Vanseegebiet verläuft eine scharfe Vegetationsgrenze. Wald bzw. Steppenwaldbestände stocken ausschließlich im südlich und südwestlich des Vansees gelegenen Bitlis-Massiv sowie auf der Westflanke des angrenzenden Vulkangebäudes des Nemrut (Karte 2; Davis 1956; Gokmen 1962; Pesmen 1973). Die übrigen Teile des Vanseebasins sowie der nördlich und östlich angrenzenden Gebiete sind bedeckt mit *Artemisia*- bzw. *Astragalus*-Steppe (Zohary 1973: 486; Hamzaoglu 2006).

Auch die Pollenbefunde aus den Sedimenten des Vansees (Wick et al. 2003; Litt et al. 2009) und des Sögütlü (Bottema 1995) spiegeln diese Verteilung der Vegetation wieder. Die Anteile an Gehölzpollen, besonders von *Quercus*, sind im Profil des westlich des Nemrut, im Bereich des Steppenwaldes, lokalisierten Sögütlü gegenüber den Profilen aus dem Vansee bis etwa 2.500 BP erhöht.

Klimatisch ist das Vanseebecken von lokalen Windphänomenen geprägt (vgl. Tabelle 1 Anhang). Anzunehmen ist, dass das Pollensignal deshalb vor allem regional und Ferntransport von Pollen nur von untergeordneter Bedeutung ist. Basierend auf dieser Grundannahme kann davon ausgegangen werden, dass die Anteile an Baumpollen, insbesondere von *Quercus*, zu einem großen Teil aus den direkt an das Vanbecken angrenzenden Gebieten stammen. Dagegen bilden die Anteile an Pollen von Steppenpflanzen die Steppenareale des Vanseebasins ab, die heute nordwestlich, nördlich und östlich des Sees lokalisiert sind.

Ein großer Vulkanausbruch, wie der des Nemrut ca. 2.650 BP, hatte deshalb vor allem Auswirkungen auf die Wald- bzw. Steppenwaldgebiete auf dem Vulkangebäude selbst sowie in den angrenzenden Tälern und Höhenzügen des Bitlis-Massifs südlich und südöstlich des Nemrut.

Zusammengenommen bietet sich durch die Annahme eines relativ begrenzten Gebiets als Quelle des überwiegenden Teils der Gehölzpollen und der stärksten vulkanischen Schäden im gleichen Gebiet eine sehr gute Erklärung für die extreme Abnahme der *Quercus*-Pollenakkumulationsraten im Hangenden der Tephra 3.

Umgekehrt bietet sich hierdurch auch eine Erklärung für die weniger starke Abnahme der Steppenpflanzenpollenanteile.

Im ungestörten Zustand ist der Beitrag an Steppenpflanzenpollen aus den Steppenwaldgebieten des Bitlis-Massifs verglichen mit dem Beitrag aus den reinen Steppengebieten nördlich und östlich des Vansees sicherlich gering. Die Krautpflanzen der Steppenwaldgebiete sind nahe dem Eruptionsort ebenso wie die Eichenbestände durch hohe Tephrenmächtigkeiten und u. U. Ablagerungen pyroklastischer Ströme stark geschädigt worden. Auf diesen Flächen ist deshalb von einer vornehmlichen Wiederbesiedlung durch Primärsukzession auszugehen.

Im Gegensatz dazu wurden die Steppenareale nördlich und östlich des Sees nur gering und ausschließlich durch Tephrafälle geschädigt. Zudem ist eine abnehmende Schädigung mit zunehmender Entfernung und dadurch verringerter Tephraauflage anzunehmen. Wiederbesiedlung ist hier demzufolge wahrscheinlich vor allem als Sekundärsukzession erfolgt. Das Steppenpollensignal zeichnet somit die Sekundärsukzession auf geringer geschädigten Flächen und nur zu kleinen Anteilen die Primärsukzession der am stärksten geschädigten Bereiche nach. Dieses Szenario bietet die beste Erklärung für die verglichen mit den *Quercus*-Pollenanteilen nur geringe Abnahme und sehr rasche Wiederzunahme der Krautpollenanteile. Ein höherer relativer Beitrag von Krautpflanzenpollen aus der direkten Umgebung des Nemrut, daher den Flächen der Primärsukzession, würde eine weitaus stärkere

Abnahme sowie zeitlich deutlich verzögerte Zunahme der Krautpflanzenpollen zur Folge haben.

## 7.6 Wiederbesiedlung

Die lokalen Pollenzonen des Tephrahängenden zeichnen weitestgehend die postvulkanische Wiederbesiedlung bzw. Erholung der Vegetation nach. Hierbei repräsentiert die Zone T3PO1 die Phase der initialen Vegetationsbesiedlung, die Subzonen 2a und b den Zeitraum allmählicher Stabilisierung der Vegetation. Die Zone T3PO3 verzeichnet dagegen starke Fluktuationen der PAR der Kraut- sowie z. T. der Baumpollen (*Pistacia*). Diese Fluktuationen können jedoch sehr wahrscheinlich nicht kausal auf den Ausbruch des Nemrut ca. 2.650 BP zurückgeführt werden.

### 7.6.1 Eichenbestand

Die Pollenakkumulationsraten von *Quercus* zeigen in der unteren Hälfte der Pollenzone T3PO1 (ca. 2.650 bis 2.635 BP) im Tephrahängenden keine gerichteten Veränderungen. Erst in der oberen Hälfte der Zone PO1 beginnen die Akkumulationsraten zuzunehmen. Über die Subzone PO2a verzeichnen die Pollenakkumulationsraten von *Quercus* die stärkste Zunahme und stabilisieren sich schließlich im Top der Subzone 2a bzw. in Subzone 2b (ab ca. 2.600 BP). Der Verlauf der Vegetationsentwicklung des Eichenbestandes kann dahingehend interpretiert werden, dass innerhalb der ersten 15 Jahre nach Ausbruch des Nemrut eine Erholung geschädigter Bäume stattfand, diese aber nicht zu einer Zunahme des Pollenaufkommens beitrug.

Untersuchungen am Usu (Japan) zeigen, dass nach der Vulkaneruption 1977/78 die Regeneration bei Gehölzen in Form von Stamm- und Stockausschlägen relativ schnell erfolgte. Bereits nach vier bis fünf Jahren hatte *Populus maximowiczii* am Kraterrand neue Stämme ausgebildet, hierbei hatten sich die Bäume sowohl aus dem Wurzelstock als auch aus abgebrochenen Ästen regeneriert. Stockausschläge von *Acer mono* erreichten 10 Jahre nach der Eruption bereits 2,5 cm DBH. Yoshioka (1966) beschreibt mit Verweis auf Yoshii (1942) für ein durch Tephrafälle nach Ausbruch des Komagatake (1929, Japan) geschädigtes Waldareal, dass sich bereits vier Jahre nach dem Ausbruch *Quercus mongolica* sowie *Tilia japonica*, *Acer japonicum* und *A. mono* durch Stockausschläge regenerierten. Die Triebe erreichten dabei Höhen von zwei bis drei Metern. 31 Jahre nach dem Ausbruch bildete sich bereits ein Mischwald mit einer Kronenhöhe von bis zu 12 m.

Sharik et al. (1983) zeigen, dass Stockausschläge von *Quercus prinus* nach Kahlschlag in Forstgebieten der Appalachen (Virginia, USA) bereits nach drei Jahren erste Früchte bilden. Allerdings war die Produktion an Diasporen pro Hektar (bestandsabhängig) sehr gering. Flächen mit sieben Jahre alten Trieben produzierten bereits zwischen 8.700 und 9.500 Eicheln pro Hektar. Diese Menge ist jedoch verglichen mit durchschnittlichen jährlichen Produktion 50- bis 80-jähriger Eichen in diesem Gebiet, die mit etwa 200.000 Eicheln pro Hektar angegeben wird, weiterhin sehr niedrig. Nach Jones (1959) setzt bei Stockausschlägen von *Quercus petraea* und *Q. robur* nach etwa 20 bis 25 Jahren die Blühreife ein.

Für das Untersuchungsgebiet liegen keine Daten zur Blühreife oder zum Blühverhalten von Eichen nach Störungen vor, jedoch können sich unter den im Vanseegebiet vorkommenden Eichenarten zumindest *Quercus brantii*, *Q. libani* und *Q. petraea* durch Stockausschläge verjüngen (Valipour et al. 2009; Aas 2000).

Auch wenn nach ca. 2.635 BP bzw. ca. 2.620 BP die stärkste quantitative Zunahme der Pollenakkumulationsrate von *Quercus* erfolgt, lassen sich deshalb nicht unbedingt Rückschlüsse auf die Geschwindigkeit der Wiederbesiedlung ableiten, da die Zunahme lediglich einen Anstieg der im Bestand produzierten Blüten und damit Pollen repräsentiert.

## 7.6.2 Kraut- und Steppenpflanzen

In der Zone der stärksten Vegetationsschädigung nahe dem Eruptionszentrum westlich des Vansees wurde, wie auch die Gehölzbestände des Steppenwaldes, sicherlich auch die Steppenvegetation schwer geschädigt. Die Vegetation der reinen Steppengebiete im Norden und Osten des Vansees wurde durch die geringeren Tephrenmächtigkeiten sehr wahrscheinlich schwächer geschädigt. Pollenanalytisch lassen sich die floristischen Unterschiede der Steppenpflanzengesellschaften der Steppenwälder und der Steppen nicht erfassen. In beiden herrschen vor allem Asteraceen, Fabaceen, Caryophyllaceen und Poaceen vor (Hamzaoglu 2006). Im vorliegenden Pollenbefund lassen sich deshalb die Auswirkungen auf die Krautpflanzen im Bereich der Steppenwaldvegetation nicht von den Auswirkungen auf die reine Steppenvegetation trennen. Anzunehmen ist jedoch, dass der Pollenflug aus den weniger geschädigten Bereichen, da näher am Bohrpunkt liegend, unter den windklimatischen Bedingungen des Vanseebasins, im Pollenbefund überwiegt.

Innerhalb der Pollenzonen zeigen die Hauptkomponenten der Krautpollenflora, mit Ausnahme der Apiaceen und Chenopodiaceen, die stärkste Zunahme in ihren PAR in der Zone T3PO1. Der durch die Zonengrenzen festgelegte Zeitraum wird deswegen als initiale Phase der Vegetationswiederbesiedlung angesehen. In Subzone 2b stagnieren die PAR der Poaceen, Asteraceen, von *Artemisia* und *Rumex*. Die Subzone lässt sich deshalb als Phase der allmählichen Stabilisierung der Vegetation interpretieren. Für die teilweise extremen Fluktuationen der PAR in Subzone 2b sowie Zone 3 kann kein kausaler Zusammenhang mit dem Ausbruch des Nemrut 2.650 BP angenommen werden.

**Poaceae** bilden einen Hauptbestandteil der Steppenflora Ostanatoliens (Hamzaoglu 2006) und weisen neben *Artemisia* die quantitativ höchsten Anteile an der Krautpollenflora im untersuchten Profilabschnitt des Tephraliegenden auf. Die vergleichsweise starke Abnahme der Poaceen-PAR nach Ablagerung der Tephra 3 zeigt eine deutliche Schädigung der Poaceen an. Demgegenüber steht jedoch eine schnelle Wiederzunahme der PAR bis zum Erreichen des präeruptiven Schwankungsbereichs innerhalb von ca. 10 Warvenjahren. Dies indiziert eine rasche Erholung des Poaceenbestandes sowie hohe Beteiligung von Poaceen an der posteruptiven Vegetation. Zum Top der Zone PO1 erreichen die Poaceen-PAR Werte, die oberhalb der voreruptiven AR liegen. Somit wiesen die Gramineen eine quantitativ höhere Beteiligung an der Vegetation auf als vor Ausbruch des Nemrut.

Untersuchungen von Eggler (1948), Mack (1981, 1987), Antos & Zobel (1985 b) und Tsuyuzaki & Del Moral (1995) zeigen, dass Gramineen auch in bzw. unter dicken Tephren überdauern können und einen hohen Stellenwert in der anschließenden Sukzession einnehmen. Nach der Katmai-Eruption (1912) erholten sich Gramineen innerhalb von drei Jahren vollständig (Griggs 1918). Palynologische Untersuchungen durch Lotter et al. (1995) weisen einen leichten Anstieg der Poaceen-Pollenprozentwerte im Hangenden der Laacher-See-Tephra (Eifel, Deutschland, ca. 12.880 BP) gegenüber den Prozentanteilen aus dem Tephraliegenden mit einer Dauer von etwa 30 Warvenjahren nach.

**Asteraceen** sind die artenreichste Familie innerhalb der Steppenflora des Vanseegebietes (Altiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007). Sie sind ebenfalls von hoher Bedeutung in Sukzessionen auf gestörten Flächen und konnten in Zusammenhang mit Sekundärsukzessionen auch palynologisch nachgewiesen werden (Russel 1993). In der Primär- und Sekundärsukzession vulkanisch gestörter Habitats sind Asteraceae häufig dominierend. Am Paricutin (Mexiko) betrug der relative Anteil von Asteraceen an der Vegetationsdeckung auf Tephraflächen über 50 % (Lindig-Cisneros et al. 2006). Ein Jahr nach dem Ausbruch des Mount St. Helens machten Asteraceen fast 35 % der Pflanzenarten auf Tephra mit 5-20 cm Mächtigkeit aus (Antos & Zobel 1985 b). Zusammen mit *Artemisia* zeigen Asteraceen nach Ablagerung der Tephra 3 den geringsten Rückgang in den Pollenakkumulationsraten. Sie erreichen bereits nach 15 Warvenjahren den voreruptiven

Schwankungsbereich und weisen ab ca. 2.615 BP PAR auf, die über den Referenzwerten liegen. Zusammen deutet dies auf eine nur geringe Schädigung der Asteraceen durch den Ausbruch des Nemrut hin. Zudem waren sie in der initialen Phase der Wiederbesiedlung stark vertreten und nach etwa 35 Warvenjahren in ihren Anteilen gegenüber der präeruptiven Vegetation quantitativ erhöht.

Die Gattung *Rumex* ist mit insgesamt 10 Arten im Gebiet des Vansees vertreten. PAR von *Rumex* nehmen als einzige unter den Hauptkomponenten der Krautpollenflora subsequent zur Ablagerung der Tephra zu und sind im gesamten Profilabschnitt des Tephrahängenden deutlich höher als die Referenzwerte. Die pollenanalytischen Ergebnisse zeigen deshalb, dass *Rumex* durch den Ausbruch des Nemrut nicht negativ beeinflusst wurde und in der Vegetationswiederbesiedlung überproportional vertreten war.

In der Wiederbesiedlung von instabilen pyroklastischen Substraten am Usu (Japan) kam *Rumex obtusifolius* große Bedeutung zu (Tsuyuzaki & Del Moral 1995). *Rumex acetosella* war häufiger Bestandteil der Primärsukzession am Mt. Tarawera, Neuseeland (Aston 1915) und auch mit relativ hohen Anteilen in der Primärsukzession auf der Trümmerlawine des Mt. St. Helens vertreten (Dale & Adams 2003). Auf jungen Lavaflächen am Etna (Sizilien) spielt *Rumex scutatus* eine wichtige Rolle in der Primärsukzession (Poli Marchese & Grillo 2000). Die vorliegenden Floren aus den Provinzen Bitlis und Van (Altiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007) verzeichnen neun *Rumex*-Arten, darunter auch *R. acetosella* und *R. scutatus*. *Rumex acetosella* ist ein Säure- bis Starksäurezeiger und zeigt Stickstoffarmut an (Ellenberg et al. 1992). *Rumex scutatus* ist eine Pionierpflanze alpiner Habitats und besiedelt vor allem instabile Substrate wie Schuttkegel und Blockhalden (Valachovic et al. 1997). Die Acidotoleranz von *Rumex acetosella* sowie das Tolerieren nährstoffarmer Bedingungen und die Anpassung von *R. scutatus* an instabile Substrate bieten eine mögliche Erklärung für die starke Zunahme an *Rumex*-Pollen im Hängenden der Tephra.

**Artemisien** sind Leitarten in Frühstadien der Ruderalvegetation in Mitteleuropa und dem Mittelmeergebiet (Düll & Werner 1955; Brandes 1985; Canadas et al. 2010) und bilden auch einen wichtigen Bestandteil der Steppengesellschaften Ostanatoliens (Zohary 1973: 485; Hamzaoglu 2006). Die palynologischen Befunde des untersuchten Profilabschnitts im Bereich der Tephra 3 zeigen, dass *Artemisia* eine große Bedeutung in der Sukzession nach Ausbruch des Nemrut ca. 2.650 BP zukam. Nach Ablagerung der Tephra 3 nehmen die PAR von *Artemisia* nur wenig ab und erreichen bereits nach etwa 15 Warvenjahren den Schwankungsbereich der Referenzwerte.

Vegetationsuntersuchungen durch Tsuyuzaki (1989) stellen eine Beteiligung von *Artemisia montana* auf frischen vulkanischen Substraten am Mt. Usu fest. Nakashizuka et al. (1993) weisen einen hohen Anteil von *Artemisia montana* in der Primärsukzession der Trümmerlawine des Ontake (Japan) nach. Nach Tatento & Hirose (1987) ist *Artemisia vulgaris* fester Bestandteil der Folgestadien der Wiederbesiedlung auf Bimsflächen am Fuji (Japan). Palynologische Untersuchungen durch Mack et al. (1978) und Mack et al. (1983) zeigen einen deutlichen Anstieg der Pollenanteile von *Artemisia* im Hängenden der Mazama-Tephra (ca. 7.700 BP, Oregon, USA, Bacon & Lanphere 2006) in Pollenprofilen aus den US-Bundesstaaten Montana und Washington. Die vorliegenden Ergebnisse stimmen somit mit den Untersuchungen zur Bedeutung von *Artemisia* in der Vegetationswiederbesiedlung nach rezenten und prähistorischen Eruptionen überein.

Pollen von **Chenopodiaceen** treten mit Anteilen von 10-15 % in den mittel- bis spätholozänen Abschnitten der Vanseesedimentprofile auf (Litt et al. 2009). Die Chenopodiaceen sind in den Steppen des Vanseegebietes mit 12 Arten vertreten (Pecmen 1974; Altiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007). Wie Arten der Gattung *Artemisia*, so bilden auch Vertreter der Chenopodiaceen Leitarten der Ruderalvegetation Mitteleuropas (Ellenberg 1996: 908).

Der Rückgang sowie besonders die verglichen mit *Artemisia* spätere Wiederzunahme in den PAR der Chenopodiaceae deuten auf eine starke Abnahme der Vegetationsanteile von Gänsefußgewächsen und nur geringe Beteiligung in der initialen Phase der Wiederbesiedlung nach dem Ausbruch des Nemrut hin.

Auch in den vorliegenden Studien zu Auswirkung rezenter Vulkaneruptionen auf die Vegetation finden sich mit einer Ausnahme keine Chenopodiaceen. Am Usu (Japan) konnte *Chenopodium album* in nur geringer Anzahl in der Primärsukzession sowie in Bodensamenbanken nachgewiesen werden (Tsuyuzaki 1989, 1995). Der starke Rückgang der Chenopodiaceen-PAR lässt sich demnach nur unzureichend mit anderen Studien zu Vegetationsstörungen durch Vulkanismus abgleichen.

**Apiaceae** sind im Untersuchungsgebiet mit 60 Arten vertreten (Pecmen 1973; Altiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007).

Die PAR der Apiaceen nehmen im Vergleich zum Mittel des Tephraliegenden um fast 55 % nach dem Ausbruch des Nemrut ab und erreichen erst nach etwa 50 Warvenjahren Werte, die konstant innerhalb des präeruptiven Schwankungsbereichs liegen. Nach den palynologischen Befunden nahmen die Anteile an Apiaceen in der Vegetation nach Ausbruch des Nemrut stark ab und spielten auch in der anschließenden Wiederbesiedlung nur eine geringe Rolle. Anders als für Asteraceen und Gramineen konnten bisherige Untersuchungen zum Einfluss rezenter Vulkaneruptionen auf die Vegetation nur teilweise eine Beteiligung von Apiaceenarten an der Vegetationssukzession feststellen. Tsuyuzaki (1995) listet für die Pioniervegetation am Mt. Usu vier Arten von Apiaceen, darunter die Gattungen *Angelica* und *Torilis*, von denen letztere ebenfalls im Vanseegebiet heimisch ist.

Neben Gramineen und Asteraceen sind **Caryophyllaceen** und Rosaceen sowie insbesondere **Fabaceen**, da viele Arten stickstofffixierend sind, wichtige Bestandteile der Pioniervegetation auf rezenten vulkanisch gestörten Flächen.

Caryophyllaceen und Fabaceen sind mit etwa 70 bzw. 150 Arten im Vanseegebiet vertreten (Altiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007), im Pollenbefund jedoch deutlich unterrepräsentiert. Caryophyllaceen-Pollen treten zwar durchgängig auf, erreichen aber nur ausnahmsweise Prozentanteile von über 1 %. In der Regel tragen sie nicht mehr als 0,5 % zum Pollenspektrum bei. Fabaceenpollen sind nur punktuell und mit nicht mehr als 0,25 % am Pollenspektrum beteiligt. Die Pollen der verschiedenen Rosaceen lassen sich, nur schwer auf Gattungsebene bestimmen. Sie erreichen im Pollenbefund nicht mehr als 1 % (excl. *Sanguisorba*). Die Caryophyllaceen-PAR gehen nach dem Ausbruch des Nemrut 2.650 BP zwar insgesamt zurück und erholen sich im weiteren Verlauf des Profilabschnittes, auf Grund der sehr geringen Anteile im Pollenbefund sollen diese hier nicht weiter diskutiert werden.

## **Lebens-, Überdauerungsformen und Verbreitungstypen**

Charakteristika der Lebens- und Überdauerungsformen sowie der Ausbreitungsmechanismen von Pflanzenarten werden generell als ein Hauptgrund für differentielles Überleben sowie quantitative Anteile in Sukzessionen nach Störungen angesehen (Glenn-Lewin & van der Maarel 1992; van der Walk 1992; Chapin et al. 2002) und sind ebenfalls für vulkanogene Störungen als entscheidende Faktoren nachgewiesen (Antos & Zobel 1985a, b; Dale 1989; Tsuyuzaki & Del Moral 1995; Del Moral & Grishin 1999).

Die hier unterschiedenen Pollentypen der Krautflora lassen meist nur eine Unterscheidung der Pflanzen auf Familienebene (z. B. Chenopodiaceen, Poaceen), seltener auf Gattungsebene (*Artemisia*, *Rumex*) zu. Die palynologischen Hauptkomponenten zeigen großen Unterschiede bzw. Inhomogenitäten hinsichtlich ihres taxonomischen Status (Familien und Gattungen)

sowie der Anzahl der durch die Pollentypen repräsentierten Taxa (z. B. Asteraceen: ca. 200 Arten; *Rumex*: 10 Arten). Zudem fehlen Angaben zur quantitativen Beteiligung der jeweiligen Arten in der heutigen Flora. Im Gegensatz zu rezentökologischen Untersuchungen ist deshalb in der vorliegenden Arbeit eine Auswertung der Befunde hinsichtlich morphologischer oder ausbreitungsbiologischer Eigenschaften der beteiligten Pflanzenarten nicht angezeigt. Trotzdem soll hier der Versuch unternommen werden, generelle Tendenzen zwischen Attributen der Überdauerungs- und Ausbreitungsformen der Hauptkomponenten der Krautpollenflora und ihrem Anteil im Pollenbefund des Tephrahängenden aufzuzeigen.

In den Frühstadien der Primärsukzession auf Tephra am Mount St. Helens (USA) machten perennierende Krautpflanzen 46 % der Gesamtvegetation aus, am Usu (Japan) waren es 41 % (Tsuyuzaki & Del Moral 1995). Windverbreitete Arten nahmen den größten Anteil in der Vegetation ein, auch in den am geringsten geschädigten Arealen (Tsuyuzaki, 1987; Dale 1989). Antos & Zobel (1985b) zeigen einen deutlichen Zusammenhang zwischen Pflanzenmorphologie, Tephramächtigkeit und Auftreten verschiedener Krautarten in Zonen des Tephraniederschlags des Mt. St. Helens-Ausbruchs. Die Fähigkeit der klonalen Verbreitung wurde bereits als wichtige Eigenschaft von frühkolonisierenden Pflanzen in Sukzessionengesellschaften nachgewiesen (Fahrig et al. 1994) und auch für die Besiedlung rezenter vulkanischer Substrate als entscheidend beschrieben (Antos & Zobel 1985a, b). Pflanzen, die klonal Überdauerungsorgane oder Rhizome aus dem Boden in die Tephra verlagern konnten, hatten am Gesamtbestand auf 12 bis 15 cm mächtiger Tephra einen Anteil von etwa 75 %. Dazu gehörten insbesondere Asteraceen und Gramineen (Antos & Zobel 1985b). In der Sekundärsukzession auf der Trümmerlawine des Mt. St. Helens betrug der Anteil von Geophyten an der Gesamtvegetation direkt nach dem Ausbruch 60 %. Ein Jahr nach dem Ausbruch sank der Anteil auf etwa 40 %, wohingegen der Anteil an Hemikryptophyten auf etwa 20 % stieg. Pflanzen mit Überdauerungsorganen > 3 cm über dem Boden nahmen demgegenüber in ihren Anteilen vor der Eruption ab (Dale & Adams 2003). Unter den Hauptkomponenten der Krautpollenflora der Vanseesedimente haben die Gattungen *Rumex* mit 89 % und *Artemisia* mit 80 %, sowie die Asteraceae mit 76 % den höchsten Anteil an Arten mit oberirdischen Überdauerungsorganen (Chamaephyten und Hemikryptophyten; Abb. 10.3). Bei *Rumex* und Asteraceen fällt der Anteil an Annuellen mit 0 bzw. 18 % am geringsten aus. Die Anteile an Chamaephyten und Hemikryptophyten sind bei den Apiaceen mit 67 % etwas und Chenopodiaceen mit 46 % deutlich geringer, der Anteil an Annuellen ist dagegen mit 23 und 31 % erhöht (Abb. 10.3). Die Vertreter der Pollenhauptkomponenten der Krautflora sind überwiegend polychor. Asteraceae-, Chenopodiaceae-, Poaceae-, *Artemisia*- und *Rumex*-Arten des Vanseegebietes sind im Wesentlichen primär anemochor, teilweise oder sekundär auch zoochor (v. A. klettverbreitet / epichor). Die Apiaceae sind meist epichor, nur zu geringeren Anteilen auch wind- oder wasserverbreitet.

Die Familien und Gattungen mit den höchsten Anteilen an Hemikryptophyten und Chamaephyten, *Rumex*, *Artemisia* und Asteraceae, zeigen den geringsten Rückgang in den PAR im Tephrahängenden und kürzeste zeitliche Dauer bis zum Erreichen des präeruptiven Zustandes.

Eine Ausnahme bilden hier die Poaceae. Sie weisen zwar mit 50 % einen eher geringen Anteil an Hemikryptophyten und Chamaephyten auf, können sich aber in der Regel sehr gut klonal verbreiten. Studien am Mt. St. Helens zeigen, dass Gräser ihre Wurzeln aus dem vormaligen Boden in die Tephra verlagerten und an der Tephrenoberfläche neue Horste ausbildeten. Dadurch war es ihnen möglich auch hohe Tephrenmächtigkeiten (am Mt. St. Helens bis zu 16 cm) zu überleben (Antos & Zobel 1985b). Die Chenopodiaceae weisen ähnlich niedrige Anteile an Hemikryptophyten und Chamaephyten wie die Poaceae auf und nehmen wie die Poaceen nach Ablagerung der Tephra 3 in ihren PAR um etwa 45 % ab, erreichen den voreruptiven Schwankungsbereich nach 20 Warvenjahren, also erst deutlich später. Als

Erklärung für die gegenüber den Poaceen deutlich längere Phase bis zum Erreichen der Höhe der Referenzwerte kann ihr meist fehlendes Vermögen der klonalen Ausbreitung (Prach & Pysek 1994; Clo-Pla3, Klimesova & Klimes 2006) herangezogen werden. Im Gegensatz zu den Chenopodiaceae kann sich der überwiegende Teil der Poaceenarten, aber auch Arten der Asteraceen und von *Rumex*, die in der Flora des Vanseegebietes vertreten sind, über Ausläufer vegetativ verbreiten (Clo-Pla3, Klimesova & Klimes 2006). Auch dem relativen Anteil der verschiedenen Verbreitungstypen an den jeweiligen Gruppen von Krautpflanzen kann eine Bedeutung zugemessen werden. *Rumex*, *Artemisia* und Asteraceae weisen besonders hohe Anteile anemochorer, sich weitflächig aussäender Arten auf. Die Poaceae des Vanseegebietes sind vornehmlich anemochor, Poaceenfrüchte werden jedoch in der Regel meist nur geringflächig verbreitet (Hensen & Müller 1997). In der Primärsukzession auf vulkanischen Substraten spielen Gramineen deshalb meist nur eine untergeordnete Rolle (Tsuyuzaki & Del Moral 1995). Die kurze Dauer, bis die Poaceen-PAR die präeruptiven Werte erreichen, stellt deshalb einen Hinweis für den Eintrag von Pollen aus der Sekundär- und nicht Primärsukzession dar. Von allen Hauptkomponenten der Krautpollenflora zeigen die PAR der Apiaceen nach Ablagerung der Tephra 3 die längste Dauer bis zur Wiederherstellung der voreruptiven Anteile auf. Die Apiaceen weisen mit 67 % nicht nur einen relativ geringen Anteil an Hemikryptophyten und Chamaephyten auf, sie weisen mit 50 % auch den höchsten Anteil an primär epizoochoren Arten auf. Unter den Apiaceen im Untersuchungsgebiet weist nur eine geringe Zahl die Fähigkeit zur klonalen Verbreitung auf (Clo-Pla3, Klimesova & Klimes 2006). Zusammengenommen können diese Faktoren als Erklärung für die langandauernden, geringen Pollenakkumulationsraten der Apiaceen nach Ablagerung der Tephra 3 herangezogen werden. Die Arten der Gattung *Rumex* in der Flora des Vanseegebietes weisen nicht nur den höchsten Anteil an Chamaephyten und Hemikryptophyten auf, sie sind auch durchweg primär windverbreitet. Zudem zeigen können sich nahezu alle im Untersuchungsgebiet vorkommenden *Rumex*-Arten klonal verbreiten. Die Kombination dieser Merkmale erklärt die deutliche Zunahme der *Rumex*-PAR im Hangenden der Tephra 3, die eine starke Beteiligung an der Vegetationswiederbesiedlung nach Ausbruch des Nemrut indiziert.

## **7.7 Diskussion der Sedimentationsraten im Hinblick auf die Veränderungen des Pollensignals**

Die Zufuhr von mineralischem und organischem Material in Gewässer ist eng mit den Umweltbedingungen verknüpft. Umweltveränderungen können deshalb zu Veränderungen in der Sedimentationsrate von Seesedimenten führen (Owens et al. 2010). In den Vanseesedimenten wurden mehrfache Veränderungen in den Warvenmächtigkeiten der Vanseesedimente von Lemcke (1996) nachgewiesen. Besonders prägnant sind die Veränderungen im Übergang zwischen dem Weichselspätglazial und dem Frühholozän sowie im mittleren Holozän um ca. 5000 BP und ca. 4000 BP. Diese ausgeprägten Wechsel in der Sedimentationsrate können über Klimaveränderungen erklärt werden (Lemcke 1996).

Einen eindeutigen Zusammenhang zwischen erhöhter Sedimentationsrate und abnehmender Vegetationsbedeckung infolge eines Vulkanausbruchs konnten Kilian et al. (2006) für Ablagerung der Mt. Burney-Tephra (ca. 4.290 cal. BP) in den Anden nachweisen. Hier waren die Sedimentationsraten über einen Zeitraum von noch ca. 200 Jahren nach Ausbruch etwa siebenfach gegenüber der präeruptiven Phase erhöht und konnten direkt mit durch Vegetationsveränderungen erhöhter Erosion in Verbindung gebracht werden. Erst 300 Jahre nach der Eruption sanken die Sedimentationsraten langsam auf das Ausgangsniveau.

Anhand der Laacher-See-Tephra (ca. 12.880 BP) im Hämelsee (Niedersachsen, Deutschland) verzeichneten Merkt & Müller (1999) zwar ebenfalls eine Zunahme der Warvenmächtigkeiten

in den Sedimenten über einen Zeitraum von 10 Jahren nach Ablagerung der Tephra. Ein Zusammenhang zwischen dieser Zunahme und einer Abnahme der Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet infolge der Tephraablagerung konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. Eastwood et al. (2002) verzeichnen eine Zunahme der Sedimentationsrate im Gölhisar-See (W-Türkei) nach Ablagerung von ca. 4 cm Santorin-Tephra (ca. 3.300 BP). Auch hier konnte kein Zusammenhang mit Vegetationsveränderungen im Umland des Sees festgestellt werden.

Die Warvenmächtigkeiten im Profil 4-2-4 Segment 2 und dem Dünnschliff LVKP35-01a zeigen im Bereich der Tephren 6 (ca. 170 Warvenjahre) und 5 (ca. 145 Warvenjahre) keine bzw. nur sehr geringfügige Veränderungen. Die Warvenmächtigkeiten im Bereich der Tephra 3 (ca. 180 Warvenjahre) verändern sich über das Profil hinweg dagegen deutlich. Hierbei nehmen die Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen bereits etwa 30 Warvenjahre vor Ablagerung der Tephra 3 zu. Auffällig ist dabei die im Vergleich zu den Winterlagen etwa 15 Warvenjahre früher einsetzende und stärkere Zunahme der Sommerlagendicken sowie die starke Fluktuation der Winter- und der Sommerlagenmächtigkeiten. Die der Ablagerung der Tephra 3 deutlich vordatierte Zunahme der Warvenmächtigkeit kann deshalb nicht ursächlich als Folge der Tephraablagerung angesehen werden.

Die auch im Tephrahangenden zuerst anhaltenden hohen Warvenmächtigkeiten, die im weiteren Verlauf des untersuchten Profilabschnitts abnehmen, könnten jedoch auch als Folge der Tephraablagerung selbst und der anschließenden Erosion des vulkanischen Materials oder der durch die Ablagerung verursachten Umwelt-, insbesondere Vegetationsveränderungen, interpretiert werden.

Im Zuge der chemisch-physikalischen Aufbereitung des Probenmaterials aus dem warvierten Profilabschnitt des Hangenden der Tephra 3 für die Pollenanalyse konnten keine Tephrapartikel in Siebrückständen der 200 µm-Fraktion festgestellt werden. Eine Zunahme der Warvendicken als Folge des Eintrages von Tephrapartikeln > 200 µm lässt sich demnach nicht nachweisen und scheidet somit als Erklärung aus. Ergebnisse physikalischer und sedimentologischer Analysen (magnetische Suszeptibilität, Röntgenrefraktometrie) liegen z. B. für den Bohrkern VAN04-2 vor (Litt et al. 2009), auf Grund der im Vergleich zur vorliegenden Arbeit geringeren zeitlichen Auflösung lassen sich hierüber jedoch keine Aussagen über einen Zunahme klastischer Partikel im Hangenden der Tephra 3 treffen.

Studien zu ökologischen Veränderungen rezenter und prähistorischer Vulkanausbrüche stellten mehrfach teilweise erhebliche Auswirkungen auf Diatomeengesellschaften in Seesedimenten fest (Hickman & Reasoner 1994; Lotter et al. 1995; Telford et al. 2004; Urrutia et al. 2007). Diatomeen sind im Vansee Bestandteil des Phytoplanktons (Legler & Kraßke 1940). Ihre Schalen erhalten sich jedoch im stark alkalischen Wasser des Vansees kaum und sind nur abschnittsweise im Sediment überliefert (Golubic & Buch 1978; Landmann 1996).

Im Gegensatz zu den Auswirkungen des Nemrut-Ausbruchs ca. 2.650 BP auf den Vegetationsbestand lassen sich demnach im Rahmen dieser Arbeit für den Sedimenteintrag keine direkten Auswirkungen nachweisen.

Insbesondere die starke, der Tephra um ca. 30 Warvenjahre vordatierte Zunahme der Sommerlagenmächtigkeiten deuten auf klimatische Ursachen für die höheren Sedimentationsraten hin. Die Ausbildung der Sommerlage wird sowohl durch die über die Vorfluter zugeführten Ca-Ionen als auch über die Evaporation und dadurch ausgelöste Übersättigung des Seewassers mit Ca gesteuert. Demzufolge kann für den Zeitraum nach ca. 2.678 BP von höheren Niederschlägen oder auch höheren Evaporationsraten ausgegangen werden. Auch eine Zunahme photosynthetisch induzierter Kalkfällung infolge gesteigerter Aktivität des Phytoplanktons im See ist möglich, auch wenn sich der Anteil der biogenen Kalkfällung am Aufbau der Sommerlagen bisher nicht quantifizieren lässt.

Das Fehlen einer eindeutigen Reaktion der Sedimentationsraten im Vansee nach Ausbruch des Nemrut ca. BP 2.650, trotz der palynologischen Hinweise auf erhebliche Vegetationsschäden, kann sehr wahrscheinlich auf die räumliche Verteilung der

Hauptzuflüsse zurückzuführen sein. Angesichts der palynologischen Resultate der vorliegenden Arbeit kann davon ausgegangen werden, dass die Hauptauswirkungen des Nemrut-Ausbruchs die direkte Umgebung des Vulkans betrafen, d. h. im Wesentlichen das West- bzw. Südwestufer des Vansees. Der nördliche und östliche Teil des Vanseebasins war sehr wahrscheinlich deutlich weniger und nur durch Tephrafälle beeinflusst. Mit steigender Entfernung zum Vulkangebäude werden die Auswirkungen auf die Vegetation zudem immer weiter abgenommen haben. Die ihrem Wasservolumen nach wichtigsten Zuflüsse entwässern die Gebiete nordöstlich und südöstlich des Vansees und erreichen den See von Osten und Südosten (vgl. Karte 2.1.2, Tab. 2.4.1). Das Haupteinzugsgebiet des Vansees entspricht damit dem durch den Ausbruch des Nemrut nur gering geschädigten Bereich. Die räumliche Verteilung des Zuflüsse und des Haupteinzugsgebietes relativ zur räumlichen Verteilung der vulkanischen Schädigung kann somit als Erklärung für die hier nicht zu beobachtende Zunahme der Sedimentationsraten im Tephrahangenden herangezogen werden.

## **7.8 Auswirkungen des Nemrut-Ausbruchs 2.650 BP auf die agrarische Nutzung im Vanseebecken**

Vulkanismus hat nicht nur Auswirkungen auf natürliche Systeme, sondern beeinflusst auch das menschliche Wirken (Grattan 2006; Lockwood & Hazlett 2009: 395-477). Auch für das Vanseegebiet wurden Auswirkungen des Nemrut-Ausbruchs von 2.650 BP auf die menschliche Besiedlung diskutiert. So wird die plötzliche Aufgabe der Festung Ayanis auf Grund archäologischer Funde, die auf katastrophale Ereignisse hindeuten (Cilingiroglu 1997), auch mit dem Ausbruch des Nemrut um 2.650 BP in Verbindung gebracht (Ulusoy et al. 2008). Der in der vorliegenden Arbeit erbrachte Nachweis der deutlichen Vegetationsveränderungen im Zusammenhang mit der Eruption des Nemrut 2.650 BP lässt Folgen für die agrikulturelle Nutzung im Gebiet zur Zeit der Urartäer möglich erscheinen. Aus diesem Grund wurde in der palynologischen Auswertung der hier untersuchten Profilabschnitte auch ein Augenmerk auf Veränderungen von Pollentypen gelegt, die als Indikatoren für menschliche Aktivität gelten. Da sich anthropogene Einflüsse auf die Vegetation im Vanseegebiet erst nach ca. 3.800 BP palynologisch nachweisen lassen (Wick et al. 2003), scheidet eine pollenanalytische Untersuchung möglicher Auswirkungen der Nemrut-Eruptionen ca. 7.192 BP (Tephra 6) und ca. 6.888 BP (Tephra 5) auf menschliche Aktivitäten aus.

Unter den im Pollenspektrum der untersuchten Sedimentabschnitte auftretenden Palynomorphen wurden *Centaurea solstitialis*-Typ, *Plantago lanceolata*-Typ, Papaveraceae, *Sanguisorba minor*-Typ, *Urtica dioica*-Typ, *U. pilulifera*-Typ, sowie *Cerealialia*-Typ als anthropogene Indikatoren angesprochen (vgl. Behre 1990; Wick et al. 2003). Unter diesen Pollentypen erreichen nur Pollenkörner des *Cerealialia*-Typs prozentuale Anteile am Pollenbefund von über 1 % und treten durchgängig über den gesamten Profilabschnitt auf. Die übrigen als anthropogene Zeiger angesprochenen Pollentypen erreichen weniger als 0,5 % Anteil im Pollenbefund bzw. treten nur punktuell auf. Da ihre Anteile am Pollenspektrum – im Gegensatz zu Plantaginaceae und *Cerealialia*-Typ – auch keine gerichteten Veränderungen über den untersuchten Profilabschnitt zeigen, werden sie im Folgenden nicht in die Diskussion einbezogen.

Pollen des *Plantago-lanceolata*-Typs gelten als der wichtigste sekundäre anthropogene Indikator in Mitteleuropa und werden dort in Pollenprofilen als Anzeiger für Beweidung interpretiert (Behre 1981). Ihre Aussagekraft als Weidezeiger unter den ökologischen Bedingungen des Ostmediterrangebietes ist jedoch fraglich, auch weil sich Pollen von *Plantago lanceolata*, unter morphologischen Gesichtspunkten, nicht zweifelsfrei von anderen ostmediterranen *Plantago*-Arten abgrenzen lassen (Van Zeist et al. 1975; Behre 1990). Zudem kommen im Gebiet des Vansees mit *Plantago major* und *P. media* weitere *Plantago*-

Arten vor, die ebenfalls als Weidezeiger gelten (Behre 1981; Altiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007). In der vorliegenden Untersuchung konnten nur vereinzelt Pollenkörner morphologisch sicher als *Plantago lanceolata*-Typ angesprochen werden. Um dennoch eine Interpretation der Befunde zu ermöglichen, wurden deshalb alle als *Plantago* angesprochenen Pollenkörner als Plantaginaceae zusammengefasst.

In Mitteleuropa stellen Pollen des Cerealia-Typs die wichtigsten primären palynologischen Indikatoren für landwirtschaftliche Nutzung dar (Behre 1981). Im Nahen Osten fällt die Abgrenzung der Pollen kultivierter Getreide von Pollen anderer Gramineen in Pollenprofilen häufig schwer (vgl. Bottema & Woldring 1990). Das Vanseegebiet befindet sich an der nordöstlichen Verbreitungsgrenze vieler Arten von Wildgetreiden (Hillman 1978; Bottema 1992; 2002). Bottema (1995) zeigt anhand von Vergleichsuntersuchungen im Vanseegebiet den hohen Anteil von Gras- und Wildgetreidepollen an den gemeinhin als Cerealia-Typ abgegrenzten Pollen. Problematisch ist deshalb allein auf Grund des quantitativen Auftretens von Cerealia-Typ-Pollen auf den Anteil an ackerbaulichen Flächen zu schließen.

Die urartäische Landwirtschaft basierte im Wesentlichen auf Viehhaltung (Rinder, Schafe) und Agri- bzw. Hortikultur. Angebaut wurden vor allem Weizen und Gerste, verschiedene Leguminosen, sowie Obstgehölze und Wein (vgl. Kap 2.7). Urartäische Siedlungszentren waren vor allem in der Vanebene östlich des Vansees lokalisiert. Weitere größere urartäische Siedlungen befanden in der Umgebung von Ercis und Ahlat bzw. Adlicevas (vgl. Bonzano 2010). Im Bereich dieser Zentren lagen sehr wahrscheinlich auch die größten agrarisch genutzten Flächen, die damit als Hauptquellgebiet für die in den Vansee eingetragenen Getreidepollen anzusehen sind. Unter den klimatischen Bedingungen des Vanseegebietes ist davon auszugehen, dass, wie auch heute, die Weidewirtschaft in Form der Transhumanz ausgeübt wurde. Hierbei befanden sich die sommerlichen Weidegründe wahrscheinlich relativ nahe den Siedlungen (Yakar 2000).

Die Auswirkungen von Vulkaneruptionen auf die Weidewirtschaft sind u. A. für die Eruption des Laki 1783, Hekla 1947, 1970 (beide Island) und Hudson 1991 (Chile) beschrieben. Bereits geringmächtige Tephren des Laki und Hekla von einem bis wenigen Zentimetern Mächtigkeit setzten große Mengen an Fluorverbindungen frei, die sich in Futterpflanzen anreicherten und zum Tod von Schafen und Kühen durch Fluorose führten (Thorarinsson 1979). Infolge der Eruption des Laki kam es deshalb zu einer dramatischen Hungersnot, der bis zu 25 % der Isländischen Bevölkerung zum Opfer fielen (Thorarinsson 1969; Thordarson & Self 1991; Vasey 1991). Nach dem Ausbruch des Hudson starben etwa eine Mio. Schafe auf Grund der Bedeckung des Weidelandes mit Tephra (Wilson et al. 2010a). Fluorose bei Schafen wurde auch nach dem Ausbruch des Ruapehu (1995-1996; Neuseeland) verzeichnet (Cronin et al. 1998).

Im Gegensatz zu den *Quercus*-PAR bleiben die Akkumulationsraten der *Plantaginaceae*-Pollen im Hangenden der Tephra weitestgehend im Bereich der natürlichen Schwankungsbreite des Tephraliegenden. Die PAR der Plantaginaceae nehmen bis zum Top des untersuchten Profilabschnittes deutlich zu und erreichen Werte, die z. T. dem Doppelten des Tephraliegenden entsprechen (Abb. 6.2.13). Bei einer Interpretation der Gehalte an Plantaginaceen-Pollen im Sediment als Indikator für eine Beweidung durch Nutztiere gibt der Verlauf Plantaginaceen-PAR im untersuchten Profilabschnitt demnach keine Anhaltspunkte für einen Rückgang der Weidetätigkeit nach Ablagerung der Tephra 3 (Nemrut 2.650 BP).

Arten der Gattung *Plantago* sind in Mitteleuropa wichtige Begleitkräuter in Wiesen, Weiden und Trittgemeinschaften (Lang 1994; Ellenberg 1996), sie sind jedoch auch Bestandteil der Primär- und Sekundärsukzession auf gestörten Flächen und in Ruderalflora in Mitteleuropa (Rebele 1992; Ellenberg 1996) und dem Mediterrangebiet (Bendali et al. 1990; Bonet 2004; Canadas et al. 2010). In der Vegetationssukzession auf vulkanischen Ablagerungen sind *Plantago*-Arten zwar nicht bestimmend, treten jedoch regelmäßig auf (Tsuyuzaki 1995, 2009; Poli-Marchese & Grillo 2000; Dale & Adams 2003). Die für das Vanseegebiet beschriebenen *Plantago*-Arten sind sämtlich Hemikryptophyten (Ünal & Behcet 2007) und können sich klonal verbreiten (Klimesova & Klimes 2006). Beide Eigenschaften werden als wichtig in der

Kolonisation vulkanischer Substrate betrachtet und zeichnen auch andere Vertreter der Krautpollenflora aus, die hohe Anteile am Pollensignal im Hangenden der Tephra 3 haben. Die deutliche Zunahme der Plantaginaceen-PAR im untersuchten Profilabschnitt des Tephrahangenden wird hier vor allem mit der Beteiligung von *Plantago*-Arten in der posteruptiven Vegetationssukzession erklärt. Auch wenn Pollen von *Plantago lanceolata* in Umweltarchiven in Mitteleuropa als Weidezeiger gelten, so ist dieser Zusammenhang für das Vanseegebiet ohne genauere Kenntnisse der ökologischen Ansprüche der verschiedenen *Plantago*-Arten in den Steppen Ostanatoliens nicht zweifelfrei zu übertragen. Die Beteiligung von *Plantago* in Ruderalgesellschaften und Vegetationssukzessionen – auch auf vulkanischen Substraten – lässt ein Auftreten in der Vegetationswiederbesiedlung nach Ausbruch des Nemrut wahrscheinlich erscheinen.

Wie die Plantaginaceen-PAR, so nehmen auch die Cerealia-PAR nach Ablagerung der Tephra nur wenig gegenüber dem Tephraliegenden ab und nehmen bis zum Top des untersuchten Profilabschnitts deutlich zu. Die Pollenakkumulationsraten der Pollen des Cerealia-Typs geben somit keinen Hinweis auf eine Abnahme der Getreideproduktion nach Ausbruch des Nemrut 2.650 BP. Pollenkörner von Obstgehölzen, z. B. *Malus*, *Prunus*, *Punica* oder *Vitis* konnten in den untersuchten Profilabschnitten jedoch nicht nachgewiesen werden, so dass sich keine Aussagen zu potenziellen Schäden machen lassen.

Zu Schäden an Nutzpflanzen, speziell an Getreide, infolge von Vulkanausbrüchen liegen nur sehr wenige publizierte Ergebnisse vor. Die Tephra des Mount St. Helens-Ausbruchs (1980, USA) hatte kaum negativen Einfluss auf die Weizenproduktion in den durch Tephrafälle betroffenen Gebieten. Sogar positive Effekte, z. B. verringerte Evaporation durch die Tephraabdeckung des Bodens, wurden angenommen (Cook et al. 1981). Die Mächtigkeit der unkomprimierten Tephra betrug hierbei nur selten mehr als einen Zentimeter. Am Paricutin (Mexiko) wurden Weizen und Gerste von 3 cm mächtiger Tephra nicht beeinflusst (Rees 1970). Ort et al. (2008) zeigen für den Ausbruch des Sunset Crater (ca. 50 n. Chr., USA), dass etwa 265 km<sup>2</sup> kultiviertem Land nach Bedeckung mit > 30 cm Tephra für mehrere Generationen aufgegeben wurde. Demgegenüber wurden vorher nichtkultivierbare Gebiete nach Bedeckung mit 3-8 cm Tephra landwirtschaftlich nutzbar. Die Tephra verbesserte langfristig die Wasserhalteigenschaften des Bodens durch verringerte Evaporation und Bodentemperatur sowie kurzfristig den Nährstoffgehalt des Bodens. Die Verbesserung der Bodeneigenschaften ermöglichte eine Ausweitung der ackerbaulichen Nutzfläche und der Produktion von Mais (Ort et al. 2008).

Das Ost- (*van ova*) und Nordostufer (Ercis) des Vansees stellt das Zentrum der urartäischen Siedlungstätigkeit im Vanseebecken dar (Karte 2.7.1, Bonzano 2010). Da die maximale Mächtigkeit der Tephra 3 in den Sedimentkernen der Ahlat-Ridge bei maximal 8,2 cm liegt, kann davon ausgegangen werden, dass die Tephramächtigkeit am Ost- und Nordostufer des Vansees, in über 100 km Entfernung zum Nemrut, sicherlich weitaus geringer als die an der Ahlat-Ridge aufgefundenen Tephramächtigkeiten war. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass eine Bedeckung mit wenigen Zentimetern Tephra zu starken und langanhaltenden Schäden an Getreide und anderen Feldfrüchten geführt hat. Dies stellt eine mögliche Erklärung für die nur sehr geringe und kurzandauernde Abnahme der Cerealia-Pollenakkumulationsraten im Hangenden der Tephra 3 dar.

Der Vergleich der Verläufe der Pollenakkumulationsraten des Cerealia-Typs mit den PAR der übrigen Gramineen in der vorliegenden Untersuchung zeigt zudem eine deutliche Übereinstimmung (Abb. 6.2.15). Anzunehmen ist deshalb, dass ein großer Teil der dem Cerealia-Typ zugewiesenen Pollen nichtkultivierten Gräsern zuzuordnen ist. Aus diesem Grund ist fraglich, inwieweit sich über die hier vorgefundene sehr geringe Veränderung der Cerealia-Werte im Tephrahangenden überhaupt auf potenzielle Schäden an kultivierten Getreiden schließen lässt.

Auch bei einer Interpretation der Cerealia-Typ-Pollenanteile als überwiegend anthropogen bedingt bietet sich keine hinreichende Erklärung für den starken Anstieg der Pollenakkumulationsraten des Cerealia-Typs nach ca. 2.630 BP, auch wenn durch die

Ablagerung der Tephra ein positiver Effekt, z. B. durch Verbesserung der Wasserverfügbarkeit oder Dünnung, zu verzeichnen gewesen wäre. Bei einer Interpretation der Cerealia-Werte als anthropogen bestimmt müsste, um eine so starke Zunahme der Pollenakkumulationsraten zu bewirken, die ackerbaulich genutzte Fläche deutlich zugenommen haben. Dies erscheint zum einen auf Grund des kurzen Zeitraums (< 10 Jahren) als unwahrscheinlich, zum anderen wird die ackerbauliche Nutzung im Gebiet des Vansees vor allem durch die Wasserverfügbarkeit (Wartke 1993) und Verfügbarkeit ebener bzw. gering geneigter Flächen begrenzt (Bonzano 2010).

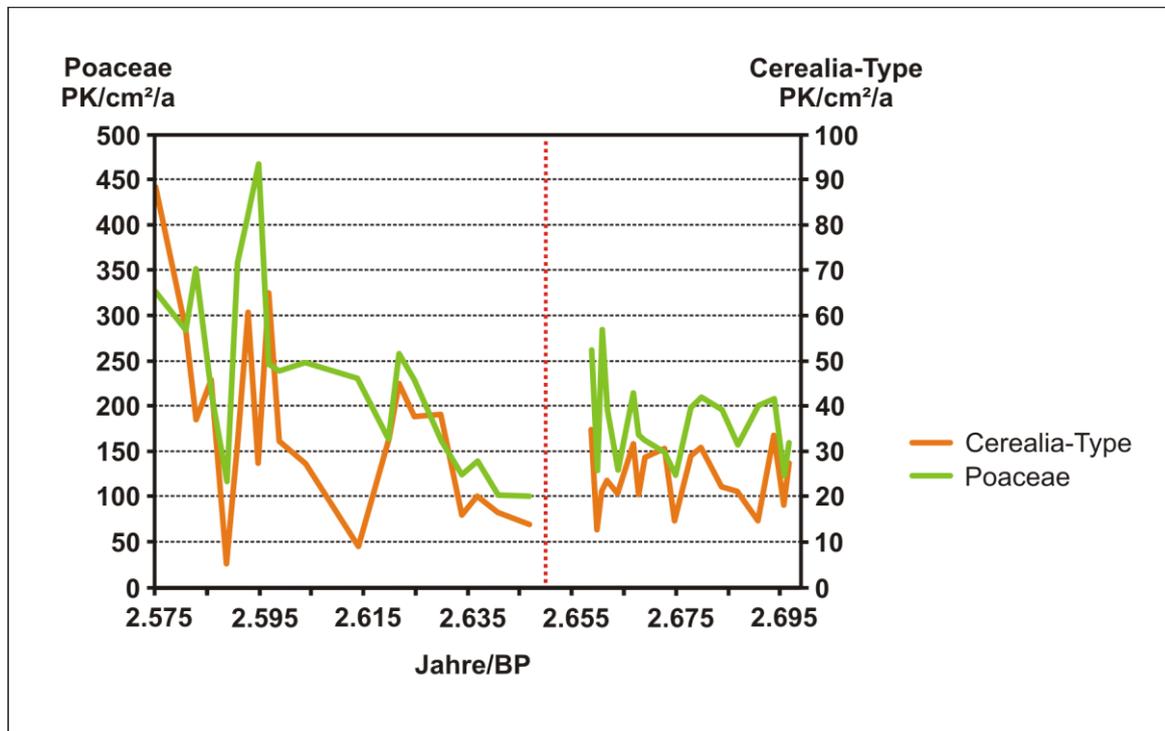


Abb. 7.8.1: Tephra 3: Vergleich der Pollenakkumulationsraten der Poaceae und des Cerealia-Typs in den Profilabschnitten der Kerne VAN04-8-3 und -4. Rote vertikale Linie kennzeichnet die Tephra 3.

Auf Grund der Befunde von Bottema (1995) zur Herkunft der Pollen des Cerealia-Typs und der deutlichen Übereinstimmung der Verläufe der PAR des Cerealia-Typs und der übrigen Gramineenpollen wird hier die Zunahme der Cerealia-Pollen nach ca. 2.630 BP als auf natürlichen Ursachen beruhend angenommen. Im Zuge der Ausbreitung von Gräsern in den durch die Tephra 3 beeinflussten Steppenarealen sowie u. U. in der Primärsukzession in den am stärksten durch die Eruption betroffenen Gebieten in der Umgebung des Nemrut ist auch mit einer Beteiligung von Wildgetreiden und anderen Gramineen, die Pollen des Cerealia-Typs produzieren, zu rechnen. Somit kann die starke Zunahme der Cerealia-PAR nach 2.630 BP über die ablaufende Vegetationswiederbesiedlung bzw. -sukzession erklärt werden.

Eine Auswirkung – in negativer wie positiver Hinsicht – auf die landwirtschaftliche Nutzung des Gebiets als Folge des Nemrut-Ausbruchs kann jedoch trotzdem nicht ausgeschlossen werden, sondern ist anhand der verwendeten Methoden nicht nachweisbar. Nach den Erfahrungen mit rezenten Eruptionen sind verheerende, langandauernde Folgen sehr wahrscheinlich ausgeschlossen.

Auf Grund der hier vorgestellten Ergebnisse kann der Ausbruch des Nemrut ca. 2650 BP als Grund für die plötzliche Aufgabe der urartäischen Festung Ayanis ausgeschlossen werden. Zum einen ist die Eruption nach den Ergebnissen der Warvenzählungen (Landmann 1996; Lemcke 1996; Litt et al. 2009) dem Ende von Ayanis zeitlich vorzudatieren, zum anderen waren die Auswirkungen der Eruption am Ostufer des Vansees sehr wahrscheinlich zu gering, um andauernde Schäden an agrarischen Nutzflächen zu verursachen.

## 8. Abschließende Zusammenfassung und Bewertung

In der vorliegenden Arbeit werden die potenziellen Auswirkungen holozäner Vulkanausbrüche auf die Vegetation und Landwirtschaft im Gebiet des Vansees (Türkei) pollenanalytisch und warvensedimentologisch untersucht.

Es wird der Nachweis erbracht für eine deutliche Vegetationsschädigung und anschließende Vegetationswiederbesiedlung nach Ausbruch des Nemrutvulkans ca. 2.650 BP im Gebiet des Vansees. Zwei Ausbrüche des Nemrut im Früh- und frühen Mittelholozän haben keine oder nur geringe und deshalb palynologisch nicht nachweisbare Schäden an der Vegetation verursacht.

Die vorliegenden Daten geben keinen Hinweis für klimatisch oder anthropogen induzierte Vegetationsveränderungen innerhalb der untersuchten Zeitabschnitte. Die in den Profilabschnitten der Tephren 6 und 5 beobachteten Verläufe der Pollenakkumulationsraten sind sehr wahrscheinlich auf annuelle Unterschiede in der Pollenproduktion sowie im Polleneintrag zurückzuführen.

Die Veränderungen in den individuellen zeitlichen Verläufen der Pollenakkumulationsraten und in den Krautpollen-/Eichenpollenverhältnissen indizieren einen erheblichen Einfluss des Nemrut-Ausbruchs 2.650 BP auf die Vegetation im Untersuchungsgebiet. Die Eichenbestände in der Umgebung des Nemrut waren durch ihre Nähe zum Eruptionszentrum, deutlich stärker betroffen als die Steppenvegetation im Norden und Osten des Vansees. Die relativ schnelle Wiederzunahme der *Quercus*-Pollenakkumulationsraten innerhalb von ca. 40 Warvenjahren lässt eine totale Zerstörung großer Teile des Eichenbestandes jedoch unwahrscheinlich erscheinen. Aus dem Rückgang der *Quercus*-PAR um etwa 75 % subsequent zur Tephra kann deshalb nicht auf eine quantitative Abnahme des Eichenbestandes um den gleichen Wert geschlossen werden. Vielmehr ist von einem hohen Anteil an reversibel geschädigten Bäumen auszugehen, die weniger Blüten bildeten und deshalb weniger Pollen produzierten. Die allmähliche Erholung dieser Bestände, verbunden mit der Wiederbesiedlung in dem am stärksten betroffenen Gebiet auf dem Nemrut und in dessen direkter Umgebung, bietet die wahrscheinlichste Erklärung für die graduelle und relativ schnelle Zunahme der Eichenpollenanteile in dem untersuchten Sedimentprofil.

Die Krautpollenakkumulationsraten nehmen im Vergleich zu *Quercus* weniger stark ab und erreichen in der Regel deutlich früher die präeruptiven Schwankungsbreiten. Auf Grund der räumlichen Gegebenheiten und der Lage des Bohrpunktes im Nordteil des Vansees ist von einem vorrangigen Eintrag der Steppenpflanzenpollen aus den sich direkt nördlich und nordöstlich des Vansees befindenden Steppengebieten auszugehen. Die Pollendaten indizieren, dass diese Steppengebiete auf Grund ihrer Entfernung zum Vulkan sehr wahrscheinlich weit weniger starken Einflüssen der Eruption ausgesetzt waren. Die Polleneinträge im Tephrahängenden repräsentieren aus diesem Grund sehr wahrscheinlich eine Sekundärsukzession. Der Ablauf und die zeitliche Abfolge der Zunahme der individuellen Krautpollentypen lassen sich gut über relative Anteile an Überdauerungsformen und Ausbreitungsstrategien der verschiedenen Pflanzenfamilien- bzw. -gattungen erklären.

Pollenanalytisch lassen sich keine Auswirkungen des Nemrut-Ausbruchs ca. 2.650 BP auf die landwirtschaftliche Nutzung dieser Zeit im Gebiet nachweisen. Da sich die eisenzeitlichen Siedlungszentren in relativ weiter Entfernung zum Nemrut befanden und in diesen Gebieten nur von geringen Tephramächtigkeiten auszugehen ist, hatte der Ausbruch sehr wahrscheinlich keine starken oder langandauernden Folgen für die Agrarnutzung.

Insgesamt zeigen alle hier diskutierten palynologischen Daten gute Übereinstimmungen mit Studien zu Vegetationsveränderungen infolge rezenter Vulkaneruptionen.

Die Sedimentationsraten in den untersuchten Profilabschnitten im Bereich der Tephren 5 und 6 zeigen keine Veränderungen. Änderungen der Warvenmächtigkeiten im Profilabschnitt im Bereich der Tephra 3 lassen sich kausal nicht auf den Ausbruch des Nemrut ca. 2.650 BP zurückführen. Die teilweise starken Fluktuationen und die deutliche Zunahme der

Warvenmächtigkeiten, speziell der Sommerlagendicken, über den untersuchten Profilabschnitt lassen sich nur über Klimaereignisse erklären, die zu höheren Niederschlägen oder höherer Evaporation führten.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen weiteren Forschungsbedarf auf. Studien zur Ausprägung heutiger Pollensignale in Vegetationssukzessionen nach Störungsereignissen können zur Bewertung der hier vorgestellten Daten beitragen. Untersuchungen an weiteren Seen im Umland des Vansees könnten das Verständnis der lokalen Vegetations- und Siedlungsgeschichte und ihrer Abgrenzung von regionalen und großräumigen Entwicklungen verbessern. Die Untersuchung von mittel- und jungpleistozänen vulkanischen Ablagerungen in den im Sommer 2010 im Rahmen der ICDP-Kampagne *PALEOVAN* abgeteufte Bohrkernen bietet zudem die Möglichkeit auch die Folgen sehr großer vulkanischer Ereignisse auf die Vegetation und das Klima zu studieren.

Die hohe zeitliche Auflösung dieser palynologischen Untersuchung konnte kurze und abrupte Vegetationsveränderungen nachweisen. Da pollenanalytische Studien es ermöglichen Vegetationsentwicklungen über lange Zeiträume zu untersuchen, die durch von Rezentstudien nicht erfasst werden können, bietet sich somit eine besondere Möglichkeit zur Lösung rezentökologischer Fragestellungen beizutragen.

## 9. Literatur

- Aas, G. (2000): *Quercus petraea* (Mattuschka) Lieblein, 1784. In: Roloff, A., Weisgerber, H., Lang, U. M. & B. Stimm (eds.): Enzyklopädie der Holzgewächse. Ecomed Verlag, Landsberg. 20. Ergänzungslieferung. 16 pp.
- Adams, A. B., Dale, V. H., Smith, E. P. & A. R. Kruckeberg (1987): Plant survival, growth form and regeneration following the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Northwest Science* 61: 160-170.
- Agnew, A. D. Q., Collins, S. L. & E. Van Der Maarel. (1993): Mechanisms and processes in vegetation dynamics: Introduction. *Journal of Vegetation Science* 4: 146-148.
- Altinli, I. E., Akarsu, I., Arni, P., Blumenthal, M., Erentöz, B., Ericson, B., Erk, S., Kiraner, F., Mercier, J., Öztemür, C., Pamir, H. N., Topkaya, M., Tolun, N., Türkünal, S., Ternek, Z., Ürgün, S., & T. Yücel (1961): Geological Map of Turkey 1:100.000, Sheet Van. Institute of Mineral Research and Exploration, Ankara.
- Altinli, I. E. (1964): The Geology of eastern and southeastern Anatolia (pts. I & II). Institute of Mineral Research and Exploration Bulletin 66: 23-76.
- Altioğ, A. & L. Behçet (2005): The Flora of Bitlis River valley. *Turkish Journal of Botany* 29: 355-387.
- Akca, E., Cimrin, K. M., Ryan, J., Nagano, T., Topaksu, M. & S. Kapur (2008): Differentiating the fossil and man-made terraces of Lake Van, Eastern Anatolia, utilizing earth science methods. *Lakes & Reservoirs: Research and Management* 13: 83-93.
- Akcar, N. & C. Schlüchter (2005): Paleoglaciations in Anatolia. A schematic review and first results. *Eiszeitalter und Gegenwart* 55: 102-121.
- Allison, P. M. (2002): Recurring tremors: The continuing impact of the AD 79 eruption of Mt. Vesuvius. In: Torrence, R. & J. Grattan (eds.): *Natural disasters and cultural change*. Routledge, London: 107-125.
- Andersen, S. T. (1970): The relative pollen productivity and pollen representativity of North European trees and correction factors for tree pollen spectra. *Danmarks Geologiske Undersøgelse II* 96: 1-99.
- Anderson, R. Y. & W. E. Dean (1988): Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62: 215-235.
- Anderson, R. Y., Nuhfer, E. B. & W. E. Dean (1985): Sedimentation in a Blast-Zone lake at Mount St. Helens, Washington - implications for varve formation. *Geology* 13: 348-352.
- Angus, D. A., Wilson, D. C., Sandvol, E. & J. F. Ni (2006): Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal International* 166: 1335-1346.
- Antos, J. A. & D. B. Zobel (1985a): Recovery of forest understories buried by tephra from Mount St. Helens. *Vegetatio* 64: 103-111.
- Antos, J. A. & D. B. Zobel (1985b): Plant form, development plasticity, and survival following burial by volcanic tephra. *Canadian Journal of Botany* 63: 2083-2090.
- Antos, J. A. & D. B. Zobel (1985c): Upward movement of underground plant parts into deposits of tephra from Mount St. Helens. *Canadian Journal of Botany* 63: 2091-2096.
- Antos, J. A. & D. B. Zobel (2005): Plant responses in forests of the tephra-fall zone. In: Dale, V. H., Swanson, F. J. & C. M. Crisafulli (eds.): *Ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens*. Springer, New York: 47-58.
- Arnalds, O. (2008): Andosols. In: Chesworth, W. (ed.): *Encyclopedia of Soil Science*. Springer, Dordrecht: 39-46.
- Aston, B. C. (1915): The vegetation of Tarawera mountains, New Zealand. *Transactions of the New Zealand Institute* 48: 304-314.
- Aydar, E., Gourgaud, A., Ulusoy, I., Dignonnet, F., Labazuy, P., Sen, E., Bayhan, H., Kurttas, T. & A. U. Tölluğlu (2003): Morphological analysis of Mount Nemrut stratovolcano,

- eastern Turkey: evidences and possible impact areas of future eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123: 301-312.
- Baales, M., Jöris, O., Street, M., Bittmann, F., Weninger, B. & J. Wiethold (2002): Impact of the Late Glacial Eruption of the Laacher See Volcano, Central Rhineland, Germany. *Quaternary Research* 58: 273-288.
- Bacon, C. R. & M. A. Lanphere (2006): Eruptive history and geochronology of Mount Mazama and the Crater Lake region, Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 118: 1331-1359.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A. & A. Kaufman (1997): Late Quaternary paleoclimate of the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research* 47: 155-168.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A. & G. J. Wasserburg (1999): The eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq Cave, Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 166: 85-95.
- Behling, H. (2000): A 2860-year high-resolution pollen and charcoal record from the Cordillera de Talamanca in Panama: a history of human and volcanic disturbance. *The Holocene* 10: 387-393.
- Behre, K.-E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores* 23: 225-245.
- Behre, K.-E. (1990): Some reflections on anthropogenic indicators and the record of prehistoric occupation phases in pollen diagrams of the Near East. In: Bottema, S., Entjes-Nieborg, G. & W. Van Zeist (eds.): *Man's role in the shaping of the eastern Mediterranean landscape*. Balkema, Rotterdam: 219-230.
- Beisner, B. E., Haydon, D. T. & K. Cuddington (2003): Alternative stable states in ecology. *Frontiers in Ecology and the Environment* 1: 376-382.
- Belli, O. (1991): Ore deposits and mining in Eastern Anatolia in the Urartian Period: Silver, copper, and iron. In: Merhav, R. (ed.): *Urartu - a metalworking center in the First Millenium B.C.E.*. The Israel Museum, Jerusalem: 14-41.
- Belli, O. (1999): Dams, reservoirs and irrigation channels of the Van plain in the period of the Urartian kingdom. *Anatolian Studies* 49: 11-26.
- Belli, O. (2001a): Research on the rock art in East Anatolia. In: Belli, O. (ed.): *Istanbul University's contributions to archaeology in Turkey (1932-2000)*. Istanbul University Rectorate Publication, Istanbul: 266-270.
- Belli, O. (2001b): The discovery of cave paintings in the Van Region. In: Belli, O. (ed.): *Istanbul University's contributions to archaeology in Turkey (1932-2000)*. Istanbul University Rectorate Publication, Istanbul: 261-265.
- Belli, O. & E. Konyar (2001): Excavations at Van-Yoncatepe Fortress and Necropolis. *Tel Aviv* 28: 169-212.
- Bellomo, S., Aiuppa, A., D'Allessandro, W. & F. Parello (2007): Environmental impact of magmatic flourine emission in the Mt. Etna area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165: 87-101.
- Bendali, F., Floret, C., Le Floc'h, E. & R. Pontanier (1990): The dynamics of vegetation and sand mobility in arid regions of Tunisia. *Journal of Arid Environments* 18: 21-32.
- Benson, V. (2005): Volcanoes and the economy. In: Marti, J. & G. G. J. Ernst (eds.): *Volcanoes and the environment*. Cambridge University Press, Cambridge: 440-468.
- Berglund, B. E. & M. Ralska-Jasiewiczowa (1986): Pollen analysis and pollen diagrams. In: Berglund, B. E. & M. Ralska-Jasiewiczowa (eds.): *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Wiley, New York: 455-484.
- Bertness, M. D. & S. D. Hacker (1994): Physical stress and positive associations among plants. *American Naturalist* 144: 363-372.
- Beug, H.-J. (2004): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Dr. Friedrich Pfeil, München. 542 pp.

- Birks, H. J. B. (1994): Did Icelandic volcanic eruptions influence the post-glacial vegetational history of the British Isles? *Tree* 9: 312-314.
- Birks, H. J. B. & H. H. Birks (1980): *Quaternary palaeoecology*. Arnold, London. 289 pp.
- Birks, H. J. B. & A. D. Gordon (1985): *Numerical methods in Quaternary pollen analysis*. Academic Press, London. 317 pp.
- Birks, H. J. B. & A. F. Lotter (1994): The impact of the Laacher See Volcano (11000 yr BP) on terrestrial vegetation and diatoms. *Journal of Paleolimnology* 11: 313-322.
- Black, R. A. & R. N. Mack (1984): Aseasonal leaf abscission in *Populus* induced by volcanic ash. *Oecologia* 64: 295-299.
- Blackford, J. J., Edwards, K. J., Dugmore, A. J., Cook, G. T. & P. C. Buckland (1992): Icelandic volcanic ash and the mid-Holocene Scots pine (*Pinus sylvestris*) pollen decline in northern Scotland. *The Holocene* 2: 260-265.
- Blinman, E., Mehringer, P. J. & J. C. Sheppard (1979): Pollen influx and the deposition of Mazama and Glacier Peak tephra. In: Sheets, P. D. & D. K. Grayson (eds.) *Volcanic activity and human ecology*. Academic Press, New York: 393-426.
- Blong, R. J. (1984): *Volcanic hazards: A sourcebook on the effects of eruptions*. Academic Press, Sydney. 424 pp.
- Böhmer, H. J. (1999): *Vegetationsdynamik im Hochgebirge unter dem Einfluß natürlicher Störungen*. Dissertationes Botanicae 311. J. Cramer, Berlin. 180 pp.
- Bonadonna, C. & J. C. Phillips (2003): Sedimentation from strong volcanic plumes. *Journal of Geophysical Research* 108: 2340.
- Bonet, A. (2004): Secondary succession of semi-arid Mediterranean old-fields in south-eastern Spain: insights for conservation and restoration of degraded lands. *Journal of Arid Environments* 56: 213-233.
- Bonny, A. P. (1980): Seasonal and annual variation over 5 years in contemporary airborne pollen trapped at a Cumbrian lake. *Journal of Ecology* 68: 421-441.
- Bonzano, S. (2010): Highlands of South Eastern Anatolian landscape: An integrated methodology. In: Alarashi, H., Chambrade, M.-L., Gondet, S., Jouvenel, A., Sauvage, C. & H. Tronchere (eds.): *Regards croisés sur l'étude archéologique des paysages anciens. Nouvelles recherches dans le Bassin méditerranéen, en Asie Centrale et au Proche et au Moyen-Orient*. Travaux de la maison l'Orient méditerranéen 56. Maison de l'Orient, Lyon: 195-203.
- Boessneck, J. & M. Kokabi (1988): Tierknochenfunde. In: Kleiss, W. (ed.): *Bastam II: Ausgrabungen in den urartäischen Anlagen 1977-1978*. Teheraner Forschungen 5. Mann, Berlin: 175-268.
- Bottema, S. (1986): A late Quaternary pollen diagram from Lake Urmia (Northwestern Iran). *Review of Palaeobotany and Palynology* 47: 241-261.
- Bottema, S. (1992): Prehistoric cereal gathering and farming in the Near East: the pollen evidence. *Review of Palaeobotany and Palynology* 73: 21-33.
- Bottema, S. (2002): The use of palynology in tracing early agriculture. In: Cappers, R. T. J. & S. Bottema (eds.): *The dawn of farming in the Near East. Studies in Near Eastern production, subsistence, and environment* 6. Ex Oriente, Berlin: 27-38.
- Bottema, S. (1995): Holocene vegetation of the Van area: palynological and chronological evidence from Sögütlü, Turkey. *Vegetation History and Archaeobotany* 4: 187-193.
- Bottema, S. & A. Sarpaki (2003): Environmental change in Crete: a 9000-year record of Holocene vegetation history and the effect of the Santorini eruption. *The Holocene* 13: 733-749.
- Bottema, S. & H. Woldring (1990): Anthropogenic indicators in the pollen record of the Near East. In: *Man's role in the shaping of the eastern Mediterranean landscape*. Balkema, Rotterdam: 231-264.
- Boyd, W. E., Lentfer, C. J. & J. Parr (2005): Interactions between human activity, volcanic eruptions and vegetation during the Holocene at Garua and Numundo, West New Britain, PNG. *Quaternary Research* 64: 384-398.

- Bradshaw, R. H. W. & N. G. Miller (1988): Recent successional processes investigated by pollen analysis of closed canopy forest sites. *Vegetatio* 76: 45-54.
- Brandes, D. (1985): Die spontane Vegetation toskanischer Städte. *Tuexenia* 5: 113-125.
- Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M. & J. F. W. Negendank (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* 18: 321-329.
- Brayshay, M. & J. P. Grattan (1999): Environmental and social responses in Europe to the 1783 eruption of the Laki fissure volcano in Iceland: a consideration of contemporary documentary evidence. In: Firth, C. R. & W. J. McGuire (eds.) *Volcanoes in the Quaternary*. Geological Society Special Publication 161, London: 173-188.
- Brooker, R. W., Maestre, F. T., Callaway, R. M., Lortie, C. L., Cavieres, L. A., Kunstler, G., Liancourt, P., Tielböger, K., Travis, J. M. J., Anthelme, F., Armas, C., Coll, L., Corcket, E., Delzon, S, Forey, E., Kikvidze, Z., Olofsson, J., Pugnaire, F., Quiroz, C. L., Saccone, P., Schiffers, K., Seifan, M., Touzard, B. & R. Michalet (2008): Facilitation in plant communities: the past, the present, and the future. *Journal of Ecology* 96: 18-34.
- Butzer, K. W. (1997): Sociopolitical discontinuity in the Near East c. 2200 B.C.E.: scenarios from Palestine and Egypt. In: Dalfes, N., Kukla, G. & H. Weiss (eds.): *Third Millennium BC climate change and Old World collapse*. Springer, Berlin: 245-296.
- Canadas, E. M., Jimenez, M. N., Valle, F., Fernandez-Ondono, E., Martin-Peinado, F. & F. B. Navarro (2010): Soil-vegetation relationships in semi-arid Mediterranean old fields (SE Spain): Implications for management. *Journal of Arid Environments* 74: 1525-1533.
- Chapin, F. S., Matson, P. A., & H. A. Mooney (2002): *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. Springer, New York. 436 pp.
- Charman, D. J., West, S., Kelly, A. & J. Grattan (1995): Environmental change and tephra deposition. The Strath of Kildonan, northern Scotland. *Journal of Archaeological Science* 22: 799-809.
- Chataigner, C., Poidevin, J. L. & N. O. Arnaud (1998): Turkish occurrences of obsidian and use by prehistoric people in the Near East from 14,000 to 6000 BP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 517-537.
- Cilingiroglu, A. & M. Salvini (1999): When was the castle of Ayanis built and what is the meaning of the word suri? *Anatolian Studies* 49: 55-60.
- Clark, J. R. (1983): Age related changes in trees. *Journal of Arboriculture* 9: 201-205.
- Clarkson, B. D. (1990): A review of vegetation development following recent (<450 years) volcanic disturbances in North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Ecology* 14: 59-71.
- Clarkson, B. D. (1997): Vegetation succession (1967-89) on five recent montane lava flows, Mauna Loa, Hawaii. *New Zealand Journal of Ecology* 22:1-9
- Clarkson, B. D. & B. R. Clarkson (1994): Vegetation change following recent eruptions on White Island (Whakaari), Bay of Plenty, New Zealand. *New Zealand Journal of Botany* 32: 21-36.
- Clements, F. E. (1916): *Plant succession: An analysis of the development of vegetation*. Carnegie Institution of Washington, Washington. 512 pp.
- Clements, F. E. (1936): Nature and structure of the climax. *Journal of Ecology* 24: 252-284.
- Cleveland, W. S. (1979): Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American Statistical Association* 74: 829-836.
- Cleveland, W. S. & S. J. Devlin (1988): Locally-weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting. *Journal of the American Statistical Association* 83: 596-610.
- Cocharro, L. P., Rigamonti, A., Castelletti, L. & A. Maspero (2001): Preliminary report on the plant remains from Ayanis. In: Cilingiroglu, A. & M. Salvini (eds.): *Ayanis I. Ten years of excavations at Rusahinili Eidurukai 1989-1998*. Documenta Asiana 6. CNR Istituto per gli Studi Micenei ed Egeo-Anatolici, Roma: 391-396.

- Collins, B. D. & T. Dunne (1986): Erosion of tephra from the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Geological Society of America Bulletin* 97: 905-986.
- Connell, J. H. & R. O. Slayter (1977): Mechanisms of succession in natural communities and their role in community stability and organization. *The American Naturalist* 111: 1119-1144.
- Connor, S. E., Thomas, I., Kvavadze, E. V., Arabuli, G. J., Avakov, G. S. & A. Sagona (2004): a survey of modern pollen and vegetation along an altitudinal transect in southern Georgia, Caucasus region. *Review of Palaeobotany and Palynology* 129: 229-250.
- Coode, M. J. E. & J. Cullen (1965): *Pinus*. In: Davis, P. H. (ed.): *Flora of Turkey and the East Aegean Islands*. Edinburgh University Press, Edinburgh: 72-75.
- Cook, R. J., Barron, J. C., Papendick, R. I. & G. J. Williams III (1981): Impact on agriculture of the Mount St. Helens eruptions. *Science* 211: 16-22.
- Cooper, R. & E. D. Rudolph (1953): The role of lichens in soil formation and plant succession. *Ecology* 34: 805-807.
- Cronin, S. J., Hedley, M. J., Neall, V. E. & R. G. Smith (1998): Agronomic impact of Tephra fallout from the 1995 and 1996 Ruapehu Volcano eruptions, New Zealand. *Environmental Geology* 34: 21-30.
- Critchfield, W. B. & E. L. Little (1966): *Geographic distribution of the Pines of the World*. USDA Forest Service Miscellaneous Publications 991. 101 pp.
- Cwynar, L. C. (1978): Recent history of fire and vegetation from laminated sediments of Greenleaf Lake, Algonquin Park, Ontario. *Canadian Journal of Botany* 5: 10-21.
- Dale, V. H. (1989): Wind dispersed seeds and plant recovery on Mount St. Helens debris avalanche. *Canadian Journal of Botany* 67: 1434-1441.
- Dale, V. H. & W. M. Adams (2003): Plant reestablishment 15 years after the debris avalanche at Mount St. Helens, Washington. *The Science of the Total Environment* 313: 101-113.
- Dale, V. H., Campbell, D. R., Adams, W. M., Crissafulli, C. M., Dains, V. I., Frenzen, P. M. & R. F. Holland (2005a): Plant succession on the Mount St. Helens debris avalanche deposit. In: Dale, V. H., Swanson, F. J. & C. M. Crisafulli (eds.): *Ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens*. Springer, New York: 59-74.
- Dale, V. H., Delgado-Acevedo, J & J. MacMahon (2005b): Effects of modern volcanic eruptions on vegetation. In: Marti, J. & G. G. J. Ernst (eds.): *Volcanoes and the environment*. Cambridge University Press, Cambridge: 227-249.
- Dale, V. H., Swanson, F. J. & C. M. Crisafulli (2005c): Disturbance, survival, and succession: Understanding ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens. In: Dale, V. H., Swanson, F. J. & C. M. Crisafulli (eds.): *Ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens*. Springer, New York: 3-12.
- Danulat, E. & S. Kempe (1992): Nitrogenous waste excretion and accumulation of urea and ammonia in *Chalcalburnus tarichi* (Cyprinidae), endemic to the extremely alkaline Lake Van (Eastern Turkey). *Fish Physiology and Biochemistry* 9: 377-386.
- Davis, M. B. (1963): On the theory of pollen analysis. *American Journal of Science* 261: 897-912.
- Davis, M. B. (2000): Palynology after Y2K – understanding the source area of pollen in sediments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28: 1-18.
- Davis, M. B. & L. B. Brubaker (1973): Differential sedimentation of pollen grains in lakes. *Limnology and Oceanography* 18: 635-646.
- Davis, M. B. & E. S. Deevey (1964): Pollen accumulation rates. Estimates from Late-Glacial sediments of Rogers Lake. *Science* 145: 1293-1295.
- Davis, P. H. (1956): *Lake Van and Turkish Kurdistan: A botanical journey*. *The Geographical Journal* 122: 156-165.
- Davis, P. H. (1965) (ed.): *Flora of Turkey and the East Aegean Islands Vol. 1*. Edinburgh University Press, Edinburgh. 567 pp.

- Davis, P. H. (1971): Distribution patterns in Anatolia with special reference to endemism. In: Davis, P. H., Harper, P. C. & I. C. Hedge (eds.): *Plant life of South-West Asia*. Botanical Society of Edinburgh, Edinburgh: 15-27.
- Dean, W. E., Bradbury, J. P., Anderson, R. Y. & C. W. Barnosky (1984): The variability of Holocene climate change: Evidence from varved lake sediments. *Science* 226
- Degens, E. T., Wong, H. K., Kempe, S. & F. Kurtman (1984): A geological study of Lake Van, eastern Turkey. *Geologische Rundschau* 73: 701-734.
- De Geer, G. (1912): A geochronology for the last 12000 years. *Proceedings of the 11<sup>th</sup> International Geological Congress 1910, Stockholm Sweden*: 241-253.
- DeMenocal, P. B. (2001): Cultural response to climate change during the Late Holocene. *Science* 292: 667-673.
- Del Moral, R. & L. C. Bliss (1993): Mechanisms of primary succession: insights resulting from the eruption of Mount St. Helens. *Advances in Ecological Research* 24: 1-66.
- Del Moral, R. & S. Yu. Grishin (1999): Volcanic disturbances and ecosystem recovery. In: Walker, L. R. (ed): *Ecosystems of disturbed ground. Ecosystems of the World* 16. Elsevier, Amsterdam: 137-160.
- Del Moral, R. & D. M. Wood (1988): Dynamics of herbaceous recovery on Mount St. Helens, Washington, USA, after a volcanic eruption. *Vegetatio* 74: 11-27.
- Del Moral, R. Wood, D. M. & J. H. Titus (2005): Proximity, microsites, and biotic interactions during early succession & geological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens. In: Dale, V. H., Swanson, F. J. & C. M. Crisafulli (eds.): *Ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens*. Springer, New York: 93-110.
- Dethier, D. P., Pevear, D. R., & D. Frank (1981): Alteration of new volcanic deposits. In: Lipman, P. W. & D. R. Mullineaux (eds.): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. USGS Professional Paper 1250: 649-665.
- Djamali, M., De Beaulieu, J.-L., Shah-Hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhiani, H., Leroy, S. A. G., Stevens, L., Lahijani, H. & S. Brewer (2008): A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran. *Quaternary Research* 69: 413-420.
- Djamali, M., De Beaulieu, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Berberian, M., Miller, N. F., Gandouin, E., Lahijani, H., Shah-Hosseini, M., Ponel, P., Salimian, M., & F. Guiter (2009): A late Holocene pollen record from Lake Almalou in NW Iran: evidence for changing land-use in relation to some historical events during the last 3700 years. *Journal of Archaeological Science* 36: 1-12.
- Dönmez, E. O. (2003): Urartian crop plant remains from Patnos (Agri), eastern Turkey. *Anatolian Studies* 53: 89-95.
- Dömez, E. O. & O. Belli (2007): Uratian plant cultivation at Yoncatepe (Van), eastern Turkey. *Economic Botany* 61: 290-298.
- Düll, R. & H. Werner (1956): Pflanzensoziologische Studien im Stadtgebiet von Berlin. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Berlin* 5: 321-331.
- Dull, R. A., Southon, J. R. & P. D. Sheets (2001): Volcanism, ecology and culture: A reassessment of the Volcan Ilopango TBJ eruption in the southern Maya realm. *Latin American Antiquity* 12: 25-44.
- Dunwiddie, P. W. (1986): A 6000-year record of forest history on Mount Rainier, Washington. *Ecology* 67: 58-68.
- Dwyer, R. B. & F. J. G. Mitchell (1997): Investigation on the environmental impact of remote volcanic activity on north Mayo, Ireland, during the mid-Holocene. *The Holocene* 7: 113-118.
- Eastwood, W. J., Tibby, J., Roberts, N., Birks, H. J. B. & H. F. Lamb (2002): The environmental impact of the Minoan eruption of Santorini (Thera): statistical analysis of palaeoecological data from Golbisar, southwest Turkey. *The Holocene* 12: 431-444.
- Edwards, J. S. (1988): Life in the allobiosphere. *Tree* 3: 111-114.

- Edwards, K. J., Buckland, P. C., Blackford, J. J., Dugmore, A. J. & J. P. Sadler (1994): The impact of tephra: proximal and distal studies of Icelandic eruptions. In: Stötter, J. & F. Wilhelm (eds.): Environmental change in Iceland. Münchener Geographische Abhandlungen B12: 79-99.
- Edwards, K. J. & R. Craigie (1998): Palynological and vegetational changes associated with the deposition of Saksunarvatn Ash in the Faroe Islands. *Froðskaparrit* 46: 245-258.
- Edwards, K. J., Dugmore, A. J. & J. J. Blackford (2004): Vegetational response to tephra deposition and land-use change in Iceland: a modern analogue and multiple working hypothesis approach to tephropalynology. *Polar Record* 40: 113-120.
- Eggler, W. A. (1948): Plant communities in the vicinity of the volcano El Parícutin, Mexico, after two and a half years of eruption. *Ecology* 29: 415-436.
- Eggler, W. A. (1959): Manner of invasion of volcanic deposits by plants, with further evidence from Parícutin and Jorullo. *Ecological Monographs* 29: 267-284.
- Ekim, T. & A. Güner (1986): The Anatolian Diagonal: fact or fiction? *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* 89B: 69-77.
- Ellenberg, H. (1996): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht*. 5. ed.. Eugen Ulmer, Stuttgart. 1095 pp.
- Ellenberg, H., Weber, H. E., Düll, R., Wirth, V., Werner, W. & D. Paulißen (1992): *Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa*. 2. ed.. *Scripta Geobotanica* 18. Goltze, Göttingen. 258 pp.
- Enters, D., Lücke, A. & B. Zolitschka (2006): Effects of land-use change on deposition and composition of organic matter in Frickenhauser See, northern Bavaria, Germany. *Science of the Total Environment* 369: 178-187.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J. I., Notsu, K., Tokel, S. & T. Ui (1990): Doğu ve güneydoğu anadolu neojen-kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. *MTA Dergisi* 110: 143-164.
- Erinc, S. & N. Tuncdilek (1952): The agricultural regions of Turkey. *Geographical Review* 42: 179-203.
- Erzen, A. (1992): *Eastern Anatolia and Urartians*. 3. ed.. Turkish Historical Society 20, Ankara. 96 pp.
- Espelta, J. M., Retana, J. & A. Habrouk (2003): Resprouting patterns after fire and response to stool cleaning of two coexisting Mediterranean oaks with contrasting leaf habits on two different sites. *Forest Ecology and Management* 179: 401-414.
- Everham, E. M. & N. V. L. Brokaw (1996): Forest damage and recovery from catastrophic wind. *The Botanical Review* 62: 114-185.
- Fægri, K. & J. Iversen (1989) *Textbook of pollen analysis*. 4<sup>th</sup> ed. by Fægri, K., Kaland, P. E. & K. Krzywinski. Wiley, Chichester. 328 S.
- Fagerlind, F. (1952): The real signification of pollen diagrams. *Botaniska Notiser* 105: 185-224.
- Fahrig, L., Coffin, D. P., Lauenroth, W. K. & H. H. Shugart (1994): The advantage of long-distance spreading in highly disturbed habitats. *Evolutionary Ecology* 8: 172-187.
- Fenner, M. & K. Thompson (2005): *The ecology of seeds*. Cambridge University Press, Cambridge. 250 pp.
- Fesq-Martin, M., Friedman, A., Peters, M., Behrman, J. & R. Kilian (2004): Late-Glacial and Holocene vegetation history of the Magellanic rain forest in southwestern Patagonia, Chile. *Vegetation History and Archaeobotany* 13: 249-255.
- Fischer, A. G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 351-376.
- Finegan, B. (1984): Forest succession. *Nature* 312: 109-114.
- Folsom, M. M. (1986): Ash on range and forest lands of eastern Washington: local erosion and redeposition. In: Keller, S. A. C. (ed.): *Mount St. Helens: Five years later*. Eastern Washington University Press, Cheney: 116-119..

- Frank, D. & S. Klotz (1990): Biologisch-ökologische Daten zur Flora der DDR. 2. Aufl. Wissenschaftliche Beiträge der Martin-Luther-Universität zu Halle-Wittenberg 32. 167 pp.
- Freitag, H. (1977): The Pleniglacial, Late-Glacial and early Postglacial vegetations of Zeribar and their present-day counterparts. *Palaeohistoria* 19: 87-95.
- Frenzen, P. M., Hadley, K. S., Major, J. J., Weber, M. H., Franklin, J. F., Hardison, J. H. & S. M. Stanton (2005): Geomorphic change and vegetation development on the Muddy River mudflow deposits. In: Dale, V. H., Swanson, F. J. & C. M. Crisafulli (eds.): *Ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens*. Springer, New York: 75-92.
- Friele, P. A., Clague, J. J., Simpson, K. & M. Stasiuk (2005): Impact of a Quaternary volcano on Holocene sedimentation in Lillooet River valley, British Columbia. *Sedimentary Geology* 176: 305-322.
- Fruchter, J. S., Robertson, D. E., Evans, J. C., Olsen, K. B., Laul, J. C., Abel, K. H., Sanders, R. W., Jackson, P. O., Wogman, N. S., Perkins, R. W., Van Tuyl, H. H., Beauchamp, R. H., Shade, J. W., Daniel, J. L., Erikson, R. L., Sehmel, G. A., Lee, R. N., Robinson, A. V., Moss, O. R., Briant, J. K. & W. C. Cannon (1980): Mount St. Helens Ash from the 18 May 1980 Eruption: Chemical, Physical, Mineralogical, and Biological Properties. *Science* 209: 1116-1125.
- Garbrecht, G. (2004): Historische Wasserbauten in Ost-Anatolien - Königreich Urartu, 9.-7. Jh. V. Chr.. In: Ohlig, C.: *Wasserbauten im Königreich Urartu und weitere Beiträge zur Hydrotechnik der Antike*. Schriften der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft Band 5. Books on Demand, Norderstedt. 1-103.
- Gerlach, T. M., Doukas, M. P., McGee, K. A. & R. Kessler (1999): Airborne detection of diffuse emissions at Mammoth Mountain, California. *Geophysical Research Letters* 26: 3661-3664.
- Giles, T. M., Newnham, R. M., Lowe, D. J. & A. J. Munro (1999): Impact of tephra fall and environmental change: a 1000 year record from Matakana Island, Bay of Plenty, North Island, New Zealand. In: Firth, C. A. & W. J. McGuire (eds.): *Volcanoes in the Quaternary*. The Geological Society of London Special Publications 161: 11-26.
- Glenn-Lewin, D. C. & E. Van Der Maarel (1992): Patterns and processes of vegetation dynamics. In: Glenn-Lewin, D. C., Peet, R. K. & T. T. Veblen (eds.): *Plant succession – theory and prediction*. Chapman & Hall, London: 11-59.
- Gokmen, H. (1962): Distribution of the forest trees and shrubs in Turkey. Map 1:2,500,000, Orman genel Mudurlugu Yayinlarindan, Turkiye.
- Golubic, S. & B. Buch (1978): Diatoms in sediment of Lake Van (Anatolia, Turkey). In: Degens, E. T. & F. Kurtman (eds.): *Geology of Lake Van*. Maden Tektik ve Arama Enstitüsü, Ankara: 111-114.
- Gomez-Romero, M., Lindig-Cisneros, R. & S. Galindo-Vallejo (2006): Effect of tephra depth on vegetation development in areas affected by volcanism. *Plant Ecology* 183: 207-213.
- Gould, S. J. (1976): Paleontology plus ecology as paleobiology. In: R. M. May (ed.): *Theoretical ecology: principles and applications*. Saunders, Philadelphia: 218-236.
- Grattan, J. P. (2006): Aspects of Armageddon: an exploration of the role of volcanic eruptions in human history and civilization. *Quaternary International* 151: 10-18.
- Grattan, J. P. & D. D. Gilbertson (1994): Acid-loading from Icelandic tephra falling on acidified ecosystems as a key to understanding archaeological and environmental stress in northern and western Britain. *Journal of Archaeological Science* 21: 851-859.
- Grattan, J. P. & F. B. Pyatt (1994): Acid damage to vegetation following Laki fissure eruption in 1783 - an historical review. *The Science of the Total Environment* 151: 241-247.
- Green, D. G. (1981): Time series and postglacial forest ecology. *Quaternary Research* 15: 265-277.
- Green, D. G. (1983): The ecological interpretation of fine resolution pollen records. *New Phytologist* 94: 459-477.

- Green, D. G. & G. S. Dolman (1988): Fine resolution pollen analysis. *Journal of Biogeography* 15: 685-701.
- Griggs, R. F. (1917): The valley of ten thousand smokes. *National Geographic Magazine* 81: 13-68.
- Griggs, R. F. (1918): Scientific results of the Katmai expeditions of the National Geographic Society. I. The recovery of vegetation at Kodiak. *The Ohio Journal of Science* 19: 1-57.
- Grimm, E. (1987): Coniss: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* 13: 13-35.
- Grimm, E. (1992): Tilia and Tilia-graph: Pollen spreadsheet and graphics programs. *Programs and Abstracts, 8<sup>th</sup> International Palynological Congress, September 6-12, Aix-en-Provence, France*: 56.
- Grishin, S. Yu. (1994): Role of *Pinus pumila* in primary succession on the lava flows of volcanoes of Kamchatka. In: Schmidt, W. C. & F.-K. Holtmeier (eds.): *Proceedings of the international workshop on subalpine stone pines and their environment: the status of our knowledge*. USDA General technical report INT 309: 240-244.
- Grishin, S. Yu., Del Moral, R., Krestov, P. V. & V. P. Verkholat (1996): Succession following the catastrophic eruption of Ksudach volcano (Kamchatka, 1907). *Vegetatio* 127: 129-153.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Mgand, O., Francus, P. & M.-A. Melieres (2007): High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26: 2644-2660.
- Haberle, S. G., Szeicz, J. M. & K. D. Bennett (2000): Late Holocene vegetation dynamics and lake geochemistry at Laguna Miranda, XI Region, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 73: 655-669.
- Hakanson, L. (2007): Lake environments. In: Perry, C. & K. Taylor (eds.): *Environmental sedimentology*. Blackwell Publishing, Malden, Oxford: 109-143.
- Hall, V. A. (2003): Assessing the impact of Icelandic volcanism on vegetation systems in the north of Ireland in the fifth and sixth millennia BC. *The Holocene* 13: 131-138.
- Hall, V. A., Pilcher, J. R. & F. G. McCormac (1994): Icelandic volcanic ash and the mid-Holocene Scots Pine decline in the north of Ireland: no correlation. *The Holocene* 4: 79-83.
- Halvorson, J. J., Franz, E. H., Smith, J. L. & R. A. Black (1992): Nitrogenase activity, nitrogen fixation, and nitrogen inputs by Lupines at Mount St. Helens. *Ecology* 73: 87-98.
- Hamzaoglu, E. (2006): Phytosociological studies on the steppe communities of East Anatolia. *Ekoloji* 15: 29-55.
- Harper, J. L. (1977): *Population biology of plants*. Academic Press, London. 892 pp.
- Harris, E., Mack, R. N. & M. S. B. Ku (1987): Death of steppe cryptogams under the ash from Mount St. Helens. *American Journal of Botany* 74: 1249-1253.
- Havinga, A. J. (1967): Palynology and pollen preservation. *Review of Palaeobotany and Palynology* 2: 81-98.
- Hayes, S. K., Montgomery, D. R. & C. G. Newhall (2002): Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geomorphology* 45: 211-224.
- Hensen, I. & C. Müller (1997): Experimental and structural investigations of anemochorous dispersal. *Plant Ecology* 133: 169-180.
- Hettler, S. (2009): *Untersuchungen zum Einfluss von Klimafaktoren auf lakustrine Ablagerungen des Vansees (Türkei) der letzten 70 Jahre*. Diploma-Thesis, University of Bonn. 61 pp.
- Hickman, M. & M. A. Reasoner (1994): Diatom responses to Late Quaternary vegetation and climate change, and to deposition of tephra in an alpine and sub-alpine lake in Yoho National Park, British Columbia. *Journal of Paleolimnology* 11: 173-188.

- Hicks, S. (1999): The relationship between climate and annual pollen deposition at northern tree-lines. *Chemosphere – Global Change Science* 1: 403-416.
- Hicks, S., Helander, M., & S. Heino (1994): Birch pollen production, transport and deposition for the period 1984-1993 at Kevo, Finland. *Aerobiologia* 10: 183-191.
- Hillman, G. C. (1978): On the origins of domestic rye-*Secale cereal*: The finds from aceramic Can Hasan III in Turkey. *Anatolian Studies* 28: 157-174.
- Hodgson, J. G. & J. P. Grime (1990): The role of dispersal mechanisms, regenerative strategies and seed banks in the vegetation dynamics of the British landscape. In: Bunce, R. G. H., & D. C. Howard (eds.): *Species dispersal in agricultural landscapes*. Belhaven Press, London: 65-81.
- Hopf, M. & U. Willerding (1988): Pflanzenreste. In: Kleiss, W. (ed): *Bastam II. Ausgrabungen in den urartäischen Anlagen 1977-1978*. Teheraner Forschungen 5. Mann, Berlin: 263-318.
- Horrocks, M & J. Ogden (1998): Fine resolution palynology of Erua Swamp, Tongaririo, New Zealand, since the Taupo Tephra eruption of c. 1718 BP. *New Zealand Journal of Botany* 36: 285-293.
- Horrocks, M & J. Ogden (1998): Fine resolution palynology of Gibsons Swamp, central North Island, New Zealand, since c. 13000 BP. *New Zealand Journal of Botany* 36: 273-283.
- Horrocks, M & J. Ogden (1998): The effects of the Taupo Tephra eruption of c. 1718 BP on the vegetation of Mt Hauhungatahi, central North Island, New Zealand. *Journal of Biogeography* 25: 649-660.
- Hotes, S., Poschlod, P., Takahashi, H., Grootjans, A. P. & E. Adema (2004): Effects of tephra deposition on mire vegetation: a field experiment in Hokkaido, Japan. *Journal of Ecology* 92: 624-634.
- Howell-Meurs, S. (2001): Archaeozoological evidence for pastoral systems and herd mobility: the remains from Sos Höyük and Büyüktepe Höyük. *International Journal of Osteoarchaeology* 11: 321-328.
- Hudson-Edwards, K. (2007): Fluvial environments. In: Perry, C. & K. Taylor (eds.): *Environmental sedimentology*. Blackwell Publishing, Malden, Oxford: 75-108.
- Inbar, M., Ostera, H. A., Parica, C. A., Remesal, M. B. & F. M. Salani (1995): Environmental assessment of 1991 Hudson volcano eruption ashfall effects on southern Patagonian region, Argentina. *Environmental Geology* 25: 119-125.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F. & L. Villari (1976): Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian Plates (Lake Van, Eastern Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1: 103-112.
- Ito, K. (1978): Effects of the 1977 eruption of Mt. Usu on the forest vegetation. In: Hokkaido University (ed.): *Usu eruption and its impact on environment*. Hokkaido University, Sapporo: 213-225.
- Jago, L. C. F. & W. E. Boyd (2005): How a wet tropical rainforest copes with repeated volcanic destruction. *Quaternary Research* 64: 299-406.
- Janssen, C. R. (1973): Local and regional pollen deposition. In: Birks, H. J. B. & R. G. West (eds.): *Quaternary plant ecology*. Blackwell, Oxford: 31-42.
- Jax, K. (1994): Mosaik-Zyklus und Patch-dynamics: Synonyme oder verschiedene Konzepte? Eine Einladung zur Diskussion. *Zeitschrift für Ökologie und Naturschutz* 3: 107-112.
- Johnson, E. A. & K. Miyanishi (2007): Disturbance and succession. In: Johnson, E. A. & K. Miyanishi (eds.): *Plant disturbance ecology. The processes and the response*. Elsevier, Amsterdam: 1-14.
- Jones, E. W. (1959): Biological Flora of the British Isles. *Quercus* L.. *Journal of Ecology* 47: 169-222.
- Jung, D., Keller, J., & F.-J. Eckhardt (1978): Heavy mineral contents and geochemistry of pumice glass from tephra layers in sediments of Lake Van (East Anatolia). In: Degens, E.

- T. & F. Kurtman (eds.): Geology of Lake Van. Maden Tektik ve Arama Enstitüsü, Ankara: 102-111.
- Kadioglu, M. (1997): Trends in surface air temperature data over Turkey. *International Journal of Climatology* 17: 511-520.
- Kadioglu, M., Sen, Z. & E. Batur (1997): The greatest soda-water lake in the world and how it is influenced by climatic change. *Annales Geophysicae* 15: 1489-1497.
- Kadioglu, M. (2000): Regional variability of seasonal precipitation over Turkey: *International Journal of Climatology* 20: 1743-1760.
- Karabacak, O. & L. Behcet (2007): The Flora of Akcadag (Van-Turkey). *Turkish Journal of Botany* 31: 495-528.
- Karakhanian, A., Djr bashian, R., Trifonov, V. Philip, H. Arekelian, S. & A. Avagian (2002): Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 319-344.
- Karaoglu, Ö., Özdemir, Y., Tolluoglu, A. Ü., Karabiyikoglu, M., Köse, O. & J.-L. Froger (2005): Stratigraphy of the volcanic products around Nemrut caldera: implications for reconstruction of the Caldera formation. *Turkish Journal of Earth Science* 14: 123-143.
- Keddy, P. A. (2007): Plants and vegetation. Origins, processes, and consequences. Cambridge University Press, Cambridge. 683 pp.
- Kempe, S. (1977): Hydrographie, Warven-Chronologie und organische Geochemie des Van Sees, Ost-Türkei. Ph.D-Thesis, Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg 47:125-228.
- Kempe, S., Kazmierczak, J., Landmann, G., Konuk, T., Reimer, A. & A. Lipp (1991): Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature* 349: 605-608.
- Kempe, S., Landmann, G. & G. Müller (2002): A floating varve chronology from the last glacial maximum terrace of Lake Van/Turkey. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Supplement Band* 126: 97-114.
- Keskin, M. (2003): Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30: 8046-8049.
- Keskin, M. (2007): Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume. *GSA Special Papers* 430: 693-722.
- Kilian, R., Biester, H., Behrman, J., Baeza, O., Fesq-Martin, M., Hohner, M., Schimpf, D., Friedmann, A. & A. Mangini (2006): Millenium-scale volcanic impact on a superhumid and pristine ecosystem. *Geology* 34: 609-612.
- Kleiss, W. (1988): Bastam II. Ausgrabungen in den urartäischen Anlagen 1977-1978. *Teheraner Forschungen V. Gebr. Mann, Berlin*. 330 pp.
- Kleiss, W. & H. Hauptmann (1976): Topographische Karte von Urartu: Verzeichnis der Fundorte und Bibliographie. *Archäologische Mitteilungen aus Iran, Ergänzungsband* 3. Reimer, Berlin. 46 pp.
- Klimesova, J. & L. Klimes (2006): Clo-Pla3 - database of clonal growth of plants in Central Europe. <http://clopla.butbn.cas.cz/>.
- Knight, T. M. & J. M. Chase (2005): Ecological succession: out of the ash. *Current Biology* 15: 926-927.
- Köroglu, K. (2003): The transition from Bronze Age to Iron Age in eastern Anatolia. In: Fischer, B., Genz, H., Jean, E. & K. Köroglu (eds.): Identifying changes: The transition from Bronze to Iron Ages in Anatolia and its neighbouring regions. *Proceedings of the international workshop. Türk Eskicag Bilimleri Enstitüsü Yayinlari, Istanbul*: 231-244.
- Konyar, E. (2005): Grooved pottery of the Van Lake basin: A stratigraphical and chronological assessment. *Colloquium Anatolicum IV*: 105-127.
- Korfmann, M. (1982): Tilkitepe. Die ersten Ansätze prähistorischen Forschung in der östlichen Türkei. *Istanbuler Mitteilungen Beiheft* 26. Ernst Wasmuth, Tübingen. 234 S.
- Kuniholm, P. I. (1997): Aegean Dendrochronology Project: 1995-1996 results. *12 Arkeometri Sonuclari Toplantisi, Ankara* 1996: 163-175.

- Kuniholm, P. I. & M. W. Newton (2001): Dendrochronological investigations at Ayanis: Dating the Fortress of Rusa II: Rusahinili Eiduru-kai. In: Cilingiroglu, A. & M. Salvini (eds.): Ayanis I. Ten years of excavations at Rusahinili Eidurukai 1989-1998. Documenta Asiatica 6. CNR Istituto per gli Studi Micenei ed Egeo-Anatolici, Roma: 377-380.
- Kuzucuoglu, C., Christol, A., Mouralis, D., Dogu, A.-F., Akköprü, E., Fort, M., Brunstein, D., Zorer, H., Fontugne, M., Karabiyikoglu, M., Scaillet, S., Reyss, J.-L. & H. Guillou (2010): Formation of the upper Pleistocene terraces of Lake Van (Turkey). *Journal of Quaternary Science* 25: 1124-1137.
- Landmann, G. (1996): Van See / Türkei: Sedimentologie, Warvenchronologie und Paläoklima der letzten 15000 Jahre. Unpubl. Ph.D-Thesis Faculty of Geosciences University of Hamburg. 137 pp.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G. & S. Kempe (1996): Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 122: 107-118.
- Landmann, G., Steinhäuser, G., Sterba, J. H., Kempe, S. & M. Bichler (2011): Geochemical fingerprints by activation analysis of tephra layers in Lake Van sediments, Turkey. *Applied Radiation and Isotopes* 69: 929-935.
- Lang, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. Spektrum, Heidelberg. 462 pp.
- Lavigne, F. (2004): Rate of sediment yield following small-scale volcanic eruptions: a quantitative assessment at the Merapi and Semeru stratovolcanoes, Java, Indonesia. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 1045-1058.
- Leemann, A. (1993): Rhythmite in Alpenen Vorgletscherseen - Warvenstratigraphie und Aufzeichnung von Klimaveränderungen. Ph.D-Thesis ETH Zürich. 129 pp.
- Leemann, A. & F. Niessen (1994): Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually-laminated sediments against hydrological and meteorological data. *The Holocene* 4: 1-8.
- Legler, F. & G. Kraßke (1940): Diatomeen aus dem Vansee (Armenien). Beiträge zur Ökologie der Brackwasserdiatomeen. I. Beihefte zum Botanischen Centralblatt 60 Abt. B. 335-347.
- Lemcke G. (1996): Paläoklimarekonstruktion am Van See. Ph.D-Thesis 11786, ETH Zürich. 177 pp.
- Lemcke, G. & M. Sturm (1997):  $\delta^{18}\text{O}$  and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van. In: Dalfes, N., Kukla, G. & H. Weiss (eds.): Third Millennium BC climate change and Old World collapse. Springer, Berlin: 653-678.
- Lentfer, C. & R. Torrence (2007): Holocene volcanic activity, vegetation succession, and ancient human land use: Unraveling the interactions on Garua Island, Papua New Guinea. *Review of Palaeobotany and Palynology* 143: 83-105.
- Litt, T. (2004): Eifelmaare als Archive für Vegetations- und Klimageschichte der letzten 15000 Jahre. *Bericht der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft* 16: 87-95
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Örcen, S., Heumann, G., Franz, S. O., Ülgen, U. B. & F. Niessen (2009): 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives. *Quaternary Science Reviews* 28: 1555-1567.
- Litt, T., Schmincke, H.-U. & B. Kromer (2003): Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews* 22: 7-32.
- Lindig-Cisneros, R., Galindo-Vallejo, S. & S. Lara-Cabrera (2006): Vegetation of tephra deposits 50 years after the end of the eruption of the Paricutin volcano, Mexico. *The Southwestern Naturalist* 51: 455-461.
- Lockwood, J. P. & R. W. Hazlett (2010): Volcanoes: Global perspectives. Wiley-Blackwell, Chichester. 539 pp.

- Longford, C., Drinnan, A. & A. Sagona (2009): Archaeobotany of Sos Höyük, northeast Turkey. In: Fairbairn, A., O'Connor, S. & B. Marwick (eds.): *New directions in Archaeological Science*. Terra Australis 28. Australian National University Press, Canberra: 121-136.
- Lordkipanidze, O. (1991): *Archäologie in Georgien. Von der Altsteinzeit bis zum Mittelalter. Quellen und Forschungen zur prähistorischen und provinzialrömischen Archäologie*. Acta Humaniora 5. VCH, Weinheim. 347 pp.
- Lotter, A. F. & H. J. B. Birks (1993): The impact of the Laacher See Tephra on terrestrial and aquatic ecosystems in the Black Forest, southern Germany. *Journal of Quaternary Science* 8: 263-276.
- Lotter, A. F., Birks, H. J. B. & B. Zolitschka (1995): Late-glacial pollen and diatom changes in response to two different environmental perturbations: volcanic eruption and Younger Dryas cooling. *Journal of Paleolimnology* 14: 23-47.
- Lotter, A. F. & G. Lemcke (1999): Methods for preparing and counting geochemical varves. *Boreas* 28: 243-252.
- Louis, H. (1939): *Das natürliche Pflanzenkleid Anatoliens, geographisch gesehen*. Geographische Abhandlungen 3. J. Engelhorn, Stuttgart. 132 pp.
- Lowe, D. J., Newnham, R. M. & J. D. McCraw (2002): Volcanism and early Maori society in New Zealand. In: Torrence, R. & J. Grattan (eds.): *Natural disasters and cultural change*. Routledge, London: 126-161.
- Lyr, H., Schachler, G. & J. Matschke (1992): Alterung und Lebensdauer. In: Lyr, H., Fiedler, H. J. & W. Tranquillini (eds.): *Physiologie und Ökologie der Gehölze*. Gustav Fischer, Jena: 471-496.
- Lytle, D. A. (2001): Disturbance regimes and life-history evolution. *The American Naturalist* 157: 525-536.
- Mack, R. N. (1981): Initial effects of ash fall from Mt. St. Helens on vegetation in eastern Washington and adjacent Idaho. *Science* 213: 537-539.
- Mack, R. N. (1987): Effects of Mount St. Helens ashfall in steppe communities of eastern Washington. In: Bilderback, D. E. & A. E. Leviton (eds.): *The biological effects of the Mount St. Helens and other volcanic eruptions*. University of California Press, Los Angeles: 262-281.
- Mack, R. N., Rutter, N. W., Bryant, V. M. & S. Valastro (1978). Late Quaternary pollen record from Big Meadow, Pend Oreille Co., Washington. *Ecology* 59: 956-966.
- Mack, R. N., Rutter, N. W. & S. Valastro (1983): Holocene vegetational history of the Kootenai River Valley, Montana. *Quaternary Research* 20: 177-193.
- Mahdavi, A. & C. Bovington (1972): Neutron activation analysis of some Obsidian samples from geological and archaeological sites. *Iran* 10: 148-151.
- Major, J. J., Pierson, T. C., Dinehart, R. L. & J. E. Costa (2000): Sediment yield following severe volcanic disturbance - a two decade perspective from Mount St. Helens. *Geology* 28: 819-822.
- Mangili, C., Brauer, A., Moscariello, A. & R. Naumann (2005): Microfacies of detrital layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Pianico-Sellere Basin (northern Italy). *Sedimentology* 52: 927-943.
- Manville, V. (2002): Sedimentary and geomorphic response to ignimbrite emplacement - readjustment of the Waikato River after the A.D. 181 taupo eruption, New Zealand. *Journal of Geology* 110: 519-541.
- Manville, V., Segschneider, B. & J. D. L. White (2002): Hydrodynamic behaviour of Taupo 1800a pumice: implications for the sedimentology of remobilized clasts. *Sedimentology* 49: 955-976.
- Mastrolorenzo, G. (2005): Der Zorn des Vesuv. Die Katastrophe des Jahres 79 n. Chr.. In: Mühlenbrock, J. & D. Richter (eds.): *Verschüttet vom Vesuv - die letzten Stunden von Herculaneum*. Philipp von Zabern, Mainz: 29-40.
- Maunsell, F. R. (1894): Kurdistan. *The Geographical Journal* 3: 81-92.

- Mayer, H. & H. Aksoy (1986): Die Wälder der Türkei. Elsevier, München. 290 pp.
- McConchie, M. (2004): Archaeology at the North-East Anatolian frontier, V. Iron technology and iron-making communities of the First Millennium BC. *Ancient Near Eastern Studies Suppl.* 13. Peeters, Louvain. 417 pp.
- McCoy, F. W. and Heiken, G., 2000, The Late Bronze Age explosive eruption of Thera (Santorini), Greece: Regional and local effects. In: McCoy, F. W. and G. Heiken (eds.): *Volcanic hazards and disasters in human antiquity*. Geological Society of America, Special Paper 345: 43-70.
- McGlone, M. S. & V. E. Neall (1988): The effect of recent volcanic events and climatic changes on the vegetation of Mt. Egmont (Mt Taranaki), New Zealand. *New Zealand Journal of Botany* 26: 123-144.
- Mehring, P. J., Blinman, E. & K. L. Petersen (1977): Pollen influx and volcanic ash. *Science* 198: 257-261.
- Merkt, J. & H. Müller (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lakustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. *Quaternary International* 61: 41-59.
- Moore, P. D., Webb, J. A. & M. E. Collinson (1991): *Pollen analysis*. 2<sup>nd</sup> ed.. Blackwell, Oxford. 216 pp.
- Nakashizuka, T., Iida, S., Suzuki, W. & T. Tanimoto (1993): Seed dispersal and vegetation development on a debris avalanche on the Ontake volcano, central Japan. *Journal of Vegetation Science* 4: 537-542.
- Nagao, K., Matsuda, J. I., Kita, I. & T. Ercan (1989): Noble gas and isotopic composition in Quaternary volcanic area in Turkey. *Jeomorfoloji Dergisi* 17: 101-110.
- Nesbitt, M. & D. Samuel (1996): Archaeobotany in Turkey: a review of current research. *Orient Express* 3: 91-96.
- Neumann, F. (2005): *Palynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte der nördlichen Golan-Höhen (Naher Osten)*. *Dissertationes Botanicae* 396, J. Cramer, Berlin. 155 pp.
- Newhall, C. G. & S. Self (1982): The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* 87: 1231-1238.
- Newnham, R. M. & D. J. Lowe (1991): Holocene vegetation and volcanic activity, Auckland Isthmus, New Zealand. *Journal of Quaternary Science* 6: 177-193.
- Newton, M. W. & I. P. Kuniholm (2007): A revised dendrochronological date for the fortress of Rusa II at Ayanis: Rusahinli Eiduru-kai. In: Cilingiroglu, A. & A. Sagona (eds): *Anatolian Iron Ages 6*. Proceedings of the sixth anatolian Iron Ages Colloquium held at Eskisehir, 16–20 August 2004. Peeters, Leuven: 195-206.
- Özdemir, Y., Karaoglu, Ö., Tolluoglu, A. Ü. & N. Gülec (2006): Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology* 226: 189-211.
- Özfirat, A. (2001): Erste Betrachtung zum ostanatolischen Hochland im 2. Jt. v. Chr. *Istanbulur Mitteilungen* 51: 27-60
- Özfirat, A. (2006): The Middle Bronze Age settlement pattern of the eastern Anatolian High Plateau in light of new evidence. In: Peterson, D., Popova, L. & A. T. Smith (eds.): *Beyond the steppe and the sown*. Proceedings for the 2002 University of Chicago conference on Eurasian archaeology. *Colloquia Pontica* 13. Brill, Leiden: 161-171.
- Özfirat, A. (2007): A survey of pre-classical sites in eastern Turkey. Fourth preliminary report: The eastern shore of Lake Van. *ANES* 44: 113-140.
- Oliver, C. D. (1981): Forest development in North America following major disturbances. *Forest Ecology and Management* 3: 153-168.
- Ort, M. H., Elson, M. D., Anderson, K. C., Duffield, W. A. & T. L. Samples (2008): Variable effects of cinder-cone eruptions on prehistoric agrarian human populations in the American southwest. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 363-376.

- Owens, P. N., Peticrew, E. L. & M. Van Der Perk (2010): Sediment response to catchment disturbance. *Journal of Soils and Sediments* 10: 591-596.
- Payne, R. J. & J. Blackford (2005): Simulating the impacts of distal volcanic products upon peatlands in northern Britain: An experimental study on the Moss of Achnacree, Scotland. *Journal of Archaeological Science* 32: 989-1001.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F. Low, P. J., Güner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. & J. J. Mitchell (1990): Genesis of volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 189-229.
- Pearce, J. A. & D. W. Peate (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23: 251-285.
- Pena-Chocarro L., Rigamonti A., Castelletti L., & A. Maspero (2001): Preliminary report on the plant remains from Ayanis. In: Cilingiroglu, A. & M. Salvini (eds.): Ayanis I. Ten years of excavations at Rusahinili Eidurukai 1989-1998. *Documenta Asiana* 6. CNR Istituto per gli Studi Micenei ed Egeo-Anatolici, Roma: 391-396.
- Pesmen, H. (1973): A study on the flora of Nemrut Dagi (Bitlis). *Istanbul Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi* 209: 271-287.
- Pickett, S. T. A., Collins, S. L. & J. J. Armesto (1987): A hierarchical consideration of causes and mechanisms of succession. *Vegetatio* 69: 109-114.
- Poli-Marchese, E. & M. Grillo (2000): Primary succession on lava flows of Mt. Etna. *Acta Phytogeographica Suecica* 85: 61-70.
- Prach, K. & P. Pysek (1994): Clonal plants - what is their role in succession? *Folia Geobotanica & Phytotaxonomica* 29: 307-320.
- Prentice, I. C. (1985): Pollen representation, source area, and basin size: Toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research* 23: 76-86.
- Prentice, I. C. (1992): Climate change and long-term vegetation dynamics. In: Glenn-Lewin, D. C., Peet, R. A. & T. Veblen (eds.): *Plant Succession: Theory and prediction*. Chapman and Hall, London: 293-339.
- Prentice, I. C. & T. Webb (1986) Pollen percentages, tree abundances and the Fagerlind effect. *Journal of Quaternary Science* 1: 35-43.
- Punt, W. (1976-2003): *The Northwest European Pollen Flora I-VIII*. Elsevier, Amsterdam.
- Pyle, D. M. (1989): The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology* 51: 1-15.
- Rampino, M. R. & S. Self (1993): Climate-volcanic feedback and the Toba eruption of ~74,000 years ago. *Quaternary Research* 40: 269-280.
- Rampino, M. R., Self, S. & R. B. Stothers (1988): Volcanic winters. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16: 73-99.
- Rantucci, G. (1994): Geological disasters in the Philippines, the July 1990 earthquake and the June 1991 eruption of Mount Pinatubo. Italian Ministry of Foreign Affairs, General Directorate for Development Cooperation, Rome. 154 pp.
- Rasband, W. S. (1997-2011): ImageJ. U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA. <http://imagej.nih.gov/ij/>.
- Rebele, F. (1992): Colonization and early succession on anthropogenic soils. *Journal of Vegetation Science* 3: 201-208.
- Rees, J. D. (1970): Paricutin revisited: a review of man's attempts to adapt to ecological changes resulting from volcanic catastrophe. *Geoforum* 4: 7-25.
- Reille, M. (1990-1998): *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille.
- Roberts, N., Reed, J., Leng, M. J., Kuzucuoglu, C., Fontugne, M., Bertaux, J., Woldring, H., Bottema, S., Black, S., Hunt, E. & M. Karabiyikoglu (2001): The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region: new high-resolution crater-lake sediment data from central Turkey. *The Holocene* 11: 721-736.

- Rollinger, R. (2005): Das Phantom des Medischen Großreichs und die Behistun-Inschrift. In: Dabrowa, E. (ed.): Ancient Iran and its neighbours. Studies in honour of Prof. Jozef Wolski. Electrum 10. Jagiellonian University Press, Krakow. 126 pp.
- Romero-Viana, L., Ramon, J., Camacho, A., Vicente, E. & M. R. Miracle (2008): Climate signal in varve thickness: Lake La Cruz (Spain), a case study. *Journal of Paleolimnology* 40: 703-714.
- Rull, V. (1990): Quaternary paleoecology and ecological theory. *Orsis* 5: 91-111.
- Rull, V. (2010): Ecology and palaeoecology: two approaches, one objective. *The Open Ecological Journal* 3: 1-5.
- Russel, E. W. B. (1993): Early stages of secondary succession recorded in soil pollen on the North Carolina Piedmont. *American Midland Naturalist* 129: 384-396.
- Sagona, A. (2006): The Heritage of eastern Turkey. Macmillan Art, Melbourne. 240 pp.
- Sagona, A. & P. E. Zimansky (2009): Ancient Turkey. Routledge, London. 408 pp.
- Salvini, M. (1998): Eine urartäische Felseninschrift in der Region Nachicevan. *Zeitschrift für Assyriologie* 88: 94-99.
- Sari, M. (2008): Threatened fishes of the world: *Chalcalburnus tarichi* (Pallas 1811) (Cyprinidae) living in the highly alkaline Lake Van, Turkey. *Environmental Biology of Fishes* 81: 21-23.
- Schmincke, H.-U. (2000): Vulkanismus. 2nd ed.. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. 264 pp.
- Schmincke, H.-U., Park, C. & E. Harms (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See volcano (Germany) 12,900 a BP. *Quaternary International* 61: 61-72.
- Schoonmaker, P. K. & D. R. Foster (1991): Some implications of paleoecology for contemporary ecology. *The Botanical Review* 57: 204-245.
- Schweizer, G. (1975): Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran. Geomorphologische, klima- und hydrogeographische Studien im Vansee- und Rezaiehsee-Gebiet. *Tübinger Geographische Studien* 60. 175 pp.
- Self, S. (2006): The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 364: 2073-2097.
- Sen, Z., Kadioglu, M. & E. Batur (2000): Stochastic modeling of the Van Lake level monthly fluctuations in Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* 65: 99-110.
- Sengör, A. M. C., Özeren, S., Genc, T. & E. Zor (2003): East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30: 8045-8048.
- Sevin, V. & A. Özfirat (2001): Die Stelen aus Hakkari: Steppennomaden in Vorderasien. *Istanbuler Mitteilungen* 51: 11-26.
- Seymour, V. A., Hinckley, T. M., Morikawa, Y. & J. F. Franklin (1983): Foliage damage in coniferous trees following volcanic ashfall from Mt. St. Helens. *Oekologia* 59: 339-343.
- Sharik, T. L., Ross, M. S. & G. M. Hopper (1983): Early fruiting in chestnut oak (*Quercus prinus* L.). *Forest Science* 29: 221-224.
- Shoji, S., Nanzyo, M. & R. A. Dahlgren (1993): Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization. *Developments in Soil Science* 21. Elsevier, Amsterdam. 288 pp.
- Smathers, G. A. & D. Müller-Dombois (1974): Invasion and recovery after a volcanic eruption in Hawaii. National Park Service, Washington. 129 pp.
- Stevens, L. R., Wright, H. E. & E. Ito (2001): Proposed changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene* 11: 747-755.
- Stockmaar, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 615-621.
- Stretch, H. C. & H. A. Viles (2002): The nature and rate of weathering by lichens on lava flows on Lanzarote. *Geomorphology* 47: 87-94.
- Sugita, S. (1993): A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quaternary Research* 39: 239-244.

- Sugita, S. (1994): Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: Theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology* 82: 881-897.
- Sugita, S. (2007): Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: Pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene* 17: 229-241.
- Sugita, S. (2007): Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: All you need is LOVE. *The Holocene* 17: 243-257.
- Sugita, S., MacDonald, G. M. & C. P. S. Larsen (1997): Reconstruction of fire disturbances and forest succession from fossil pollen in lake sediments: Potential and limitations. In: Clark, J. S., Cahcier, H. Goldammer, J. G. & B. Stocks (eds.): *Sediment records of biomass burning and global change. NATO ASI Series I: Global environmental change* 51: 387-412.
- Sumita, M. & H.-U. Schmincke (2008): Tephra input into Lake Van. Abstracts, IODP/ICDP-Kolloquium, March 12-14, Leibnitz University Hannover, Germany: 123.
- Sumita, M. & H.-U. Schmincke (2009): Explosive volcanism during evolution of Lake Van. Abstracts, IODP/ICDP-Kolloquium, March 16-18, University of Potsdam, Germany: 161-162.
- Sumita, M. & H.-U. Schmincke (2010): Onland tephra record around Lake Van as a stratigraphic, compositional, temporal and alteration framework for the Paleovan drilling project. Abstracts, IODP/ICDP-Kolloquium, March 09-11, Goethe-University Frankfurt, Germany: 142- 143.
- Sumita, M. & H.-U. Schmincke (2011): Structural, volcanic, temporal, compositional and environmental evolution of explosive volcanism of Nemrut and Süphan volcanic systems, sources for the Tephra framework of Lake Van sediments (Anatolia). Abstracts, IODP/ICDP-Kolloquium, March 14-16, Westfälische Wilhelms-University Münster, Germany: 174- 176.
- Swain, A. M. (1973): A history of fire and vegetation in Northeast Minnesota as recorded in Lake Sediments. *Quaternary Research* 3: 383-396.
- Swanson, F. J., Collins, B., Dunne, T. & B. P. Wicherski (1983): Erosion of Tephra from hillslopes near Mount St. Helens and other volcanoes. *Proceedings of the Symposium on Erosion Control in Volcanic Areas. Technical Memorandum of the Public Works Research Institute 1908, Ministry of Construction, Japan*: 183-221.
- Swanson, F. J. & J. J. Major (2005): Physical environments, events, and geological-ecological interactions at Mount St. Helens - March 1980-2004. In: Dale, V. H., Swanson, F. J. & C. M. Crisafulli (eds.): *Ecological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens*. Springer, New York: 27-44.
- Tanyeri-Erdemir, T. (2006): Continuity, change and innovation: Considering the agency of Rusa II in the production of the imperial art and architecture of Urartu in the 7<sup>th</sup> century B.C. In: Peterson, D. L., Popova, L. M. & A. T. Smith (eds.): *Beyond the steppe and the sown: Proceedings of the 2002 University of Chicago conference on Eurasian archaeology. Colloquia Pontica 13*. Brill, Leiden : 264-281.
- Tarhan, M. T. & V. Sevin (1991): Van Kalesi ve eski Van Sehri kazilari 1989. 12. Kazi sonuclari toplantisii II. Ankara: 429-439.
- Tatento, M. & T. Hirose (1987): Nitrification and nitrogen accumulation in the early stages of primary succession on Mt. Fuji. *Ecological Research* 2: 113-120.
- Telford, R. J., Barker, P., Metcalfe, S. & A. Newton (2004): Lacustrine response to tephra deposition: examples from Mexico. *Quaternary Science Reviews* 23: 2337-2353.
- Theuerkauf, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 cal. BP). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 29: 143-189.
- Thorarinsson, S. (1954): The eruption of Hekla 1947-48, part 2, Ch. 3. The tephra-fall from Hekla on March 29, 1947. *Societas Scientiarum Islandica* 30: 1-68.
- Thorarinsson, S. (1969): The Lakagir eruption of 1783. *Bulletin Volcanologique* 33: 910-929.

- Thorarinsson, S. (1971): Damage caused by tephra fall in some big Icelandic eruptions and its relation to the thickness of tephra layers. 1. International Scientific Congress on the Volcano of Thera. 15-23 September 1969, Athens. 213-236.
- Thorarinsson, S. (1979): On the damage caused by volcanic eruptions with special reference to tephra and gases. In: Sheets, P. D. & D. K. Grayson (eds.): Volcanic activity and human ecology. Academic Press, New York: 125-159.
- Thordarson, T. & S. Self (1993): The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvötn eruptions in 1783-1785. *Bulletin of Volcanology* 55: 233-263.
- Thornton, I. W. B. (2000): The ecology of volcanoes: recovery and reassembly of living communities. In: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt S. R., Rymer, H. & J. Stix (eds.): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego: 1057-1081.
- Tilling, R. I. (2005): Volcano hazards. In: Marti, J. & G. G. J. Ernst (eds.): *Volcanoes and the environment*. Cambridge University Press, Cambridge: 55-89.
- Timmins, S. M. (1983): Vegetation succession on Mt. Tarawera. 1. Vegetation types and successional trends. *New Zealand Journal of Ecology* 6: 99-105.
- Tsuyuzaki, S. (1987): Origin of plants recovering on the volcano Usu, northern Japan, since the eruptions of 1977 and 1978. *Vegetatio* 73: 53-58.
- Tsuyuzaki, S. (1989): Buried seed populations on the volcano Mt. Usu, Northern Japan, ten years after the 1977-1978 eruptions. *Ecological Research* 4: 167-173.
- Tsuyuzaki, S. (1991): Species turnover and diversity during early stages of vegetation recovery on the volcano Usu, northern Japan. *Journal of Vegetation Science* 2: 301-306.
- Tsuyuzaki, S. (1995): Vegetation recovery patterns in early volcanic succession. *Journal of Plant Research* 108: 241-248.
- Tsuyuzaki, S. (2009): Causes of plant community divergence in the early stages of volcanic succession. *Journal of Vegetation Science* 20: 959-969.
- Tsuyuzaki, S. & R. Del Moral (1994): Canonical correspondence analysis of early volcanic succession on Mt. Usu, Japan. *Ecological Research* 9: 143-150.
- Tsuyuzaki, S. & R. Del Moral (1995): Species attributes in early primary succession on volcanoes. *Journal of Vegetation Science* 6: 517-522.
- Tsuyuzaki, S. & M. Haruki (1996): Tree regeneration patterns on Mount Usu, northern Japan, since the 1977-78 eruptions. *Vegetatio* 126: 191-198.
- Türkes, M. (1996): Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* 16: 1057-1076.
- Turner, M. G., Baker, W. L., Peterson, C. J. & R. K. Peet (1998): Factors influencing succession: lessons from large, infrequent natural disturbances. *Ecosystems* 1: 511-523.
- Turner, M. G. & V. H. Dale (1998): comparing large, infrequent disturbances: What have we learned? *Ecosystems* 1: 493-496.
- Ünal, M. & L. Behcet (2007): Floa of Pirresit Mountain (Van, Turkey). *Turkish Journal of Botany* 31: 193-223.
- Ugolini, F. C. & R. A. Dahlgren (2002): Soil development in volcanic ash. *Global Environmental Research* 6: 69-81.
- Ugolini, F. C. & R. J. Zasoski (1979): Soils derived from tephra. In: Sheets, P. D. & D. K. Grayson (eds.): Volcanic activity and human ecology. Academic Press, New York: 83-124.
- Ulusoy, I., Labazuy, P., Aydar, E., Ersoy, O. & E. Cubukcu (2008): Structure of the Nemrut caldera (Eastern Anatolia, Turkey) and associated hydrothermal fluid circulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174: 269-283.
- Urrutia, R., Araneda, A., Cruces, F., Torres, L., Chirinos, L., Treutler, H. C., Fagel, N., Bertrand, S., Alvial, I., Barra, R. & E. Chapron (2007): Changes in diatom, pollen, and chironomid assemblages in response to a recent volcanic event in Lake Galletue (Chilean Andes). *Limnologia* 37: 49-62.

- Van Der Knaap, W. O., Van Leuween, J. F. N. & B. Ammann (2001): Seven years of annual pollen influx at the forest limit in the Swiss Alps studied by pollen traps: relations to vegetation and climate. *Review of Palaeobotany and Palynology* 117: 31-52.
- Van Der Valk, A. G. (1992): Establishment, colonization and persistence. In: Glenn-Lewin, D. C., Peet, R. K. & T. T. Veblen (eds.): *Plant succession – theory and prediction*. Chapman & Hall, London: 60-102.
- Van Zeist, W. & S. Bottema (1977): Palynological investigations in western Iran. *Palaeohistoria* 19: 19-85.
- Van Zeist, W. & H. Woldring (1978): A postglacial pollen diagram from Lake Van in East Anatolia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 26: 249-276.
- Van Zeist, W., Woldring, H. & D. Stapert (1975): Late Quaternary vegetation and climate of southwestern Turkey. *Palaeohistoria* 17: 53-143.
- Valachovic, M., Dierssen, K., Dimopoulos, P., Hadac, E., Loidi, J., Mucina, L., Rossi, G., Valle Tendero, F. & M. Tomaselli (1997): The vegetation on screes - a synopsis on higher syntaxa in Europe. *Folia Geobotanica & Phytotaxonomica* 32: 173-192.
- Valipour, A., Namiraninan, M., Etemad, V. & H. Ghazanfari (2009): Relationships between diameter, height and geographical aspects with bark thickness of Lebanon Oak tree (*Quercus libani* OLIV.) in Armadeh, Baneh (Northern Zagros of Iran). *Research Journal of Forestry* 3: 1-7.
- Vasey, D. E. (1991): Population, agriculture, and famine: Iceland, 1784-1785. *Human Ecology* 19: 323-350.
- Virkanen, J., Korhola, A., Tikkanen, M. & T. Blom (1997): Recent environmental changes in a naturally acidic rocky lake in southern Finland, as reflected in its sediment geochemistry and biostratigraphy. *Journal of Paleolimnology* 17: 191-213.
- Vitousek, P. M., Kennedy, M. J., Derry, L. A. & O. A. Chadwick (1999): Weathering versus atmospheric sources of strontium in ecosystems on young volcanic soils. *Oecologia* 121: 255-259.
- Voight, B., Glicken, H., Jande, R. J. & P. M. Douglas (1981): Catastrophic rockslide avalanche of May 1980. In: Lipman, P. W. & D. R. Mullineaux (eds.): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. USGS Professional Paper 1250: 347-378.
- Wagner, R. & R. B. Walker (1986): Mineral nutrient availability in some Mount St. Helens surface samples. In: Keller, S. A. C. (ed.): *Mount St. Helens: Five years later*. Eastern Washington University Press, Cheney: 153-162.
- Walker, L. R. & F. S. Chapin (1987): Interactions among processes controlling successional change. *Oikos* 50:131-135.
- Walker, L. R. & M. R. Willig (1999): An introduction to terrestrial disturbances. In: Walker, L. R. (ed): *Ecosystems of disturbed ground*. *Ecosystems of the World* 16. Elsevier, Amsterdam: 2-16.
- Walker, M. (2005): *Quaternary dating methods*. Wiley & Sons, Chichester. 286 pp.
- Walter, H. (1956 a): Vegetationsgliederung Anatoliens. *Flora* 143: 295-326.
- Walter; H. (1956 b): Das Problem der zentralanatolischen Steppe. *Naturwissenschaften* 43: 97-102.
- Warren, J. K. (2006): *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, Heidelberg. 1035 pp.
- Wartke, R.-B. (1998): *Urartu, das Reich am Ararat*. Philipp von Zabern, Mainz. 189 pp.
- Wells, C., Huckerby, E. & V. Hall (1997): Mid- and late-Holocene vegetation history and tephra studies at Fenton Cottage, Lancashire, U. K.. *Vegetation History and Archaeobotany* 6: 153-166.
- Went, F. W. (1942) The dependence of certain annual plants on shrubs in southern California deserts. *Bulletin of the Torrey Botanical Club* 69: 100-114.
- Weiss, B. (1982): The decline of Late Bronze Age civilization as a possible response to climate change. *Climatic Change* 4: 173-198.

- White, P. S. & S. T. A. Pickett (1985): Natural disturbance and patch dynamics: An introduction. In: Pickett, S. T. A. & P. S. White (eds.): The ecology of natural disturbance and patch dynamics. Academic Press, Orlando: 3-13.
- Whittaker, R. H. (1953): A consideration of climax theory: The climax as a population and pattern. *Ecological Monograph* 23: 41-78.
- Whittaker, R. J., Bush, M. B. & K. Richards (1989): Plant recolonization and vegetation succession on the Krakatau Islands, Indonesia. *Ecological Monographs* 59: 59-123.
- Wick, L., Lemcke, G. & M. Sturm (2003): Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey. *The Holocene* 13: 665-675.
- Wilmshurst, J. M. & M. S. McGlone (1996): Forest disturbance in the central North Island, New Zealand, following the 1850 BP Taupo eruption. *The Holocene* 6:399-411.
- Wilson, C. J. N. & B. F. Houghton (1999): Pyroclastic transport and deposition. In: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. & J. Stix (eds.): *Encyclopedia of volcanism*. Academic Press, San Diego: 545-554.
- Wilson, T. M., Cole, J. W., Cronin, S. J., Stewart, C. & D. M. Johnston (2010a): Impacts on agriculture following the 1991 eruption of Vulcan Hudson, Patagonia: lessons for recovery. *Natural Hazards* 57: 185-212.
- Wilson, T., Kaye, G., Stewart, C. & J. Cole (2007): Impacts of the 2006 eruption of Merapi volcano, Indonesia, on agriculture and infrastructure. *GNS Science Report 2007/07*. 69 pp.
- Wright, G. A. & A. A. Gordus (1969): Distribution and utilization of Obsidian from Lake Van sources between 7500 and 3500 B. C.. *American Journal of Archaeology* 73: 75-77.
- Wright, H. E., McAndrews, J. H. & W. Van Zeist (1967): Modern pollen rain in western Iran. *Journal of Ecology* 55: 415-443.
- Wright, R. F. (1976): The impact of forest fire on the nutrient influxes to small lakes in Minnesota. *Ecology* 57: 649-663.
- Yakar, J. (2000): Ethnoarchaeology of Anatolia. Rural socio-economy in the Bronze and Iron Ages. Tel Aviv University, Sonia and Marco Nadler Institute of Archaeology Monograph Series 17. Graphit Press, Jerusalem. 529 pp.
- Yasuda, Y. (1991): Influences of the vast eruption of Kikai Caldera volcano in the Holocene vegetational history of Yakushima, southern Kyushu, Japan. *Japan Review* 2: 145-160.
- Yilmaz, Y. Güner, Y. & F. Saroglu (1998): Geology of quaternary volcanic centres of the east Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 173-210.
- Yeloff, D., Mauquoy, D., Barber, K., Way, S., Van Geel, B. & C. S. M. Turney (2007): Volcanic ash deposition and long-term vegetation change on subantarctic Marion Island. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 39: 500-511.
- Yoshioka, K. (1966): Development and recovery of vegetation since the 1929 eruption of Mt. Komagatake, Hokkaido. *Ecological Review* 16: 271-292.
- Zdanowicz, C. M., Zielinski, G. A. & M. S. Germani (1999): Mount Mazama eruption: Calendrical age verified and atmospheric impact assessed. *Geology* 27: 621-624.
- Zimansky, P. E. (1985): *Ecology and Empire: The structure of the Urartian State*. Studies in ancient oriental civilization 41, Oriental Institute of the University of Chicago, Chicago. 141 pp.
- Zimansky, P. E. (1998). *Ancient Ararat: A handbook of Urartian Studies*. Caravan Books, New York. 332 pp.
- Zobel, D. B. & J. A. Antos (1992): Survival of plants buried for eight growing seasons by volcanic tephra. *Ecology* 73: 698-701.
- Zohary, M. (1973): *Geobotanical foundations of the Middle East Vols. 1 & 2*. Fischer, Stuttgart. 738 pp.

**Internetquellen:**

<http://clopla.butbn.cas.cz/> (CLO-PLA, Database of clonal growth in plants, abgerufen: 24.07.2011)

<http://www.dmi.gov.tr> (Turkish State Meteorological Service, abgerufen: 24.07.2011)

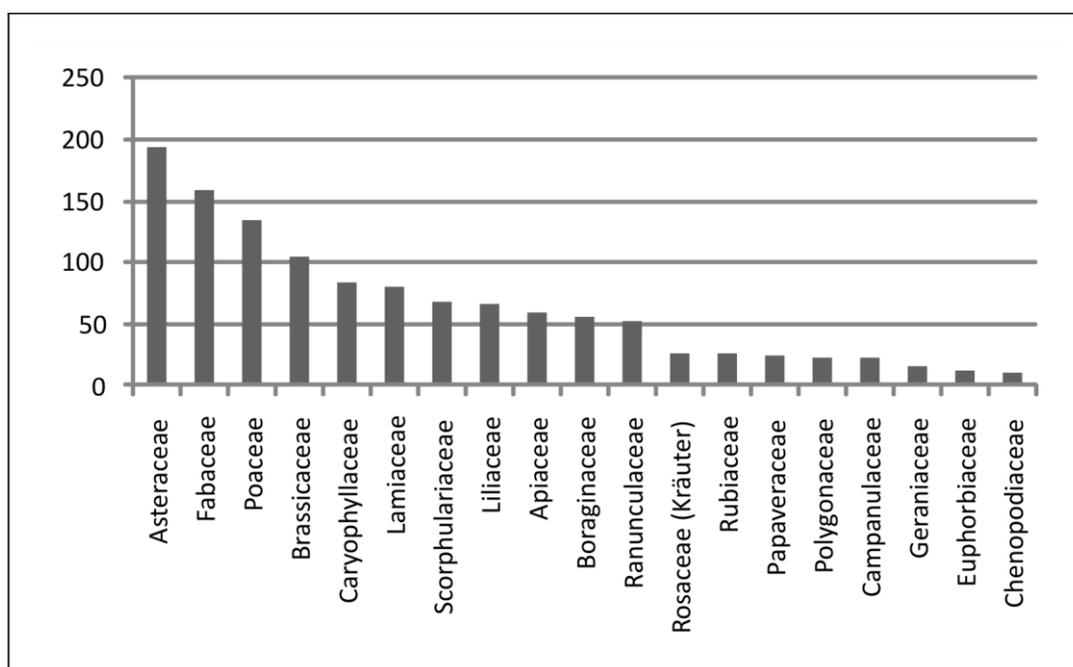
<http://www.turkstat.gov.tr> (Turkish Statistical Institute, abgerufen: 24.07.2011)

**Mit Ausnahme der Karte 2.5.1, wurden alle in dieser Arbeit verwendeten Karten mit der Software ArcGis® und ArcMap™ von ESRI erstellt. ArcGis® und ArcMap™ sind Eigentum von ESRI und wurden hier unter Lizenz verwendet. Copyright © ESRI**

## 10. Anhang

Station	Parameter	Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dez	Year
Bitlis	Mean Speed	71-00	2,6	2,6	2,7	2,4	2,4	2,5	2,5	2,3	2,3	2,2	2,2	2,2	2,4
	Direction	63-02	ENE	ENE	NNE	NNE	NNE	ENE							
Tatvan	Mean Speed	71-00	2,3	2,0	2,0	2,1	1,9	1,8	1,6	1,5	1,6	1,7	1,8	2,1	1,9
	Direction	72-03	WNW	WNW	WNW	ENE	ENE	ENE	ENE	WSW	WSW	WNW	WNW	WNW	WNW
Ahlal	Mean Speed	71-00	3,0	2,8	2,6	2,5	2,6	2,7	2,5	2,8	2,9	2,8	2,8	2,9	2,7
	Direction	69-03	NNW	NNW	NNW	NNW	ESE	SE	SE	SE	N	N	N	N	N
Ercis	Mean Speed	71-00	1,9	1,9	1,9	2,1	1,9	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,7	1,9	1,7
	Direction	70-03	N	N	N	N	N	SW	N	NE	NE	N	N	N	N
Van	Mean Speed	71-00	2,3	2,2	2,3	2,5	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,3	2,2	2,2	2,3
	Direction	63-02	E	E	E	WNW	W	WSW	WSW	E	E	E	E	E	E
Gevas	Mean Speed	82-03	1,3	1,5	1,7	2,3	1,9	1,7	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,3	1,6
	Direction	82-03	SSE	SSE	SSE	SSE	NNE	NNW	S	S	SSE	SSE	SSE	SSE	SSE

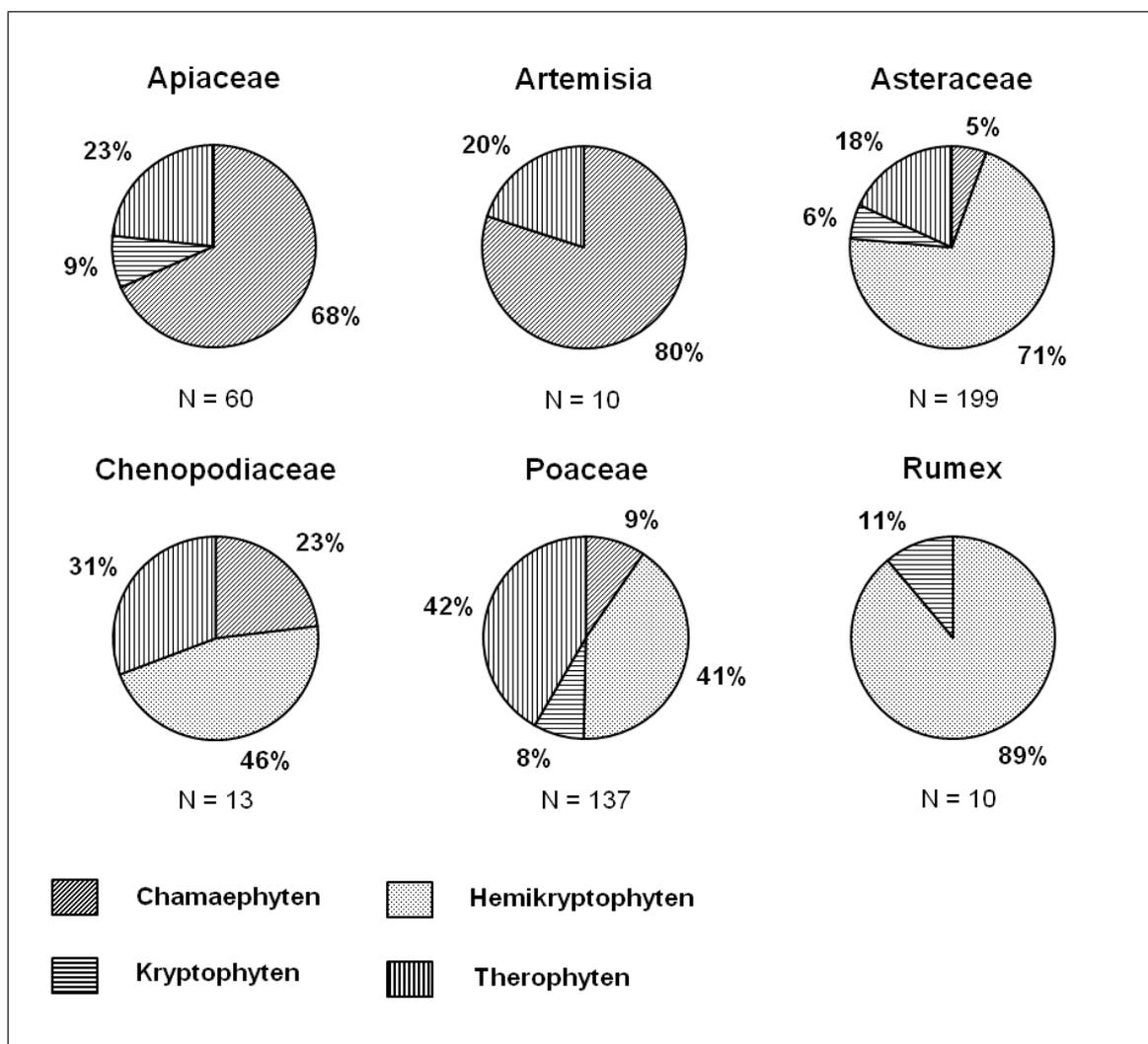
**Tab. 10.1: Mittlere monatliche Windgeschwindigkeiten und Richtungen für Stationen in den Provinzen Bitlis und Van. Quelle: Turkish State Meteorological Service 2010**



**Abb. 10.2: Artenreichste Familien der Steppenflora des Untersuchungsgebietes nach Anzahl der Arten. Datengrundlage: Ahtiok & Behcet 2005; Karabacak & Behcet 2007; Ünal & Behcet 2007. Eigene Darstellung.**

VAN04-2 Kompositprofil (Litt et al. 2009)				90-10 (Lemcke 1996)		K10 (Landmann et al. 1996)		Landmann et al. 2005
Kerntiefe (mm) in VAN04-2	Mächtigkeit (mm) in VAN04-2	Tephra Nr.	Alter (Jahre)	Tephra Nr.	Alter (Jahre)	Tephra Nr.	Alter (Jahre)	Alter (Jahre)
372-373	1	1	ca. 510	fehlt		fehlt		
1025	1	2	ca. 2250	fehlt		fehlt		
1208-1225	17	3a		1	ca. 3000	A	ca. 2607	
1310-1363	53	3b	ca. 2650	1		B	ca. 2737	
2507-2515	8	4	ca. 6005	3	ca. 6750	C	ca. 6005	
2779-2785	6	5	ca. 6888	4	ca. 7032	D	ca. 6888	
2932-2942	10	6	ca. 7192	4	ca. 7600	E	ca. 7192	
3925	1	7		5		?		
5154-5156	2	8		6	ca. 11500	J	ca. 11900 (11730)	ca. 12600
5242-5246	4	9		6		K1	ca. 11992	ca. 12692
5290-5325	35	10				K2	ca. 12061	ca. 12711
5419-5420	1	11						
5435	1	12		6	ca. 11688	L1-L2	ca.12255; ca. 12280	ca. 12955; ca. 12980
5445-5446	1	13						
5460-5470	10	14				L3	ca. 12306	ca. 13006
5490-5491	1	15		6				
5715-5717	2	16		7	ca. 12750	M	ca. 12960	ca. 13660

**Tab. 10.3: Weichselglaziale und holozäne Tephren der Vanseesedimente nach verschiedenen Autoren. Zusammenstellung und Darstellung: Dr. G. Heumann (Steinmann-Institut, Universität Bonn)**



**Abb. 10.4: Prozentualer Anteil der Überdauerungsformen der Hauptkomponenten der Krautpollenflora. Datengrundlagen: Altiok & Behcet (2005); Karabacak & Behcet (2007); Ünal & Behcet (2007)**

**Folgende Seite:**

**Abb. 10.5: Photographien der untersuchten Profilabschnitte:**

- a) VAN04-2-4 Segment 2, Tephra 6
- b) VAN04-2-4 Segment 1, Tephra 5
- c) Dünnschliff LVKP35-01a, Tephra 5
- d) VAN04-8-3 (Übersicht), Tephra 3a/b
- e) VAN04-8-3 (beprobter Abschnitt), Tephra 3a
- f) VAN04-8-4 Tephra 3b (beprobter Abschnitt)



## Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle sehr herzlich bei Herrn Prof. Dr. Thomas Litt (Steinmann-Institut, Universität Bonn) für das Dissertationsthema, die Bereitstellung des Untersuchungsmaterials und die Betreuung dieser Arbeit bedanken. Zudem danke ich ihm für die Geldmittel, die mir Tagungsreisen und Besuche im Untersuchungsgebiet ermöglichte. Danken möchte ich besonders auch der Friedrich-Naumann-Stiftung für die Freiheit für die Finanzierung meines Lebensunterhaltes in den vergangenen drei Jahren. Zu besonderem Dank verpflichtet bin ich auch Herrn Dr. Georg Heumann (Steinmann-Institut, Universität zu Bonn) für die technische Unterstützung und Ideen, die Bereitstellung der Chronologie, für die Hilfe bei der Pollenbestimmung und für die Korrektur dieser Arbeit und Herrn Georg Oleschinski (Steinmann-Institut, Universität Bonn) für die schnelle und unkomplizierte Erstellung der hochauflösenden Bilder, die die Zählung und Vermessung der Warven ermöglichte. Für die Beantwortung von Fragen zur Herkunft und Genese der Tephren danke ich Herrn Prof. Dr. Hans-Ulrich Schmincke, sowie Frau Dr. Mari Sumita (beide IFM-GEOMAR, Kiel). Für fruchtbare Diskussionen und Anregungen, sowie die kurzfristige Übernahme der Co-Korrektur dieser Arbeit, danke ich Herrn PD Dr. Norbert Kühl (Steinmann-Institut, Universität Bonn). Für die Korrekturen von Abstracts, Präsentationen und der unverzichtbaren mentalen Unterstützung danke ich besonders Frau Dr. Irina Ruf und Frau Dr. Carole Gee (beide Steinmann-Institut, Universität Bonn). Bedanken möchte ich mich auch bei Frau Tanja Gross (jetzt Life & Medical Science Institute, Universität Bonn) und Frau Beate Söntgerath (Steinmann-Institut, Universität Bonn) für die Unterstützung bei der Probenaufbereitung. Für die Unterstützung und Bereitstellung von Literatur danke ich Herrn Prof. Dr. Richard N. Mack (Washington State University). Für die Diskussionen und Literatur zu Vegetationssukzession danke ich Herrn PD Dr. Hans Jürgen Böhmer (Interdisziplinäres Lateinamerikazentrum, Bonn). Bei Frau Dr. Martina Stebich (Senckenberg-Forschungsinstitut, Forschungsstelle für Quartärpaläontologie, Weimar) möchte ich mich für fachliche Beratung und den gewährten zeitlichen Freiraum bis zur endgültigen Fertigstellung dieser Arbeit bedanken.

Bei den Aktiven und Alten Herren des Vereins Deutscher Studenten zu Bonn möchte ich mich für die schönen Stunden bedanken, die mir die Zeit des Studium und der Promotion versüßten. Hier danke ich besonders Herrn Daniel Neuffer für die gemeinsam verbrachte Zeit und Herrn Dominik Matuschek, der diese Arbeit innerhalb eines Tages von orthographischen Fehlern befreit hat.

Zuletzt möchte ich mich bei meiner Familie, besonders bei meinen Eltern, meiner Tante Christa und meiner Oma Thea für ihre Unterstützung bedanken. Insbesondere danke ich meiner Frau Sabine, die immer für inhaltliche Diskussionen zu Verfügung stand und mir über so lange Zeit den Rücken frei gehalten hat. Diese Arbeit möchte ich ihr und meinem Sohn Carl widmen.